



METATERRIGENIOUS ROCKS OF THE OLKHON TERRANE OF THE CENTRAL ASIAN OROGENIC BELT: U-Pb ZIRCON AGE, GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS, AND FORMATION MODELS OF SEDIMENTARY PROTOLITHS

T.V. Donskaya ¹✉, D.P. Gladkochub ¹, A.M. Mazukabzov ¹, E.V. Sklyarov ¹, V.B. Khubanov ²,
E.I. Demonterova ¹, Z.L. Motova ¹

¹ Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia

² Dobretsov Geological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 6a Sakhyanova St, Ulan-Ude 670047, Republic of Buryatia, Russia

ABSTRACT. The paper presents a petrographic, geochemical, and Sm-Nd isotopic data on the gneisses from different tectonic zones of the Olkhon terrane of the Central Asian Orogenic Belt, as well as the composition of garnets and the age of zircons in these metaterrigenous rocks. The garnet-biotite gneisses of the Anga-Sakhurta zone, as well as the garnet-bearing and garnet-free gneisses (granulites) of the Chernorud zone may result from metamorphism of immature terrigenous rocks of polymictic or greywacke compositions similar in geochemical characteristics to rocks of continental arcs. At the same time, the gneisses of these zones show both similarities and some differences in geochemical and isotopic characteristics, including variations in $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ values from -0.2 to -9.0 , which may indicate different proportions of one or another source in their protoliths. The age of most detrital zircons in the gneisses of the Chernorud and Anga-Sakhurta zones corresponds to 530–1000 Ma, and the youngest detrital zircons have an age of 522–537 Ma. The geochemical and geochronological data on the gneisses of the Chernorud and Anga-Sakhyurta zones suggests that the protoliths of these gneisses could be formed from the same sources of predominantly Neoproterozoic age. We assumed that gneiss protoliths could initially be sediments of the continental slope of Neoproterozoic composite terrane assembled to the Siberian Platform at 600–610 Ma. The transport of clastic material being gneiss protoliths from this composite terrane, took place towards the Paleo-Asian Ocean. The youngest zircons with an age of about 530 Ma could be generated from igneous complexes intruding the Neoproterozoic composite superterrane. The garnet-biotite gneisses of the Krestovskaya zone are similar in chemical composition to immature graywacke sandstones, The $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ value in these gneisses is -3.7 . Detrital zircons in the gneisses of the Krestovskaya zone form age peaks at 780–820 and 498–515 Ma. Based on geochemical and geochronological data we assume that these gneisses could be formed in an intracontinental basin formed at the orogenic stage during accretionary-collisional events at the amalgamation the Orso block and the Birkhin island arc into the Krestovskaya zone.

All terrigenous rocks being gneiss protoliths were metamorphosed at 460–510 Ma under granulite or amphibolite facies associated with accretionary and collisional events, which led to the formation of the Early Paleozoic Olkhon composite terrane.

KEYWORDS: gneisses; geochemistry; detrital zircons; Olkhon terrane; Central Asian Orogenic Belt

FUNDING: The study was supported by the Russian Foundation for Basic Research (Grant 20-05-00005) and the Russian Government (Grant 075-15-2019-1883). Equipment of Shared Research Facilities "Geodynamics and Geochronology" of IEC SB RAS was used in the work within the framework of grant 075-15-2021-682. U-Pb isotope-geochronological investigations are carried out in the Shared Research Facilities "Geospectrum" of the Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude (basic project IX.129.1.2., AAAA21-121011390002-2).

RESEARCH ARTICLE

Received: March 21, 2022

Revised: April 11, 2022

Accepted: April 13, 2022

Correspondence: Tatiana V. Donskaya, tanlen@crust.irk.ru

FOR CITATION: Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Khubanov V.B., Demonterova E.I., Motova Z.L., 2022. Metaterrigenous Rocks of the Olkhon Terrane of the Central Asian Orogenic Belt: U-Pb Zircon Age, Geochemical Characteristics, and Formation Models of Sedimentary Protoliths. *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (3), 0635. doi:10.5800/GT-2022-13-3-0635

МЕТАТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ, ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПРОТОЛИТОВ

Т.В. Донская¹, Д.П. Гладкочуб¹, А.М. Мазукабзов¹, Е.В. Скляр¹, В.Б. Хубанов²,
Е.И. Демонтерова¹, З.Л. Мотова¹

¹ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

² Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Республика Бурятия, Россия

АННОТАЦИЯ. Проведено петрографическое, геохимическое и Sm-Nd изотопно-геохимическое изучение гнейсов из разных тектонических зон Ольхонского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса, а также анализ составов гранатов и возраста цирконов в этих метатерригенных породах. Установлено, что гранат-биотитовые гнейсы зоны Анга-Сахюрты, так же как гранатсодержащие и безгранатовые гнейсы (гранулиты) Чернорудской зоны, в неметаморфизованном состоянии представляли собой незрелые терригенные породы полимиктового или грауваккового состава, близкие по геохимическим характеристикам породам континентальных дуг. В то же время проанализированные гнейсы этих зон обнаруживают как сходства, так и некоторые отличия геохимических и изотопных характеристик, в том числе вариации значений $\epsilon_{Nd}(T)$ от -0.2 до -9.0 , что может свидетельствовать о различных пропорциях того или иного источника в их субстрате. Возраст большинства зерен детритовых цирконов в гнейсах Чернорудской зоны и зоны Анга-Сахюрты соответствует временному интервалу 530–1000 млн лет, а самые молодые зерна детритового циркона имеют возраст в диапазоне 522–537 млн лет. Совокупность геохимических и геохронологических данных по гнейсам Чернорудской зоны и зоны Анга-Сахюрты дает основание считать, что протолиты этих гнейсов могли быть образованы в результате разрушения одних и тех же источников преимущественно неопротерозойского возраста. Предполагается, что субстраты гнейсов первоначально могли являться осадками континентального склона композитного неопротерозойского сооружения, присоединенного к Сибирской платформе на рубеже 600–610 млн лет. Снос обломочного материала с этого композитного супертеррейна, обеспечившего накопление терригенного субстрата изученных гнейсов, осуществлялся в сторону Палеоазиатского океана. Самые молодые цирконы с возрастом около 530 млн лет могли поступать в бассейн седиментации из магматических комплексов, прорывающих неопротерозойское композитное сооружение. Гранат-биотитовые гнейсы Крестовской зоны по химическому составу близки незрелым граувакковым песчаникам. Значение $\epsilon_{Nd}(T)$ в этих гнейсах составляет -3.7 . Детритовые цирконы в гнейсах Крестовской зоны образуют возрастные пики на отметках 780–820 и 498–515 млн лет. Комбинация геохимических и геохронологических данных позволила сделать вывод, что субстраты этих гнейсов могли быть образованы во внутриконтинентальном бассейне, сформированном на орогенном этапе в ходе аккреционно-коллизионных событий при сочленении блока Орсо и Бирхинской островодужной системы в единую Крестовскую зону.

В процессе формирования раннепалеозойского Ольхонского террейна все терригенные породы, являющиеся протолитами гнейсов, на временном интервале 460–510 млн лет в условиях гранулитовой или амфиболитовой фации испытали метаморфизм, связанный с аккреционными и коллизионными событиями, которые и привели к возникновению единого композитного Ольхонского террейна.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: гнейсы; геохимия; детритовые цирконы; Ольхонский террейн; Центрально-Азиатский складчатый пояс

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 20-05-00005) и Правительства Российской Федерации (грант № 075-15-2019-1883). В работе задействовано оборудование ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН в рамках гранта № 075-15-2021-682. U-Pb изотопно-геохронологические исследования выполнены в ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ (базовый проект IX.129.1.2., № АААА-А21-121011390002-2).

1. ВВЕДЕНИЕ

Раннепалеозойский Ольхонский композитный террейн расположен в северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) (рис. 1). Ольхонский террейн принадлежит раннепалеозойскому Прибайкальскому коллизионному поясу, протягивающемуся вдоль южной границы Сибирской платформы [Donskaya et al.,

2000]. Формирование террейна происходило в позднем кембрии – раннем ордовике, а именно на временном интервале 510–460 млн лет, когда в ходе реализации аккреционно-коллизионных процессов, отражающих начальный этап образования Центрально-Азиатского складчатого пояса, в пределах Палеоазиатского океана происходила сборка отдельных блоков различной

геодинамической природы в более крупные композиты и их причленение к южной окраине Сибирской платформы [Fedorovsky et al., 2005, 2010; Gladkochub et al., 2008b]. В структуре раннепалеозойского Ольхонского композитного террейна выделяется несколько основных региональных тектонических зон, которые отличаются друг от друга составами метаморфических и магматических пород, возрастом геологических комплексов, степенью метаморфической переработки, внутренним строением и геодинамическими условиями образования [Fedorovsky et al., 2005; Donskaya et al., 2013, 2017]. В то же время в каждой зоне, хоть и в разном объеме, отмечаются выходы метатерригенных пород (парагнейсов), одними из основных породообразующих минералов которых являются гранат и биотит. В связи с этим фактом возникает вопрос: имеются ли отличия в возрасте и природе протолита этих гнейсов, присутствующих в разных тектонических зонах Ольхонского террейна.

Основной задачей исследования было детальное изучение гранат-биотитовых парагнейсов в разных тектонических зонах Ольхонского террейна для выяснения природы и возраста их протолита. В статье приведены новые данные по изучению петрографических, геохимических характеристик, составов гранатов и возраста цирконов в гранат-биотитовых парагнейсах зон Крестовская и Анга-Сахюрты Ольхонского террейна, а также обзор данных по ранее изученным метатерригенным породам Чернорудской зоны и зоны

Анга-Сахюрты. Основной целью и итогом работы явилось представление модели формирования протолитов метатерригенных пород Ольхонского композитного террейна ЦАСП.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Раннепалеозойский Ольхонский композитный террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса располагается вдоль западного побережья озера Байкал, включает в себя материковую часть (Приольхонье) и остров Ольхон (рис. 1). Террейн отделяется от фундамента Сибирской платформы раннепалеозойским коллизионным швом [Fedorovsky et al., 1995, 2005]. Ольхонский террейн сложен осадочными, вулканическими и плутоническими породами, испытавшими метаморфизм от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации [Rosen, Fedorovsky, 2001; Fedorovsky et al., 2005; Sklyarov et al., 2020a]. Породы террейна составляют несколько комплексов, изначально сформированных в условиях неопротерозойских активных континентальных окраин, эдиакарских и раннепалеозойских островных дуг, а также палеопротерозойских континентальных блоков (Прил. 1, табл. 1.1). Все эти разнородные по своей природе комплексы в раннем палеозое были тектонически объединены в структуру единого коллизионного коллажа (рис. 2, а) [Fedorovsky et al., 2005; Donskaya et al., 2017]. Породы этих комплексов объединяются в региональные тектонические зоны/террейны

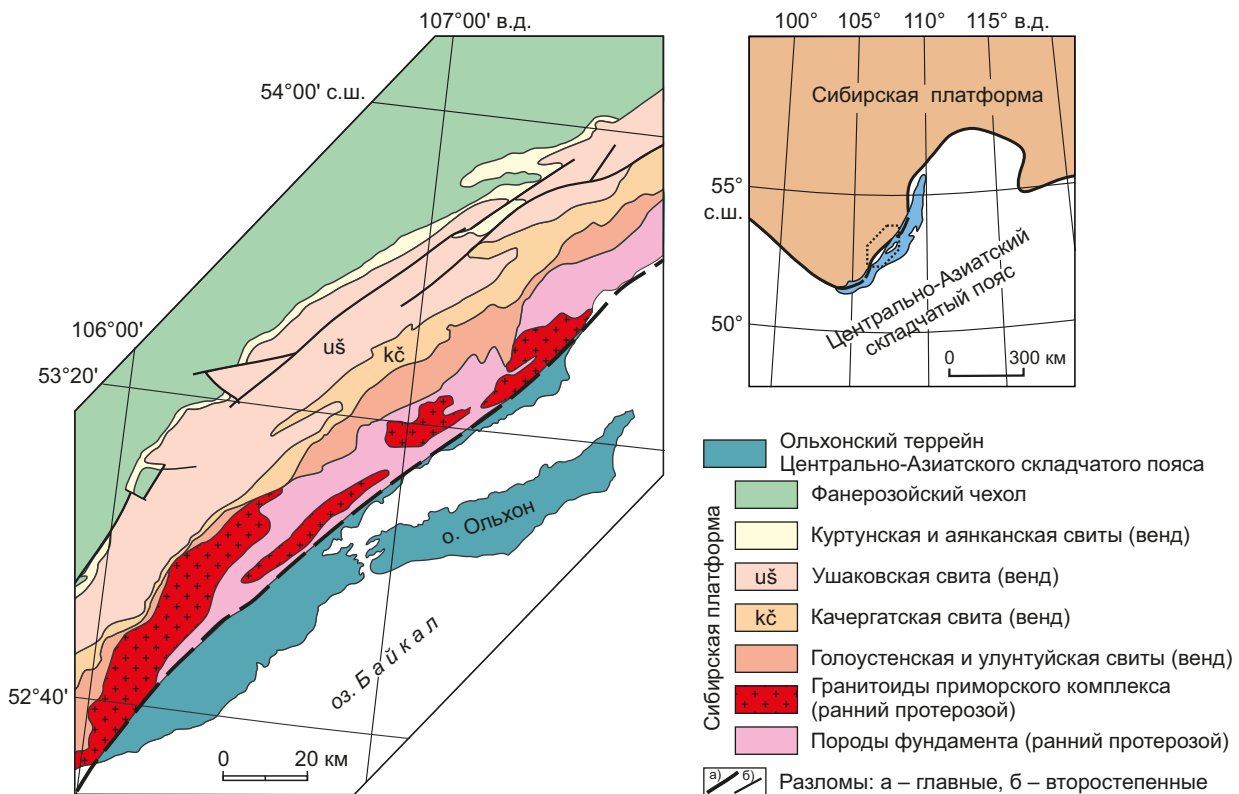


Рис. 1. Схема геологического строения Западного Прибайкалья (модифицирована после [State Geological Map..., 2006]).
 Fig. 1. Scheme of the geological structure of Western Pribaikalye (modified after [State Geological Map..., 2006]).

(Крестовская, Анга-Сахюрты, Чернорудская, Зундук), которые отделяются друг от друга blastsмилонитами (рис. 2, б) [Fedorovsky et al., 2005; Donskaya et al., 2013, 2017].

Зона Крестовская занимает юго-западную часть Ольхонского террейна и представляет собой пакет тектонических пластин, объединяющих в себя породы Бирхинской вулканоплутонической ассоциации (комплекса), ангинского комплекса и комплекса Орсо. Степень метаморфизма пород этой зоны соответствует эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям [Rosen, Fedorovsky, 2001; Sklyarov et al., 2020a]. Бирхинская

вулканоплутоническая ассоциация сложена габброидами, в том числе крупными Бирхинским и Крестовским массивами, а также metavулканидами, метапорфиритами, амфиболитами цаган-забинского комплекса [Fedorovsky et al., 2005; Sklyarov et al., 2013; Gladkochub et al., 2014; Donskaya et al., 2017; Lavrenchuk et al., 2019]. Возраст пород Бирхинской ассоциации составляет 492–500 млн лет, а сама эта ассоциация рассматривается как фрагмент разреза развитой островной дуги [Fedorovsky et al., 2005; Yudin et al., 2005; Gladkochub et al., 2014; Donskaya et al., 2017]. Ангинский комплекс сложен мраморами, мраморными меланжами, кварцитами,

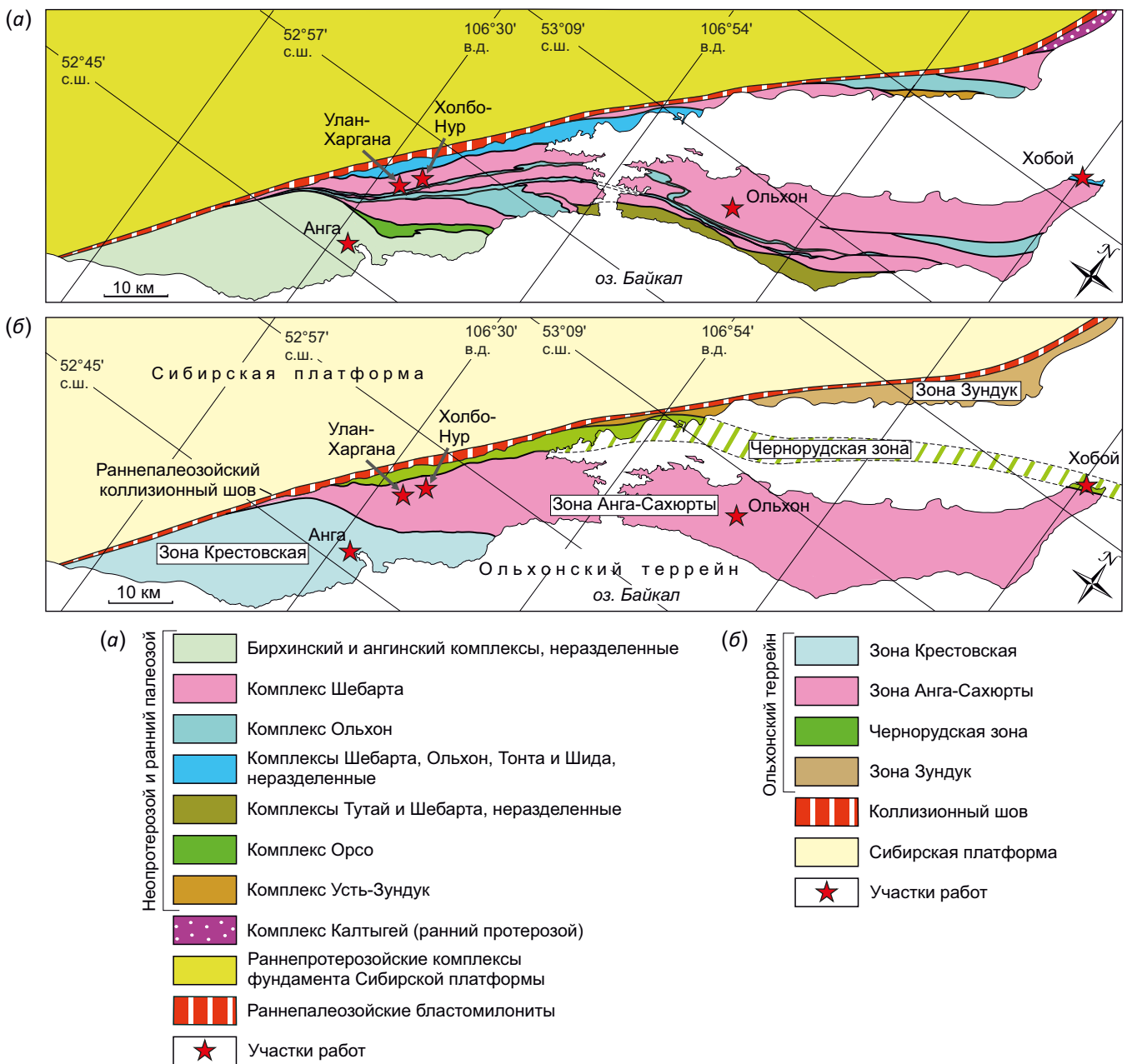


Рис. 2. Схема расположения геологических комплексов (а) и региональных тектонических зон (б) раннепалеозойского Ольхонского террейна (модифицирована после [Donskaya et al., 2017]).

Fig. 2. Schematic location of geological complexes (a) and regional tectonic zones (б) of the Early Paleozoic Olkhon terrane (modified after [Donskaya et al., 2017]).

амфиболитами, гранат-биотитовыми гнейсами [Sklyarov et al., 2013]. Породы комплекса Орсо образуют обособленную пластину в Крестовской зоне, в пределах которой отмечается чередование амфиболитов и двуслюдяных, гранат-двуслюдяных гнейсов, протолитами которых были вулканогенно-осадочные породы, возможно туффоиды кислого состава [Gladkochub et al., 2010]. Возраст цирконов в двуслюдяном гнейсе комплекса Орсо по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ варьируется от 785 до 860 млн лет, группируясь в два кластера – 792 ± 10 и 844 ± 6 млн лет [Gladkochub et al., 2010]. По совокупности данных по породам зоны Орсо можно допустить их формирование в пределах неопротерозойской активной окраины одного из микроконтинентов с раннедокембрийской корой [Gladkochub et al., 2010; Donskaya et al., 2017].

Зона Анга-Сахюрты является самой крупной зоной Ольхонского террейна и занимает около половины его площади (рис. 2). Внутренняя структура этой зоны – это коллаж многочисленных узких, но протяженных сдвиговых пластин, сложенных метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации породами комплексов Шебарта и Ольхон [Fedorovsky et al., 2005; Donskaya et al., 2013, 2017; Sklyarov et al., 2020a]. Породы комплекса Шебарта, предположительно раннекембрийского возраста, представлены в этой зоне гранат-биотитовыми, биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами, а также мигматитами по ним [Donskaya et al., 2017]. Предполагается, что гнейсы по своему химическому составу близки осадочным породам задуговых бассейнов [Makrygina et al., 2007; Gladkochub et al., 2008b; Donskaya et al., 2017]. Комплекс Ольхон включает в себя мраморы и мраморные меланжи, кварциты, ортосланцы, амфиболиты. С породами этого комплекса пространственно ассоциируют метагабброиды и метагипербазиты, которые интерпретируются как фрагменты офиолитов, формирующихся в надсубдукционной обстановке [Sklyarov et al., 2020b].

Чернорудская зона, в отличие от других зон Ольхонского террейна, сложена породами, преимущественно метаморфизованными в условиях гранулитовой фации, и представляет собой сильное тектоническое перемешивание пород комплексов Шебарта, Ольхон, Тонта и Шида (рис. 2) [Fedorovsky et al., 2005; Gladkochub et al., 2008b; Donskaya et al., 2013, 2017]. Породы комплекса Шебарта в этой зоне представлены клинопироксенсодержащими гранулитами, а также гнейсами гранат-ортопироксен-биотитового, шпинель-гранат-биотитового и гранат-кордиерит-биотитового состава [Gladkochub et al., 2008b, 2010]. Комплекс Ольхон в Чернорудской зоне, так же как и в зоне Анга-Сахюрты, сложен мраморами и мраморными меланжами, кварцитами и метавулканитами в виде двупироксеновых и гранат-двупироксеновых гранулитов [Fedorovsky et al., 2005; Gladkochub et al., 2008b, 2010; Donskaya et al., 2017]. U-Pb возраст по циркону магматических протолитов двупироксеновых гранулитов составляет 624 ± 11 млн лет [Volkova et al., 2010]. Породы комплекса

Тонта имеют очень локальное распространение в Чернорудской зоне и представлены гранат-двупироксеновыми мафическими гранулитами с геохимическими характеристиками базальтов типа OIB и возрастом протолита около 545 млн лет [Donskaya et al., 2017]. К Чернорудской зоне можно отнести и метаморфизованные в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации гнейсы комплекса Шида. Для магматических цирконов из лейкосомы мигматизированного гранат-биотитового гнейса этого комплекса был получен возраст 530 ± 5 млн лет [Vladimirov et al., 2011].

Зона Зундук расположена в северо-восточной части Ольхонского террейна (рис. 2). Большая часть этой зоны сложена тектоническими пластинами метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации пород комплексов Шебарта и Ольхон. Кроме того, в этой зоне отмечаются выходы двух экзотических пластин, сложенных породами комплексов Усть-Зундук и Калтыгей. Метавулканиты комплекса Ольхон в этой зоне представлены кварц-эпидот-плагиоклаз-амфиболовыми и эпидот-мусковит-полевошпат-кварцевыми сланцами, протолитами могли быть вулканиты островных дуг Палеоазиатского океана с возрастом 637 ± 4 млн лет (U-Pb возраст цирконов из эпидот-мусковит-полевошпат-кварцевого сланца) [Gladkochub et al., 2017; Donskaya et al., 2017]. Разгнейсованные граниты комплекса Усть-Зундук с возрастом 807 ± 9 млн лет, возможно, являются реликтом неопротерозойской активной континентальной окраины одного из микроконтинентов [Donskaya et al., 2017]. Комплекс Калтыгей представляет собой реликт палеопротерозойского блока, сложенного гранулитами, для которых возраст метаморфизма оценивается как 1.83–1.88 млрд лет [Poller et al., 2005; Donskaya et al., 2017; Volkova et al., 2021], а минимальный возраст протолита – как 1.91–1.94 млрд лет [Volkova et al., 2021].

U-Pb датирование цирконов из пород Ольхонского террейна показало, что возраст всех структурно-метаморфических преобразований и сопряженного с ними магматизма варьируется в диапазоне 450–510 млн лет [Bibikova et al., 1990; Gladkochub et al., 2008a, 2008b; Vladimirov et al., 2008, 2011; Sklyarov et al., 2009, 2020a; Fedorovsky et al., 2010; Volkova et al., 2010, 2021; Donskaya et al., 2013, 2017]. Возраст раннего гранулитового метаморфизма в породах Чернорудской зоны определен в интервале 480–507 млн лет [Bibikova et al., 1990; Gladkochub et al., 2008a, 2008b; Li et al., 2009]. Ранние аккреционные события в зоне Анга-Сахюрты, выраженные формированием синскладчатых и синметаморфических гранитоидов, соответствуют временному интервалу 480–495 млн лет [Donskaya et al., 2013; Gladkochub et al., 2008b; Mikheev et al., 2017]. Возраст позднего амфиболитового метаморфизма и сопряженного с ним синметаморфического магматизма варьируется в интервале 460–475 млн лет [Vladimirov et al., 2008; Li et al., 2009; Volkova et al., 2010; Mekhonoshin et al., 2013; Makrygina et al., 2014; Donskaya et al., 2013, 2017]. U-Pb возраст по циркону наиболее поздних магматических

пород, в том числе щелочных пород Тажеранского массива, составляет 450–470 млн лет [Sklyarov et al., 2009; Fedorovsky et al., 2010; Starikova et al., 2014].

3. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Гранат-биотитовые гнейсы Ольхонского террейна были изучены в правом борту р. Анга (участок Анга, Крестовская зона), на участках Улан-Харгана и Холбо-Нур (приольхонская часть зоны Анга-Сахюрты) и участке Ольхон (зона Анга-Сахюрты на острове Ольхон), а также в районе северной оконечности острова Ольхон (участок Хобой, Чернорудская зона) (рис. 2). Петрографические, геохимические, изотопные характеристики, составы гранатов и возраст цирконов для гнейсов Крестовской зоны и гнейсов участков Улан-Харгана и Ольхон зоны Анга-Сахюрты приводятся в данной работе впервые. Геохимические, изотопные и геохронологические данные для гнейсов участка Холбо-Нур зоны Анга-Сахюрты были частично опубликованы в работе [Donskaya et al., 2017], а характеристика гнейсов Чернорудской зоны дана в работах [Gladko-chub et al., 2008b, 2010].

Анализы составов гранатов выполнены на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430VP с энергодисперсионным спектрометром INCAEnergy 350 в Центре коллективного пользования (ЦКП) «Геоспектр» Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ (аналитики С.В. Канакин и Е.А. Хромова). Ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 0.3–0.4 нА, размер пучка <0.1 мкм, время измерения 50 с.

Определение содержаний главных элементов выполнено методом силикатного анализа в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН. Определение содержаний редких и редкоземельных элементов выполнено методом ICP-MS в Лимнологическом институте СО РАН, ЦКП «Ультрамикрoанализ», на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce (Agilent Technologies Inc., США) (аналитик С.В. Пантеева). Концентрации элементов в образцах рассчитаны относительно международных стандартов BHVO-2, BCR-2, G-2, GSP-2. Химическое разложение проб для ICP-MS анализа проведено в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН методом сплавления с метаборатом лития по методике [Panteeva et al., 2003], что позволило достичь полного растворения всех минералов. Ошибка определений содержаний редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляла не более 5 %.

Изотопные Sm-Nd исследования проведены в Институте земной коры СО РАН. Изотопные отношения Nd и Sm измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в статическом режиме в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$. Точность определения концентраций Sm и Nd составила 0.5 %, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – 0.5 %. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для стандарта JNd-1 составило 0.512090 ± 0.000017 (2 σ , n=11). При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и

модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(DM)$ использованы современные значения для однородного хондритового резервуара CHUR по [Jacobsen, Wasserburg, 1984] и деплетированной мантии DM по [Goldstein, Jacobsen, 1988].

Изучение зерен циркона проводилось в ЦКП «Геоспектр» Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ. U-Pb изотопный анализ циркона выполнен методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific), соединенном с приставкой для лазерного прибора UP-213 с длиной волны излучения 213 нм (New Wave Research) по методике, опубликованной в [Khubanov et al., 2016; Buyantuev et al., 2017]. Диаметр лазерного пучка при абляции составлял 30 мкм. При анализе проводилось измерение изотопных отношений в зернах циркона без какого-либо их предварительного отбора по размеру или морфологии. Калибровка проводилась с использованием стандартного циркона 91500, имеющего возраст 1065.4 ± 0.6 млн лет [Wiedenbeck et al., 2004]. Цирконовые стандарты Plešovice (337.1 ± 0.4 млн лет [Sláma et al., 2008]) и GJ-1 (608.5 ± 0.4 млн лет [Jackson et al., 2004]) использовались для контроля качества данных. Обработка выполненных измерений проводилась в программах GLITTER [Griffin et al., 2008] и ISOPLOT [Ludwig, 2003]. В интерпретации учитывались только оценки возраста, дискордантность (D) которых не превышает 10 %, при этом для цирконов с возрастом <1 млрд лет $D = ((^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \text{ возраст}) / (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ возраст}) - 1) \times 100$ %, а для цирконов >1 млрд лет $D = ((^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \text{ возраст}) / (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ возраст}) - 1) \times 100$ % [Powerman et al., 2021]. Гистограммы и кривые относительной вероятности построены с ошибкой 1 σ . Значения конкордантных возрастов оценены с погрешностью 2 σ .

4. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАРАГНЕЙСОВ

В зоне Крестовской гранат-биотитовые гнейсы, относящиеся к ангинскому комплексу, слагают небольшую пластину на участке Анга (рис. 2), имеющую тектонические контакты с другими породами зоны, в том числе с габброидами Бирхинского массива. Условия метаморфизма пород ангинского комплекса были рассчитаны как $T=530\text{--}650$ °C и $P=3.3\text{--}4.8$ кбар [Sklyarov et al., 2020a]. Проанализированные гнейсы состоят преимущественно из плагиоклаза, кварца, биотита и граната, иногда встречаются реликтовые зерна роговой обманки (рис. 3, а, б). Порфиобласты граната содержат многочисленные включения кварца и биотита (рис. 3, а, б). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом и рудным минералом. Составы гранатов в двух проанализированных гнейсах (образцы 1812 и 1575) немного отличаются друг от друга, но в любом случае характеризуются преобладанием альмандинового минерала ($\text{FeO}_{\text{tot}}=27.5\text{--}28.3$ и $33.2\text{--}33.9$ мас. %) (Прил. 1, табл. 1.2). Основные отличия выражены в разных содержаниях CaO (5.5–5.9 и 1.4–1.5 мас. %), при том что

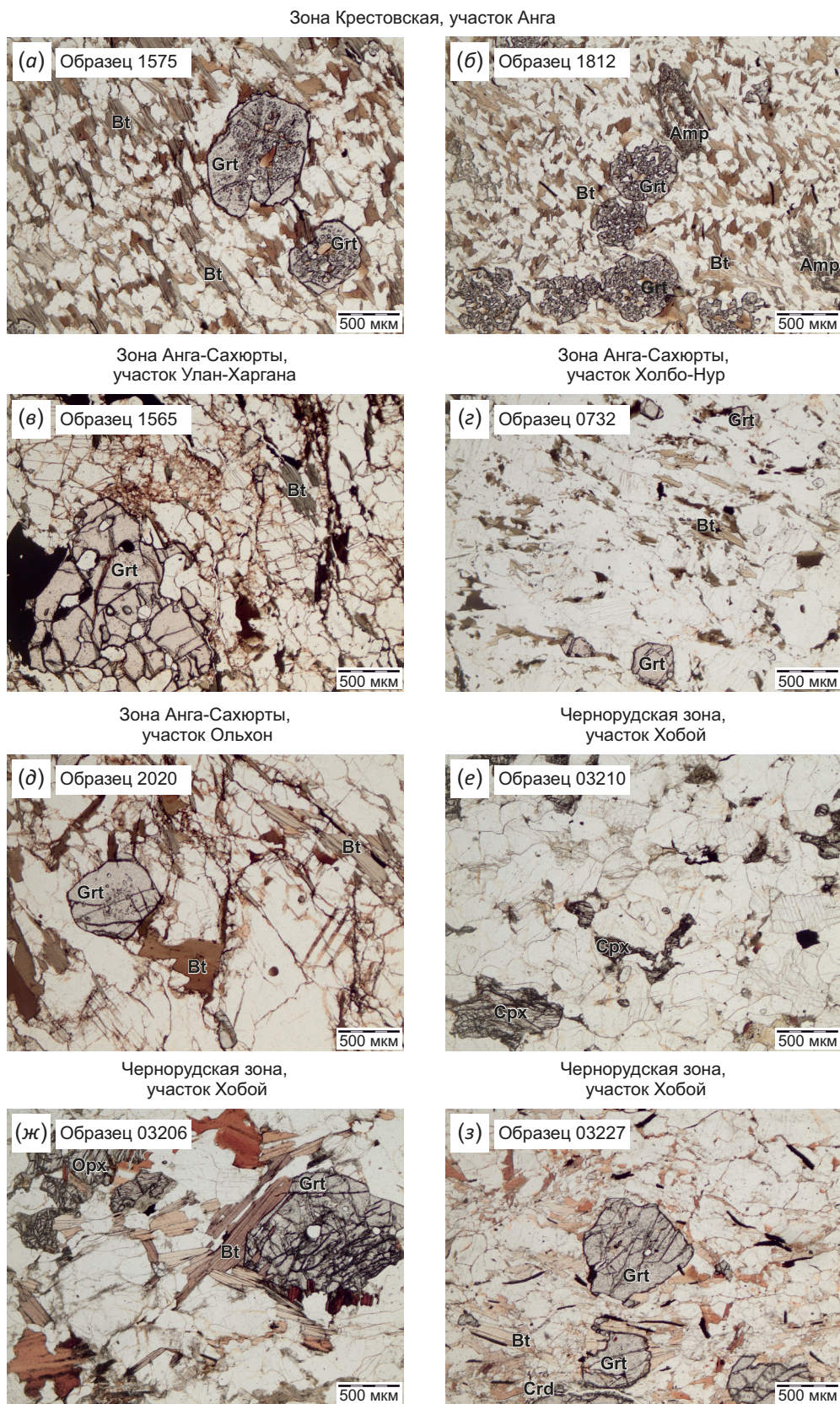


Рис. 3. Микрофотографии шлифов гнейсов Ольхонского террейна. Grt – гранат, Bt – биотит, Amp – амфибол, Cpx – клинопироксен, Opx – ортопироксен, Crd – кордиерит.

Fig. 3. Microphotographs of thin gneisses sections from the Olkhon terrane. Grt – garnet, Bt – biotite, Amp – amphibole, Cpx – clinopyroxene, Opx – orthopyroxene, Crd – cordierite.

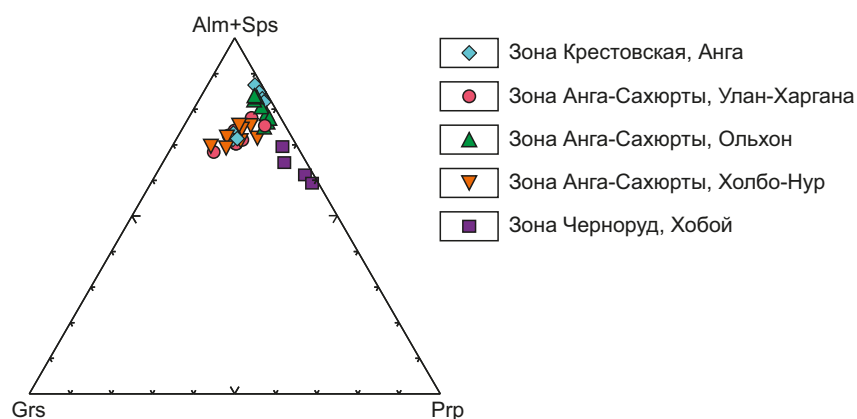


Рис. 4. Состав гранатов в гранат-биотитовых гнейсах Ольхонского террейна. Миналы: Alm – альмандиновый, Sps – спессартиновый, Grs – гроссуляровый, Prp – пироповый.

Fig. 4. Composition of garnets in garnet-biotite gneisses of the Olkhon terrane. Minerals: Alm – almandine, Sps – spessartine, Grs – grossular, Prp – pyrope.

содержания MnO и MgO близки и составляют в обоих образцах 4.5–5.8 и 2.3–3.4 мас. %, соответственно (Прил. 1, табл. 1.2; рис. 4).

В зоне Анга-Сахюрты гранат-биотитовые гнейсы пользуются максимально широким распространением и объединяются в комплекс Шебарта. Гнейсы были детально изучены на трех участках под условными названиями Улан-Харгана, Холбо-Нур (приольхонская часть зоны) и Ольхон (соответственно остров Ольхон) (см. рис. 2). Условия метаморфизма в зоне Анга-Сахюрты соответствуют $T=560-650$ °C и $P=4.4-4.8$ кбар [Sklyarov et al., 2020a]. Главными породообразующими минералами гранат-биотитовых гнейсов на всех участках являются плагиоклаз, кварц и биотит; гранат (4–7 %) является второстепенным минералом (см. рис. 3, в, д). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом и рудным минералом. Кроме того, в некоторых гнейсах участка Улан-Харгана отмечаются реликтовые зерна роговой обманки, а гнейсы участка Ольхон содержат в некоторых образцах мусковит в качестве второстепенного минерала. Гранаты во всех проанализированных гнейсах зоны Анга-Сахюрты относятся к группе альмандинов. Гранаты в гнейсах участков Улан-Харгана и Холбо-Нур характеризуются следующим составом: $FeO_{tot}=25.1-31.2$, $MnO=4.5-8.6$, $MgO=1.8-4.3$, $CaO=2.6-8.0$ мас. % (Прил. 1, табл. 1.2; рис. 4), в то время как гранаты в гранат-биотитовых гнейсах с мусковитом участка Ольхон имеют немного отличный состав: $FeO_{tot}=33.3-35.0$, $MnO=2.2-3.4$, $MgO=2.7-4.5$, $CaO=1.9-2.8$ мас. % (Прил. 1, табл. 1.2; рис. 4).

Чернорудская зона Ольхонского террейна представляет собой область пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации [Fedorovsky et al., 2005; Gladkochub et al., 2008b; Donskaya et al., 2017]. В пределах этой зоны гнейсы, относящиеся к комплексу Шебарта, были изучены в районе северной оконечности острова Ольхон (участок Хобой) (см. рис. 2). Большинство гнейсов, помимо граната и биотита, содержат типоморфные минералы гранулитовой фации метаморфизма – ортопироксен,

шпинель или кордиерит и, соответственно, представлены гранат-ортопироксен-биотитовыми, шпинель-гранат-биотитовыми и гранат-кордиерит-биотитовыми разностями (см. рис. 3, ж, з) [Fedorovsky et al., 2005; Gladkochub et al., 2008b, 2010]. Также в ассоциации с гранатосодержащими гнейсами здесь присутствуют безгранатовые клинопироксенсодержащие гранулиты (см. рис. 3, е) [Fedorovsky et al., 2005; Gladkochub et al., 2008b, 2010]. РТ-параметры регрессивной стадии метаморфизма для гранат-ортопироксен-биотитового гнейса были рассчитаны как $T=640-650$ °C и $P=4.5-4.8$ кбар, а для шпинель-гранат-биотитовых и гранат-кордиерит-биотитовых гнейсов – $T=730-770$ °C и $P=6.4-7.9$ кбар [Gladkochub et al., 2008b, 2010]. Составы гранатов во всех проанализированных гнейсах Чернорудской зоны отличаются от составов гранатов в других зонах содержаниями $FeO_{tot}=28.3-32.8$, $MnO=0.9-1.2$, $MgO=6.1-9.5$, $CaO=1.4-2.8$ мас. % (Прил. 1, табл. 1.2; рис. 4), что характерно для гранатов гранулитовой фации метаморфизма.

5. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАРАГНЕЙСОВ

Содержание SiO_2 в гранат-биотитовых гнейсах Крестовской зоны составляет 64–70 вес. %, в гнейсах зоны Анга-Сахюрты – 63–77 вес. %, а в гранатосодержащих и безгранатовых гнейсах (гранулитах) Чернорудской зоны – 62–67 вес. % (Прил. 1, табл. 1.3). Согласно петрохимической классификации А.Н. Неелова [Neelov, 1980], используемой для метаморфизованных пород, в неметаморфизованном состоянии гнейсы Крестовской зоны представляли собой граувакковые песчаники, гнейсы разных участков зоны Анга-Сахюрты – преимущественно полимиктовые алевролиты, а гнейсы (гранулиты) Чернорудской зоны – граувакковые песчаники и алевролиты (рис. 5, а). По классификации Ф. Петтиджона [Pettijohn et al., 1972] гнейсы Крестовской зоны соответствуют лититам, а породы зоны Анга-Сахюрты и Чернорудской зоны – грауваккам (рис. 5, б).

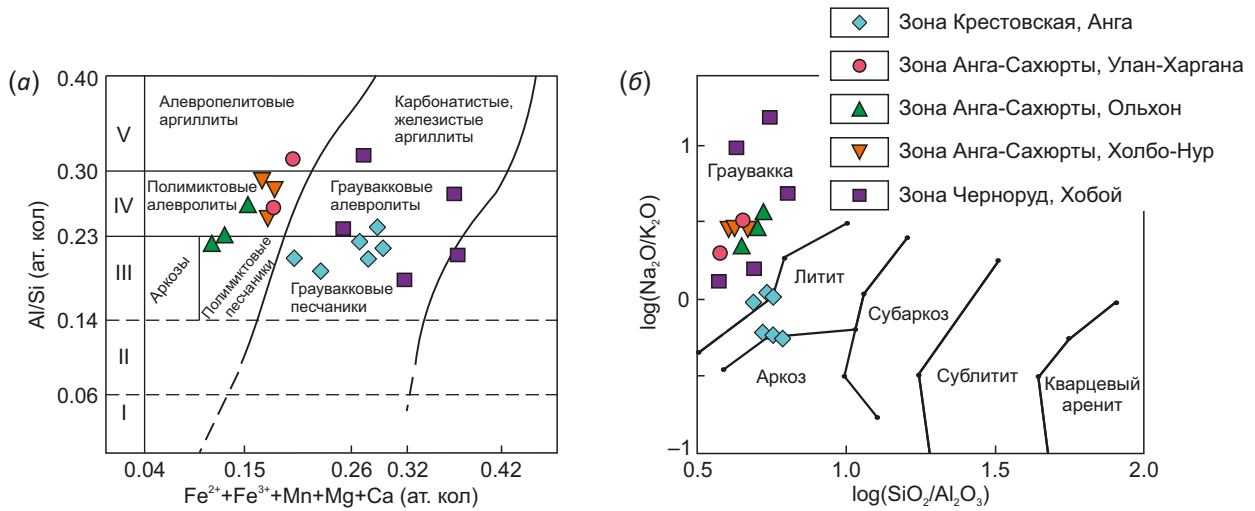


Рис. 5. Диаграммы Al/Si – Fe²⁺+Fe³⁺+Mn+Mg+Ca [Neelov, 1980] (a) и log(Na₂O/K₂O) – log(SiO₂/Al₂O₃) [Pettijohn et al., 1972] (б) для гнейсов Ольхонского террейна.

Fig. 5. Al/Si – Fe²⁺+Fe³⁺+Mn+Mg+Ca diagrams [Neelov, 1980] (a) and log(Na₂O/K₂O) – log(SiO₂/Al₂O₃) [Pettijohn et al., 1972] (б) for gneisses of the Olkhon terrane.

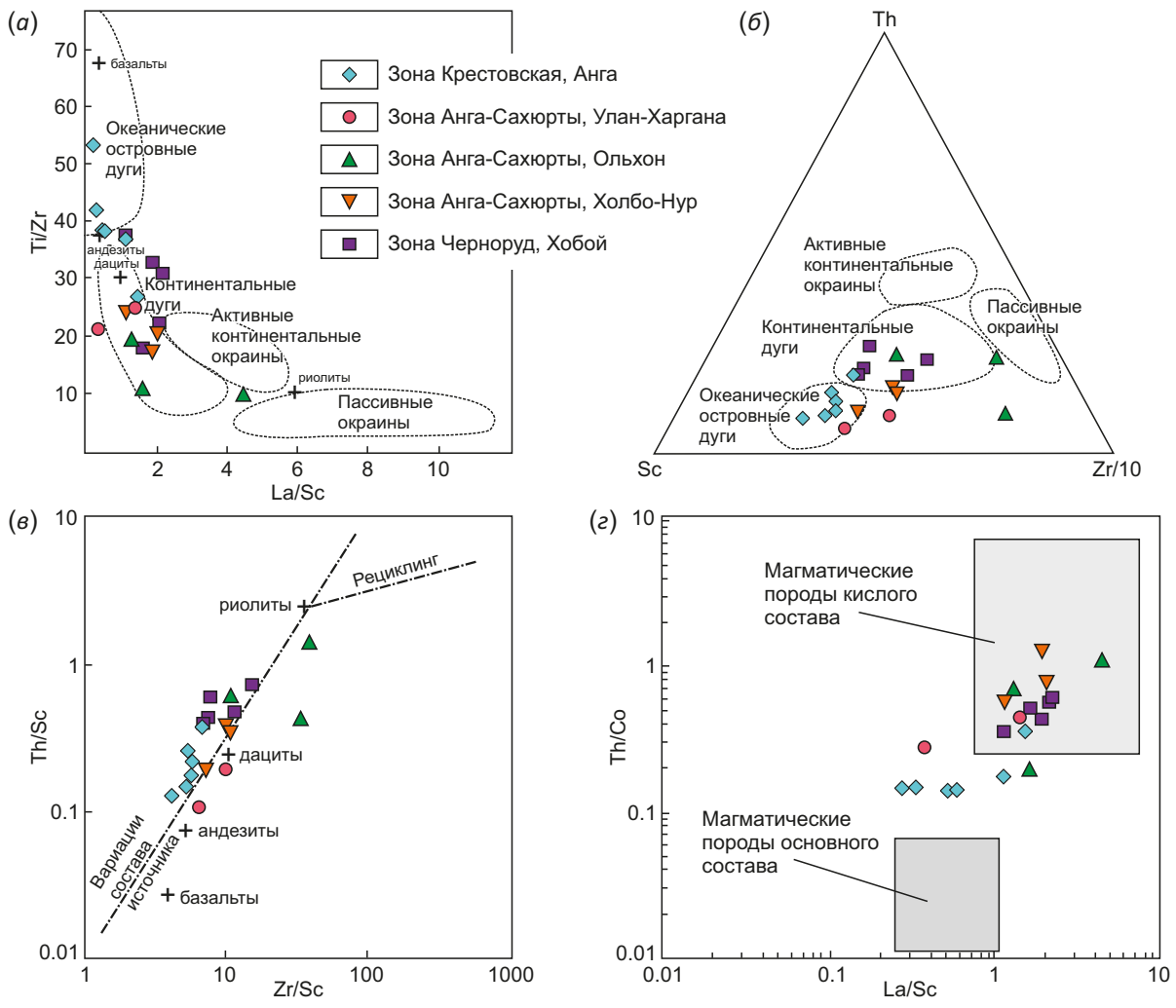


Рис. 6. Диаграммы Ti/Zr – La/Sc [Bhatia, Crook, 1986] (a), Sc-Th-Zr/10 [Bhatia, Crook, 1986] (б), Th/Sc – Zr/Sc [McLennan et al., 1993] (в), Th/Co – La/Sc [Cullers, 2002] (г) для гнейсов Ольхонского террейна.

Fig. 6. Ti/Zr – La/Sc diagrams [Bhatia, Crook, 1986] (a), Sc-Th-Zr/10 [Bhatia, Crook, 1986] (б), Th/Sc – Zr/Sc [McLennan et al., 1993] (в), Th/Co – La/Sc [Cullers, 2002] (г) for the Olkhon terrane.

Проанализированные метаосадочные породы всех зон характеризуются невысокими значениями отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, варьирующимися от 3.7 до 6.4, что характерно для незрелых осадочных пород (Прил. 1, табл. 1.3).

Гранат-биотитовые гнейсы Крестовской зоны характеризуются минимальными среди всех проанализированных пород значениями отношений La/Sc (0.3–1.5) и Zr/Sc (4.0–6.6), а также максимальными Ti/Zr (26.9–53.1) (рис. 6). На диаграммах $\text{Ti}/\text{Zr} - \text{La}/\text{Sc}$ и $\text{Sc}-\text{Th}-\text{Zr}/10$ [Bhatia, Crook, 1986] точки составов гнейсов этой зоны преимущественно попадают в поля океанических островных дуг (рис. 6, а, б), а отношения таких элементов, как Th/Sc , Zr/Sc , Th/Co , La/Sc , показывают, что данные породы могли быть сформированы или за счет разрушения пород среднего (андезитового) состава, или за счет смешения материала, образованного при разрушении как основных, так и кислых магматических пород (рис. 6, в, г). Проанализированный гранат-биотитовый гнейс обнаруживает значение $\epsilon_{\text{Nd}}(470)$, равное -3.7 (Прил. 1, табл. 1.4).

Гранат-биотитовые гнейсы всех участков зоны Анга-Сахюрты хоть и обнаруживают варьирующиеся значения отношений La/Sc (0.4–4.5), Zr/Sc (6.4–38.3), Th/Sc (0.1–1.4), практически все попадают в поля континентальных дуг на диаграммах $\text{Ti}/\text{Zr} - \text{La}/\text{Sc}$ и $\text{Sc}-\text{Th}-\text{Zr}/10$ [Bhatia, Crook, 1986] (рис. 6, а, б). Фигуративные точки этих гнейсов располагаются вдоль тренда вариации составов источников на диаграмме $\text{Th}/\text{Sc} - \text{Zr}/\text{Sc}$ [McLennan et al., 1993], варьируясь от источников среднего до источников кислого состава (рис. 6, в), что подтверждается и отношениями в этих породах таких элементов, как Th/Co и La/Sc (рис. 6, г). Гранат-биотитовые гнейсы и сопряженные с ними гранитогнейсы участков Улан-Харгана и Холбо-Нур обнаруживают близкие отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(470)$, изменяющиеся от -7.8 до -9.0 (Прил. 1, табл. 1.4), в то время как гранат-биотитовые гнейсы участка Ольхон имеют отличающиеся друг от друга значения $\epsilon_{\text{Nd}}(470)$, варьирующиеся от -0.2 до -9.0 (Прил. 1, табл. 1.4).

Гранатсодержащие и безгранатовые гнейсы (гранулиты) Чернорудской зоны характеризуются значениями отношений La/Sc (1.1–2.2), Zr/Sc (6.8–15.0), Th/Sc (0.4–0.7), близкими к таковым в породах зоны Анга-Сахюрты, что может свидетельствовать о формировании их в результате разрушения тех же самых источников (рис. 6). Так же как гранат-биотитовые гнейсы зоны Анга-Сахюрты, гнейсы (гранулиты) Чернорудской зоны попадают в поля континентальных дуг на диаграммах $\text{Ti}/\text{Zr} - \text{La}/\text{Sc}$ и $\text{Sc}-\text{Th}-\text{Zr}/10$ [Bhatia, Crook, 1986] (рис. 6, а, б). Значение $\epsilon_{\text{Nd}}(470)$ в клинопироксенсодержащем гранулите составило -3.4 (Прил. 1, табл. 1.4 [Gladkochub et al., 2008b]).

6. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ U-Pb ИССЛЕДОВАНИЙ

В пробе № 1812 гранат-биотитового гнейса Крестовской зоны было проанализировано 63 зерна детритового

циркона, для 49 зерен были получены конкордантные значения возраста (Прил. 1, табл. 1.5; рис. 7, а). Значения возраста проанализированных зерен показали хорошо выраженные основные пики на 780–820 млн лет (16 зерен) и на 498–515 млн лет (14 зерен) (рис. 7, а). Только два зерна имеют палеопротерозойский возраст (1881 и 2073 млн лет). Возраст самого молодого, вероятно метаморфического, циркона составляет 471 ± 4 млн лет. Цирконы с возрастом около 500 млн характеризуются достаточно высокими значениями отношения Th/U (Прил. 1, табл. 1.5; рис. 8, а), возможно свидетельствуя о их магматическом происхождении.

Проба № 1565 была отобрана из гранат-биотитового гнейса участка Улан-Харгана зоны Анга-Сахюрты. В этой пробе было проанализировано 17 зерен циркона (28 точек), из которых для 20 точек были получены конкордантные значения возраста (Прил. 1, табл. 1.5; см. рис. 7, б). Проанализированные детритовые цирконы в этой пробе показали значения возраста 1367 (1 зерно), 749–768 (4 зерна), 671 (1 зерно) и 626–644 млн лет (3 зерна). Для 13 точек были получены значения возраста в диапазоне 448–477 млн лет, а для восьми точек зерен циркона был рассчитан конкордантный возраст 460 ± 4 млн лет, который фиксирует время метаморфизма (см. рис. 7, б). Низкие значения Th/U отношения в этих зернах, варьирующиеся от 0.02 до 0.39 (рис. 8, б), подтверждают метаморфический генезис этих цирконов [Rubatto, 2002].

В пробе № 2020 гранат-биотитового гнейса участка Ольхон зоны Анга-Сахюрты было изучено 110 зерен циркона, для 99 зерен были получены конкордантные значения возраста (Прил. 1, табл. 1.5; см. рис. 7, в). Максимальный пик с возрастом 489 млн лет образуют цирконы метаморфического генезиса (25 зерен), которые характеризуются низкими значениями отношения Th/U , изменяющимися от 0.01 до 0.14 (см. рис. 7, в; рис. 8, в). Для 24 точек зерен циркона был рассчитан средневзвешенный возраст 489 ± 2 млн лет (см. рис. 7, в). Возраст самого молодого метаморфического циркона составляет 470 ± 4 млн лет (Прил. 1, табл. 1.5). Значения возраста детритовых цирконов в этой же пробе варьируются от 522 до 879 млн лет (72 зерна), возраст самого молодого детритового циркона составляет 522 ± 4 млн лет (см. рис. 7, в).

U-Pb геохронологические исследования циркона из гранат-биотитового гнейса участка Холбо-Нур зоны Анга-Сахюрты (проба № 0734) и гранитной выплавки в толще этих гранат-биотитовых гнейсов (проба № 14106) были проведены ранее [Donskaya et al., 2017]. Рассчитанный по цирконам метаморфического генезиса (краевые области зерен циркона) возраст метаморфизма составил 473 ± 4 и 470 ± 5 млн лет [Donskaya et al., 2017]. Для детритовых ядер в цирконах были зафиксированы следующие оценки возраста: ~ 600 , 750–780, 895 млн лет (рис. 9). Возраст самого молодого ядра детритового циркона составил 537 ± 10 млн лет. Два проанализированных зерна циркона докембрийского возраста в этих пробах имеют дискордантные значения, поэтому

полученные данные рассматриваются только как относительные минимальные значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста (~2100 и 2300 млн лет) [Donskaya et al., 2017].

U-Pb анализ зерен циркона из клинопироксенсодержащего гнейса (гранулит) участка Хобой Чернорудской зоны (проба № 03210) был представлен в работах Д.П. Гладкочуба с соавторами [Gladkochub et al., 2008b, 2010]. По краевым частям зерен циркона из

этой пробы был рассчитан возраст метаморфизма, который составил 498 ± 7 млн лет (рис. 9) [Gladkochub et al., 2008b, 2010]. Анализ детритовых ядер циркона показал, что большинство из них имеет значения возраста в интервале 535–1012 млн лет (рис. 9) [Gladkochub et al., 2008b, 2010]. Возраст самого молодого ядра детритового циркона составил 535 ± 5 млн лет. Так же как и в проанализированных пробах участка Холбо-Нур

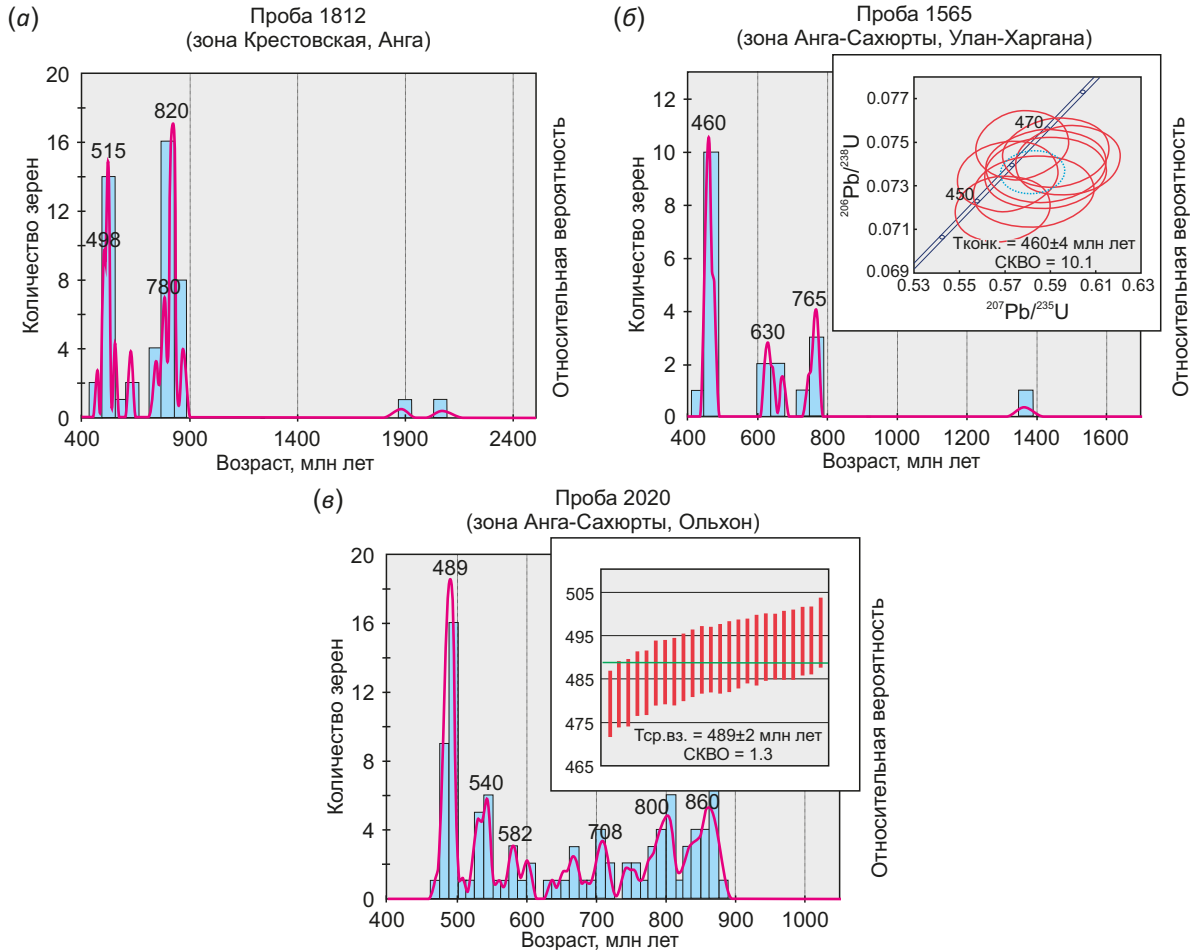


Рис. 7. Гистограммы и кривые относительной вероятности возраста цирконов из гранат-биотитовых гнейсов Ольхонского террейна.

Fig. 7. Histograms and relative age probability curves for zircons from garnet-biotite gneisses of the Olkhon terrane.

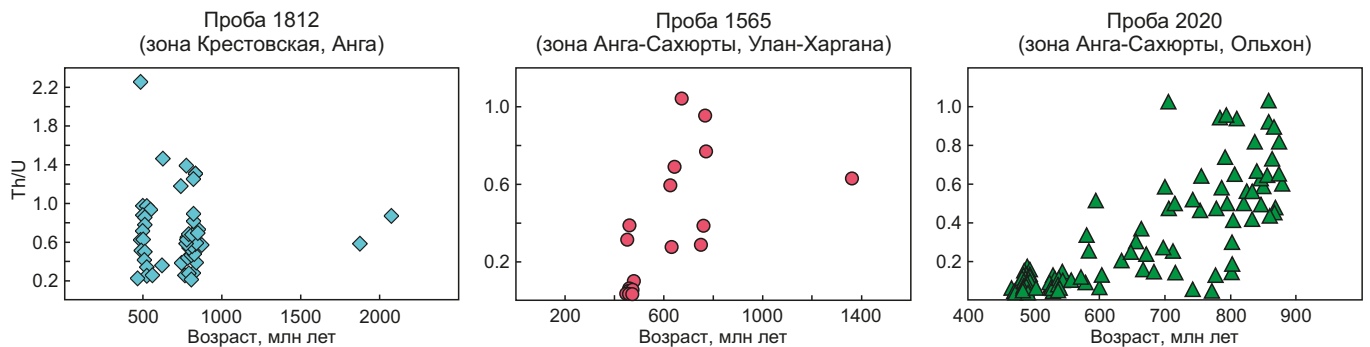


Рис. 8. Отношения Th/U в цирконах из гранат-биотитовых гнейсов Ольхонского террейна.

Fig. 8. Th/U relationships in zircons from garnet-biotite gneisses of the Olkhon terrane.

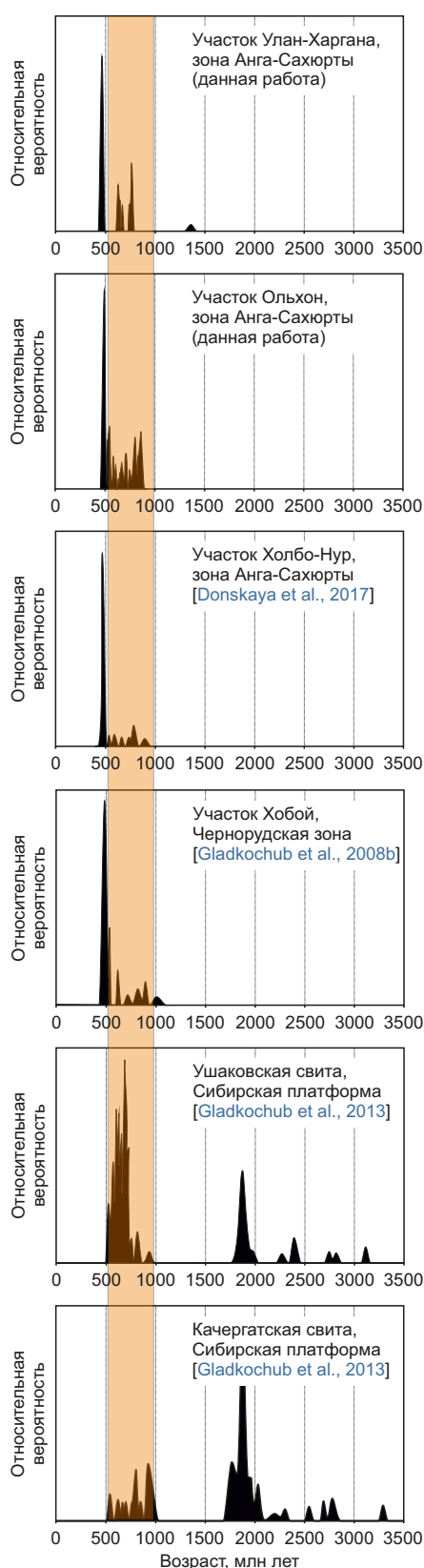


Рис. 9. Кривые относительной вероятности возраста цирконов из гнейсов Ольхонского террейна и вендских песчаников качергатской и ушаковской свит фундамента Сибирской платформы.

Fig. 9. Relative age probability curves for zircons from the gneisses of the Olkhon terrane and Vendian sandstones of the Kachergat and Ushakovka Formations of the Siberian Platform.

зоны Анга-Сахюрты, четыре докембрийских циркона являются слегка или умеренно дискордантными, что позволяет рассматривать полученные значения как минимально допустимые значения возраста (от 1658 до 2753 млн лет) [Gladkochub et al., 2008b, 2010].

7. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петрохимические характеристики гранат-биотитовых гнейсов зоны Крестовской, а также гранат-биотитовых гнейсов зоны Анга-Сахюрты, гранатсодержащих и безгранатовых гнейсов (гранулитов) Чернорудской зоны показали, что протолиты всех этих пород представляли собой незрелые осадочные породы, в том числе граувакки или лититы по классификации Ф. Петтиджона [Pettijohn et al., 1972] либо граувакковые песчаники или граувакковые и полимиктовые алевролиты по классификации А.Н. Неелова [Neelov, 1980] (см. рис. 5, а, б).

Анализ химических составов проанализированных гнейсов зоны Анга-Сахюрты и Чернорудской зоны показал, что, несмотря на разный петрографический состав и разную степень метаморфизма, гнейсы имеют в целом подобные геохимические характеристики. Точки составов этих гнейсов попадают преимущественно в поля континентальных дуг или располагаются вблизи них на диаграммах $Ti/Zr - La/Sc$ и $Sc-Th-Zr/10$ [Bhatia, Crook, 1986] (см. рис. 6, а, б). В то же время при том, что значения индикаторных отношений La/Sc , Zr/Sc , Th/Sc , Th/Co в изученных гнейсах разных участков перекрываются между собой, отмечаются вариации в этих величинах даже в пределах одного участка (см. рис. 6). Кроме того, в гранат-биотитовых гнейсах участка Ольхон зоны Анга-Сахюрты зафиксированы сильно варьирующиеся значения $\epsilon_{Nd}(T)$: от -0.2 до -9.0 (Прил. 1, табл. 1.4). Такие вариации химических и изотопных составов в парагнейсах, протолитами которых являлись терригенные породы полимиктового или грауваккового состава, могут свидетельствовать о различных пропорциях того или иного источника в субстрате гнейсов даже на одном участке, а также о плохом перемешивании первичного материала в небольших по размеру осадочных бассейнах, что в целом подтверждает незрелый состав исследованных пород зоны Анга-Сахюрты и Чернорудской зоны. Также отметим, что, несмотря на варьирующиеся значения $\epsilon_{Nd}(T)$ в парагнейсах Чернорудской зоны и зоны Анга-Сахюрты, точки изотопного состава этих пород располагаются между точками составов их потенциальных источников сноса, обнаруженных в Ольхонском террейне (см. дискуссию далее), что может указывать на то, что протолиты гнейсов могли быть образованы в результате разрушения одних и тех же источников, возможно накапливающих в разных пропорциях (рис. 10, а).

Сопоставление возраста детритовых цирконов из гнейсов разных участков зоны Анга-Сахюрты и гнейсов (гранулитов) Чернорудской зоны показало, что практически все значения возраста детритовых цирконов попадают в диапазон 530–1000 млн лет, а самые молодые

зерна детритового циркона во всех пробах имеют возраст в диапазоне 522–537 млн лет. Также отметим, что три проанализированных детритовых ядра в гранат-биотитовом гнейсе с ортопироксеном из Чернорудской зоны, исследованные Н.И. Волковой с соавторами [Vol-kova et al., 2010], показали значения возраста 531, 570 и 592 млн лет, т.е. попадают в отмеченный выше временной интервал. Таким образом, анализ возраста детритовых цирконов из пород Чернорудской зоны и зоны Анга-Сахюрты позволяет сделать тот же вывод, что и

сравнение химических и Nd изотопных составов пород из этих зон, а именно, что протолиты гнейсов из этих зон могли быть образованы в результате разрушения одних и тех же источников, аккумулированных в разных пропорциях. Интересным выводом также является то, что гранат-биотитовый гнейс участка Ольхон зоны Анга-Сахюрты (проба 2020), для которого фиксируется максимальное значение $\epsilon_{Nd}(T) = -0.2$, не содержит ни одного детритового циркона докембрийского возраста (Прил. 1, табл. 1.4, 1.5; см. рис. 7, в), в то же время

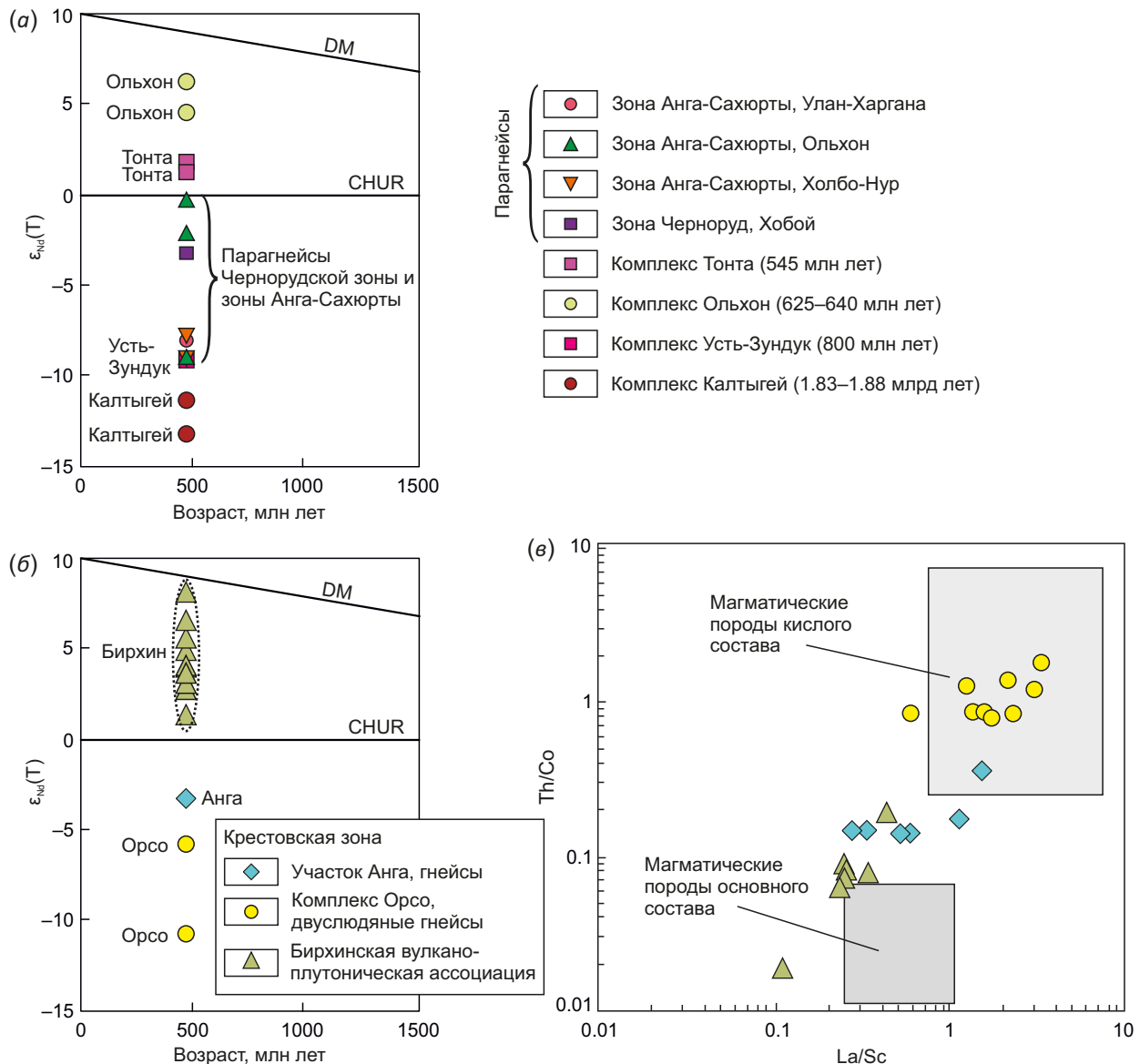


Рис. 10. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст для пород северо-восточной части Ольхонского террейна (а), диаграммы $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст (б) и Th/Co – La/Sc [Cullers, 2002] (в) для пород юго-западной части Ольхонского террейна (Крестовская зона). Nd изотопные составы парагнейсов Ольхонского террейна представлены в Прил. 1, табл. 1.4. Химические и Nd изотопные составы потенциальных источников сноса для парагнейсов Ольхонского террейна по [Gladkochub et al., 2010; Makrygina et al., 2010; Donskaya et al., 2017].

Fig. 10. The $\epsilon_{Nd}(T)$ – age diagram for the rocks of the northeastern part of the Olkhon terrane (а), the $\epsilon_{Nd}(T)$ – age diagram (б) and the Th/Co – La/Sc [Cullers, 2002] diagrams (в) for rocks of the southwestern part of the Olkhon terrane (Krestovka zone). The Nd isotopic compositions of the paragneisses of the Olkhon terrane are presented in App. 1, Table 1.4. Chemical and Nd isotopic compositions of potential sources area for paragneisses of the Olkhon terrane according to [Gladkochub et al., 2010; Makrygina et al., 2010; Donskaya et al., 2017].

в породах Черноурдской зоны и зоны Анга-Сахюрты с более низкими величинами ϵ_{Nd} были зафиксированы зерна докембрийского возраста, хотя и имеющие дискордантные значения (пробы 0734, 14106, 03210 [Gladkochub et al., 2008b; Donskaya et al., 2017]).

Гранат-биотитовые гнейсы Крестовской зоны имеют геохимические характеристики, отличающиеся от гнейсов других зон, также точки их составов попадают преимущественно в поля океанических островных дуг на диаграммах Ti/Zr – La/Sc и Sc-Th-Zr/10 [Bhatia, Crook, 1986] (см. рис. 6, а, б). Кроме того, в гранат-биотитовых гнейсах Крестовской зоны отмечается бимодальное распределение возрастных пиков, а наиболее молодой пик имеет значение возраста 498–515 млн лет (см. рис. 7, а), тогда как детритовые цирконы подобного возраста не были отмечены в гнейсах Черноурдской зоны и зоны Анга-Сахюрты.

Таким образом, обобщая вышеизложенное, можно сделать вывод о присутствии в Ольхонском террейне двух серий гранат-биотитовых гнейсов разных по составу и возрасту субстратов: (1) гнейсов Крестовской зоны, (2) гнейсов (гранулитов) Черноурдской зоны и зоны Анга-Сахюрты, накопление которых происходило, по-видимому, в разных осадочных бассейнах. Общим для гнейсов всего Ольхонского террейна является единичное присутствие раннедокембрийских зерен детритового циркона, что не позволяет рассматривать породы фундамента Сибирской платформы в качестве поставщика обломочного материала в бассейны седиментации. Также на основании возраста самых молодых детритовых цирконов как в гнейсах Крестовской зоны, так и в гнейсах Черноурдской зоны и зоны Анга-Сахюрты (см. рис. 7, 9), принимая во внимание возраст метаморфических преобразований пород Ольхонского террейна (460–500 млн лет), можно говорить о кембрийском возрасте осадочных бассейнов, в которых происходило накопление терригенных пород, явившихся субстратами для гранат-биотитовых гнейсов Ольхонского террейна.

На основании оценок возраста детритовых цирконов и геохимических характеристик гнейсов были приняты попытки реконструировать бассейны, в которых происходило накопление протолитов изученных терригенных толщ. Ранее для протолитов гнейсов Черноурдской зоны и зоны Анга-Сахюрты, относимых к комплексу Шебарта, предполагалось формирование в обстановке задугового бассейна [Makrygina et al., 2007; Gladkochub et al., 2008b; Donskaya et al., 2017]. Однако сопоставление спектров возраста детритовых цирконов из гнейсов Черноурдской зоны и зоны Анга-Сахюрты со спектрами возраста детритовых цирконов поздневендских отложений качергатской свиты байкальской серии и ушаковской свиты Западного Прибайкалья, т.е. осадочных толщ, расположенных в пределах Сибирской платформы, но в непосредственной близости от Ольхонского террейна (см. рис. 1), показало, что в неопротерозойском сегменте эти спектры достаточно близки друг другу (см. рис. 9). Основные

отличия отмечаются в докембрийском сегменте возраста, а именно обильная популяция цирконов докембрийского возраста присутствует в вендских терригенных породах Сибирской платформы и практически отсутствует в гнейсах Ольхонского террейна (см. рис. 9). Качергатская свита байкальской серии и ушаковская свита являются частью крупного неопротерозойского Саяно-Байкало-Патомского пояса, распространяемого вдоль всей южной окраины Сибирской платформы, а накопление пород этих свит осуществлялось в обстановке бассейна форланда (качергатская свита), переходящего во внутриконтинентальный (предгорный) бассейн (ушаковская свита), сформировавшийся на фоне роста вендского орогенного сооружения. Это сооружение возникло в результате причленения к южному краю фундамента Сибирской платформы неопротерозойского композитного супертеррейна, образованного в результате аккреции фрагментов активных континентальных окраин, островных дуг, микроконтинентов, существовавших в Мировом и Палеоазиатском океанах (рис. 11, а) [Gladkochub et al., 2013, 2019]. В современной структуре северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса вблизи краевой части Сибирской платформы в виде не полностью разрушенного остатка этого крупного неопротерозойского композитного супертеррейна можно рассматривать Байкало-Муйский пояс [Rytsk et al., 2007; Powerman et al., 2015; Gladkochub et al., 2019], а в виде отдельных раздробленных сегментов этого супертеррейна – фрагменты докембрийских и неопротерозойских комплексов пород в Западном Забайкалье [Ruzhentsev et al., 2012] и Приольхонье [Donskaya et al., 2017]. Предполагается, что окончательное присоединение этого крупного неопротерозойского композитного супертеррейна к краю платформы имело место на временном рубеже 600–610 млн лет [Ruzhentsev et al., 2012; Powerman et al., 2015; Gladkochub et al., 2019] и фиксируется серией магматических пород в Байкало-Муйском поясе [Izokh et al., 1998; Amelin et al., 2000; Rytsk et al., 2004, 2007, 2011, 2017; Fedotova et al., 2014; Somsikova et al., 2021]. Снос материала с этого супертеррейна в сторону платформы, а именно в бассейн форланда и в последующем во внутриконтинентальный (предгорный) бассейн, обеспечил поступление неопротерозойских цирконов в осадочные толщи этих бассейнов, а снос непосредственно с фундамента платформы способствовал добавлению докембрийских цирконов в бассейны седиментации (рис. 11, а). Снос обломочного материала с этого же неопротерозойского композитного супертеррейна в сторону Палеоазиатского океана мог способствовать накоплению незрелых терригенных отложений в бассейнах континентального склона этого объединенного сооружения и обеспечивал поступление в эти отложения неопротерозойских цирконов, преобладающих в породных комплексах этого композитного супертеррейна. Протолиты парагнейсов Черноурдской зоны и зоны Анга-Сахюрты, вероятно, и являлись первоначально осадками континентального склона. Важным

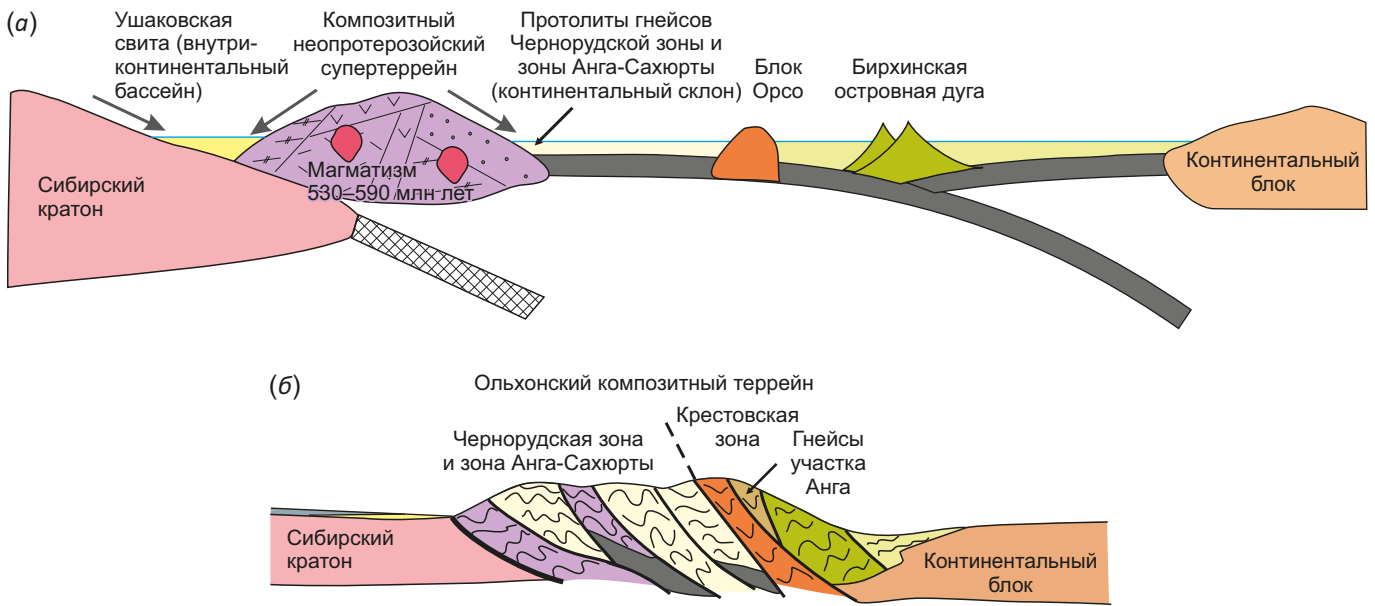


Рис. 11. Модель формирования протолитов гнейсов Ольхонского террейна: (а) – начальная стадия, (б) – завершающая (коллизонная) стадия.

Fig. 11. Model of protolith gneisses formation in the Olkhon terrane: (a) – initial stage, (b) – final (collisional) stage.

доказательством правомерности сделанных выводов может являться тот факт, что в Ольхонском террейне частично присутствуют фрагменты неопротерозойских активных окраин и островных дуг с возрастом пород, соответствующим возрасту детритовых цирконов в проанализированных гнейсах Чернорудской зоны и зоны Анга-Сахюрты [Donskaya et al., 2017]. Единичные докембрийские зерна детритового циркона, зафиксированные в некоторых проанализированных пробах гнейсов Чернорудской зоны и зоны Анга-Сахюрты, могли поступать в бассейн седиментации при разрушении пород докембрийского блока Калтыгей или других докембрийских блоков, которые также могли входить в структуру неопротерозойского композитного супертеррейна. Самые молодые цирконы с возрастом около 530 млн лет могли поступать в бассейны седиментации в результате разрушения магматических образований, внедрявшихся в породы композитного сооружения на временном интервале 530–590 млн лет. В настоящее время непосредственно в Ольхонском террейне магматические породы подобного возраста не отмечены, однако постколлизонные гранитоиды с возрастом 537–584 млн лет зафиксированы в Байкало-Муйском поясе [Sryvtsev et al., 1992; Rytsk et al., 2011, 2019], что позволяет допускать присутствие магматических пород этого же временного интервала и в «олхонской» части неопротерозойского композитного сооружения. В то же время в Чернорудской зоне Ольхонского террейна отмечен реликт мигматизированного гнейса с возрастом 530±5 млн лет [Vladimirov et al., 2011], который, возможно, являлся частью метаморфического комплекса, формирующегося в основании неопротерозойского композитного сооружения, а также гранат-двупироксеновые мафические гранулиты с

геохимическими характеристиками ОИВ базальтов и возрастом протолита около 545 млн лет [Donskaya et al., 2017]. В дальнейшем все докембрийские, неопротерозойские и, возможно, раннекембрийские комплексы пород, входившие в состав «олхонской» части крупного неопротерозойского композитного сооружения, так же как и остатки осадочных бассейнов, развивавшихся на континентальном склоне, уже в результате раннепалеозойских аккреционно-коллизонных событий, в том числе значительных сдвиговых перемещений, были раздроблены, метаморфизованы и вошли в структуру уже раннепалеозойского Ольхонского террейна (рис. 11, б).

Зона Крестовская, в пределах которой на участке Анга распространены изученные гранат-биотитовые гнейсы, представляет собой обособленное подразделение в структуре Ольхонского террейна, включающее в себя породы Биржинской вулканоплутонической ассоциации, ангинского комплекса и комплекса Орсо (см. рис. 2). Анализ значений возраста детритовых цирконов в гнейсах Крестовской зоны показал, что наиболее древние цирконы с возрастом 780–820 млн лет в этих гнейсах близки к возрасту цирконов в двуслюдяных гнейсах, образованных по вулканогенно-осадочным породам (туффоидам) и слагающих комплекс Орсо этой же зоны [Gladkochub et al., 2010]. Возраст цирконов в двуслюдяных гнейсах комплекса Орсо по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ варьируется от 785 до 860 млн лет, группируясь в два кластера – 792±10 и 844±6 млн лет [Gladkochub et al., 2010]. Возраст молодой популяции детритовых цирконов в гранат-биотитовых гнейсах (498–515 млн лет) в пределах ошибок определения возраста близок возрасту островодужных магматических пород Биржинской вулканоплутонической ассоциации:

492±5–500±3 млн лет [Fedorovsky et al., 2005; Yudin et al., 2005; Gladkochub et al., 2014; Donskaya et al., 2017]. Кроме того, химические и Nd изотопные составы гранат-биотитовых гнейсов Крестовской зоны являются промежуточными между составами двуслюдяных гнейсов комплекса Орсо и габброидов/вулканитов Бирхинской вулканоплутонической ассоциации (см. рис. 10, б, в) [Gladkochub et al., 2010; Makrygina et al., 2010; Donskaya et al., 2017]. Незрелый состав проанализированных гранат-биотитовых гнейсов Крестовской зоны позволяет предположить, что в процессе аккреционно-коллизийных событий при сочленении блока Орсо и Бирхинской островодужной системы в единую Крестовскую зону могли образовываться внутриконтинентальные бассейны с накоплением молассовых толщ, источниками терригенных пород которых были вышеперечисленные комплексы (рис. 11, б).

В процессе формирования раннепалеозойского Ольхонского террейна все терригенные породы, являющиеся протолитами изученных гнейсов, испытали метаморфизм в условиях гранулитовой или амфиболитовой фации, связанный с аккреционными и коллизийными событиями, которые и привели к возникновению единого композитного Ольхонского террейна.

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гранат-биотитовые гнейсы зоны Анга-Сахюрты Ольхонского террейна, так же как гранатсодержащие и безгранатовые гнейсы (гранулиты) Чернорудской зоны, были образованы за счет метаморфической переработки незрелых терригенных осадочных пород полимиктового или грауваккового состава, близких по составу породам континентальных дуг. Проанализированные гнейсы обнаруживают как сходства, так и некоторые отличия геохимических и изотопных характеристик, что может свидетельствовать о различном вкладе того или иного источника в субстрат гнейсов. Возраст большинства зерен детритовых цирконов в гнейсах Чернорудской зоны и зоны Анга-Сахюрты соответствует временному интервалу 530–1000 млн лет, а самые молодые зерна детритового циркона имеют возраст в диапазоне 522–537 млн лет.

Совокупность геохимических и геохронологических данных по гнейсам Чернорудской зоны и зоны Анга-Сахюрты дает основание предполагать, что протолиты этих гнейсов могли быть образованы в результате разрушения одних и тех же источников преимущественно неопротерозойского возраста. Субстраты гнейсов первоначально являлись осадками континентального склона неопротерозойского композитного сооружения, присоединенного к Сибирской платформе на рубеже 600–610 млн лет, при сносе обломочного материала с этого композитного супертеррейна в сторону Палеоазиатского океана. Самые молодые цирконы с возрастом около 530 млн лет, возможно, могли поступать в бассейн седиментации из магматических комплексов, прорывающих неопротерозойское композитное сооружение.

Гранат-биотитовые гнейсы Крестовской зоны по химическому составу близки незрелым граувакковым песчаникам, имеющим геохимические характеристики, схожие с терригенными породами океанических островных дуг. Детритовые цирконы в гнейсах Крестовской зоны образуют возрастные пики на отметках 780–820 и 498–515 млн лет. Субстраты гранат-биотитовых гнейсов Крестовской зоны могли быть образованы в пределах внутриконтинентального бассейна, сформированного в результате аккреционно-коллизийных событий при сочленении блока Орсо и Бирхинской островодужной системы в единую Крестовскую зону.

Раннекембрийские оценки возраста были получены только для единичных зерен детритового циркона, что не позволяет рассматривать породы фундамента Сибирской платформы в качестве поставщика обломочного материала в бассейн седиментации.

Возраст самых молодых детритовых цирконов из гнейсов Ольхонского террейна указывает на кембрийский возраст осадочных бассейнов, в которых происходило накопление протолитов этих пород.

Все терригенные породы, являющиеся протолитами изученных гнейсов, испытали метаморфизм в условиях гранулитовой или амфиболитовой фации, связанный с аккреционными и коллизийными событиями, ответственными за возникновение единого раннепалеозойского композитного Ольхонского террейна.

9. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны чл.-корр. РАН А.А. Сорокину и д.г.-м.н. О.М. Туркиной за конструктивные замечания, позволившие улучшить качество статьи.

Авторы посвящают эту статью памяти д.г.-м.н. В.С. Федоровского, интерес которого к геологии Приольхонья и многочисленные яркие идеи об эволюции Ольхонского террейна сподвигают их двигаться дальше в изучении геологии, тектоники и петрологии этого крайне интересного региона.

10. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку публикации.

The authors contributed equally to this article.

11. КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ / CONFLICT OF INTERESTS

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов. Все авторы прочитали рукопись и согласны с опубликованной версией.

The authors have no conflicts of interest to declare. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

12. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Amelin Y.V., Rytsk E.Y., Krymskii R.S., Neimark L.A., Skublov S.G., 2000. Vendian Age Enderbites of Granulite Complex

Baikal-Muya Ophiolite Belt (North Pribaikal'e): U-Pb and Sm-Nd Isotopic Evidences. *Doklady Earth Sciences* 371 (5), 652–654.

Bhatia M.R., Crook K.A.W., 1986. Trace-Element Characteristics of Greywackes and Tectonic Setting Discrimination of Sedimentary Basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92, 181–193. <https://doi.org/10.1007/BF00375292>.

Bibikova E.V., Karpenko S.F., Sumin L.V., Bogdanovsky O.G., Kirnozova T.I., Lyalikov A.V., Makarov V.A., Arakelyants M.M., Korikovskiy S.P., Fedorovsky V.S., 1990. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb and K-Ar Ages of Metamorphic and Igneous Rocks of the Olkhon Region (Western Baikal Region). In: *Geology and Geochronology of the Precambrian of the Siberian Platform and Its Framing*. Nauka, Leningrad, p. 170–183 (in Russian) [Бибикина Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановский О.Г., Кириозова Т.И., Ляликов А.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170–183].

Buyantuev M.D., Khubanov V.B., Vrublevskaya T.T., 2017. U-Pb LA-ICP-MS Dating of Zircons from Subvolcanics of the Bimodal Dyke Series of the Western Transbaikalia: Technique, and Evidence of the Late Paleozoic Extension of the Crust. *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (2), 369–384 (in Russian) [Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т. U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулканитов бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 369–384]. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-2-0246>.

Cullers R.L., 2002. Implications of Elemental Concentrations for Provenance, Redox Conditions, and Metamorphic Studies of Shales and Limestones near Pueblo, CO, USA. *Chemical Geology* 191 (4), 305–327. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00133-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00133-X).

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Cho M., Cheong W., Kim J., 2013. Synmetamorphic Granitoids (~490 Ma) as Accretion Indicators in the Evolution of the Olkhon Terrane (Western Cisbaikalia). *Russian Geology and Geophysics* 54 (10), 1205–1218. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.09.006>.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J., 2017. Pre-collisional (>0.5 Ga) Complexes of the Olkhon Terrane (Southern Siberia) as an Echo of Events in the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research* 42, 243–263. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.10.016>.

Donskaya T.V., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Yakovleva S.Z., Berezhnaya N.G., 2000. The CisBaikal Collisional Metamorphic Belt. *Doklady Earth Sciences* 374 (7), 1075–1079 (in Russian) [Донская Т.В., Склярлов Е.В., Гладкочуб Д.П.,

Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Доклады РАН. 2000. Т. 374. № 7. С. 1075–1079].

Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S., 2005. The Olkhon Collision System (Baikal Region). In: E.V. Sklyarov (Ed.), *Structural and Tectonic Correlation across the Central Asia Orogenic Collage: North-Eastern Segment*. Guidebook and Abstract Volume of the Siberian Workshop IGCP 480: Irkutsk – Ulan-Ude, Russia, July 25 – August 6, 2005. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 5–76.

Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Izokh A.E., Kotov A.B., Lavrenchuk A.V., Mazukabzov A.M., 2010. Strike-Slip Tectonics and Subalkaline Mafic Magmatism in the Early Paleozoic Collisional System of the Western Baikal Region. *Russian Geology and Geophysics* 51 (5), 534–547. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.04.009>.

Fedorovsky V.S., Vladimirov A.G., Khain E.V., Kargopolov S.A., Gibsher A.S., Izokh A.E., 1995. Tectonics, Metamorphism, and Magmatism of Collision Zones in Early Paleozoic Orogenic Complexes of Central Asia. *Geotectonics* 3, 3–22 (in Russian) [Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22].

Fedotova A.A., Razumovskiy A.A., Khain E.V., Anosova M.O., Orlova A.V., 2014. Late Neoproterozoic Igneous Complexes of the Western Baikal-Muya Belt: Formation Stages. *Geotectonics* 48, 292–312. <https://doi.org/10.1134/S0016852114040049>.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Cho M., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Cheong W., Kim J., 2017. First Data on the Age of Rocks from the Northern Flank of the Olkhon Terrane, Western Baikal Area. *Doklady Earth Sciences* 476, 1021–1025. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17090240>.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Fedorovskii V.S., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Lepekhina E.N., 2014. Fragment of the Early Paleozoic (~500 Ma) Island Arc in the Structure of the Olkhon Terrane, Central Asian Fold Belt. *Doklady Earth Sciences* 457, 905–909. <https://doi.org/10.1134/S1028334X14080042>.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Larionov A.N., Sergeev S.A., 2010. The Olkhon Metamorphic Terrane in the Baikal Region: An Early Paleozoic Collage of Neoproterozoic Active Margin Fragments. *Russian Geology and Geophysics* 51 (5), 447–460. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.04.001>.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Wingate M.T.D., Poller U., Todt W., 2008a. New Data on the Age and Protolith of Granulites of the Olkhon Collisional System (Baikal Region). *Doklady Earth Sciences* 419, 417–422. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08030148>.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M., Li H., 2019.

U-Pb Detrital Zircon Geochronology and Provenance of Neoproterozoic Sedimentary Rocks in Southern Siberia: New Insights into Breakup of Rodinia and Opening of Paleo-Asian Ocean. *Gondwana Research* 65, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.07.007>.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kröner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A., 2008b. Petrology, Geochronology, and Tectonic Implications of c. 500 Ma Metamorphic and Igneous Rocks along the Northern Margin of the Central-Asian Orogen (Olkhon Terrane, Lake Baikal, Siberia). *Journal of the Geological Society* 165, 235–246. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-125>.

Gladkochub D.P., Stanevich A.M., Mazukabzov A.M., Donskaya T.V., Pisarevskii S.A., Nicoll G., Motova Z.L., Kornilova T.A., 2013. Early Evolution of the Paleoasian Ocean: LA-ICP-MS Dating of Detrital Zircon from Late Precambrian Sequences of the Southern Margin of the Siberian Craton. *Russian Geology and Geophysics* 54 (10), 1150–1163. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.09.002>.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B., 1988. Nd and Sr Isotopic Systematics of River Water Suspended Material: Implications for Crustal Evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 87 (3), 249–265. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90013-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90013-1).

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., 2008. GLITTER: Data Reduction Software for Laser Ablation ICP-MS. In: P.J. Sylvester (Ed.), *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. Vol. 40. Vancouver, p. 308–311.

Izokh A.E., Gibsher A.S., Zhuravlev D.Z., Balykin P.A., 1998. Sm-Nd Dating of the Ultramafic-Mafic Massifs of the Eastern Branch of the Baikal-Muya Ophiolite Belt. *Doklady Earth Sciences* 360 (4), 525–529.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E., 2004. The Application of Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry to in Situ U-Pb Zircon Geochronology. *Chemical Geology* 211 (1–2), 47–69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J., 1984. Sm-Nd Isotopic Evolution of Chondrites and Achondrites, II. *Earth and Planetary Science Letters* 67 (2), 137–150. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90109-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90109-2).

Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Tsygankov A.A., 2016. U-Pb Dating of Zircons from PZ₃-MZ Igneous Complexes of Transbaikalia by Sector-Field Mass Spectrometry with Laser Sampling: Technique and Comparison with SHRIMP. *Russian Geology and Geophysics* 57 (1), 190–205. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.013>.

Lavrenchuk A.V., Sklyarov E.V., Izokh A.E., Kotov A.B., Vasyukova E.A., Fedorovskii V.S., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., 2019. Birkhin Volcanoplutonic Association, Ol'khon Region, Western Baikal Area: Petrological Criteria of Comagmatic Origin. *Petrology* 27, 291–306. <https://doi.org/10.1134/S0869591119030044>.

Li X.C., Yu J.H., Sang L.Q., Luo Li., Zhu G.R., 2009. Granulite Facies Metamorphism of the Olkhon Terrane in Southern

Siberian Craton and Tectonic Significance. *Acta Petrologica Sinica* 25 (12), 3346–3356.

Ludwig K.R., 2003. ISOPLOT 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. User's Manual. Berkeley Geochronology Center special Publication 4, 76 p.

Makrygina V.A., Belichenko V.G., Reznitsky L.Z., 2007. Types of Paleoisland Arcs and Back-Arc Basins in the North-east of the Paleoasian Ocean (from Geological Data). *Russian Geology and Geophysics* 48 (1), 107–119. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.010>.

Makrygina V.A., Sandimirov I.V., Sandimirova G.P., Pakhol'chenko Y.A., Kotov A.B., Kovach V.P., Travin A.V., 2010. Nd-Sr Systematics of Metamagmatic Rocks of the Anginskaya and Talanchanskaya Formations, Middle Part of Lake Baikal. *Geochemistry International* 48, 979–987. <https://doi.org/10.1134/S0016702910100034>.

Makrygina V.A., Tolmacheva E.V., Lepekhina E.N., 2014. Crystallization History of Paleozoic Granitoids in the Ol'khon Region, Lake Baikal (SHRIMP-II Zircon Dating). *Russian Geology and Geophysics* 55 (1), 33–45. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.12.010>.

McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N., 1993. Geochemical Approaches to Sedimentation, Provenance, and Tectonics. In: M.J. Johnsson, A. Basu (Eds), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of America Special Paper 248, 21–40. <https://doi.org/10.1130/SPE284-p21>.

Mekhonoshin A.S., Vladimirov A.G., Vladimirov V.G., Volkova N.I., Kolotilina T.B., Mikheev E.I., Travin A.V., Yudin D.S., Khlestov V.V., Khromykh S.V., 2013. Restitic Ultramafic Rocks in the Early Caledonian Collisional System of Western Cisbaikalia. *Russian Geology and Geophysics* 54 (10), 1219–1235. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.09.007>.

Mikheev E.I., Vladimirov A.G., Fedorovsky V.S., Bayanova T.B., Mazukabzov A.M., Travin A.V., Volkova N.I., Khromykh S.V., Khlestov V.V., Tishin P.A., 2017. Age of Overthrust-Type Granites in the Accretionary-Collisional System of the Early Caledonides (Western Baikal Region). *Doklady Earth Sciences* 472, 152–158. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17020167>.

Neelov A.N., 1980. Classification of Metamorphic Sedimentary and Volcanic Rocks According to Distribution of Major and Trace Elements. Nauka, Leningrad, 100 p. (in Russian) [Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.].

Panteeva S.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P., 2003. Determination of 24 Trace Elements in Felsic Rocks by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry after Lithium Metaborate Fusion. *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy* 58 (2), 341–350. [https://doi.org/10.1016/S0584-8547\(02\)00151-9](https://doi.org/10.1016/S0584-8547(02)00151-9).

Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R., 1972. Sand and Sandstones. Springer, 618 p. <https://doi.org/10.1007/978-1-4615-9974-6>.

Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W., 2005. Multistage Magmatic and Metamorphic Evolution in the Southern Siberian Craton: Archean

and Palaeoproterozoic Zircon Ages Revealed by SHRIMP and TIMS. *Precambrian Research* 136 (3–4), 353–368. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.12.003>.

Powerman V.I., Buyantuev M.D., Ivanov A.V., 2021. A Review of Detrital Zircon Data Treatment, and Launch of a New Tool "Dezirteer" along with the Suggested Universal Workflow. *Chemical Geology* 583, 120437. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120437>.

Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigane J., 2015. Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian Craton as Recorded by Detrital Zircon Suites from Transbaikalia. *Precambrian Research* 267, 39–71. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.05.015>.

Rosen O.M., Fedorovsky V.S., 2001. Collisional Granitoids and Crustal Delamination (Examples of Cenozoic, Paleozoic, and Proterozoic Collisional Systems). *Nauchnyi Mir, Moscow*, 188 p. (in Russian) [Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М.: Научный мир, 2001. 188 с.].

Rubatto D., 2002. Zircon Trace Element Geochemistry: Partitioning with Garnet and the Link between U-Pb Ages and Metamorphism. *Chemical Geology* 184 (1–2), 123–138. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2).

Ruzhentsev S.V., Minina O.R., Nekrasov G.E., Aristov V.A., Golionko B.G., Doronina N.A., Lykhin D.A., 2012. The Baikal-Vitim Fold System: Structure and Geodynamic Evolution. *Geotectonics* 46, 87–110. <https://doi.org/10.1134/S0016852112020033>.

Rytsk E.Y., Kovach V.P., Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., 2007. Structure and Evolution of the Continental Crust in the Baikal Fold Region. *Geotectonics* 41, 440–464. <https://doi.org/10.1134/S0016852107060027>.

Rytsk E.Y., Kovach V.P., Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Bogomolov E.S., Kotov A.B., 2011. Isotopic Structure and Evolution of the Continental Crust in the East Transbaikalian Segment of the Central Asian Foldbelt. *Geotectonics* 45, 349. <https://doi.org/10.1134/S0016852111050037>.

Rytsk E.Y., Makeev A.F., Glebovitsky V.A., Fedoseenko A.M., 2004. A Vendian (590±Ma) Age for the Padora Group in the Baikal-Muya Foldbelt: Evidence from U-Pb Zircon Data. *Doklady Earth Sciences* 397 (6), 765–767.

Rytsk E.Yu., Salnikova E.B., Glebovitsky V.A., Velikoslavinsky S.D., Alekseev I.A., Fedoseenko A.M., Plotkina Yu.V., 2017. The Vendian Age of Granodiorites and Plagiogranites of the Tallainskii Complex (Baikal-Muya Belt): U-Pb Isotope Data. *Doklady Earth Sciences* 474, 569–573. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17050166>.

Rytsk E.Yu., Salnikova E.B., Yarmolyuk V.V., Andreev A.A., Bogomolov E.S., Lebedeva Yu.M., Velikoslavinsky S.D., Anisimova I.V., Plotkina Yu.V., Fedoseenko A.M., 2019. The Early Cambrian Age and Crustal Sources of Granitoids of the Goryachinskiy Pluton (Northern Baikal): Geodynamic Implications. *Doklady Earth Sciences* 484, 163–166. <https://doi.org/10.1134/S1028334X19020053>.

Sklyarov E.V., Fedorovsky V.S., Kotov A.B., Lavrenchuk A.V., Mazukabzov A.M., Levitsky V.I., Sal'nikova E.B., Starikova A.E., Yakovleva S.Z., Anisimova I.V., Fedoseenko A.M., 2009. Carbonatites in Collisional Settings and Pseudo-Carbonatites of the Early Paleozoic Ol'khon Collisional System. *Russian Geology and Geophysics* 50 (12), 1091–1106. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2009.11.008>.

Sklyarov E.V., Fedorovsky V.S., Lavrenchuk A.V., Starikova A.E., Kotov A.B., Mazukabzov A.M., 2013. Aerospace Geological Map of Anga – Begul Interfluve (Baikal). The Right Anga Zone. Copymaster Center, Moscow.

Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Fedorovsky V.S., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Kotov A.B., Mazukabzov A.M., Starikova A.E., 2020a. Regional, Contact Metamorphism, and Autometamorphism of the Olkhon Terrane (West Baikal Area). *Petrology* 28 (1), 47–61. <https://doi.org/10.1134/S0869591120010051>.

Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Fedorovsky V.S., Pushkarov E.V., Semenova D.V., Starikova A.E., 2020b. Dismembered Ophiolite of the Olkhon Composite Terrane (Baikal, Russia): Petrology and Emplacement. *Minerals* 10 (4), 305. <https://doi.org/10.3390/min10040305>.

Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A. et al., 2008. Plešovice Zircon – A New Natural Reference Material for U-Pb and Hf Isotopic Microanalysis. *Chemical Geology* 249 (1–2), 1–35 <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>.

Somsikova A.V., Kostitsyn Yu.A., Fedotova A.A., Razumovskiy A.A., Khain E.V., Astrakhantsev O.V., Batanova V.G., Anosova M.O., 2021. Late Neoproterozoic Granitoid Magmatism of the Baikal-Muya Fold Belt, Ophiolite and Post-Ophiolite Plagiogranites. *Geochemistry International* 59, 12–31. <https://doi.org/10.1134/S0016702921010109>.

Sryvtsev N.A., Khalilov V.A., Buldygerov V.V., Perelyayev V.I., 1992. Geochronology of Granitoids of the Baikal-Muya Belt. *Russian Geology and Geophysics* 9, 72–78 (in Russian) [Срывцев Н.А., Халилов В.А., Булдыгеров В.В., Переляев В.И. Геохронология гранитоидов Байкало-Муйского пояса // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 72–78].

Starikova A.E., Sklyarov E.V., Kotov A.B., Salnikova E.B., Fedorovskii V.S., Lavrenchuk A.V., Mazukabzov A.M., 2014. Vein Calciphyre and Contact Mg Skarn from the Tazheran Massif (Western Baikal Area, Russia): Age and Genesis. *Doklady Earth Sciences* 457, 1003–1007. <https://doi.org/10.1134/S1028334X14080182>.

State Geological Map of the Russian Federation, 2006. Series Angara-Yenisei. Scale 1:1 000 000 (Third Generation). Sheet N-48 (Irkutsk). VSEGEI Publishing House, Saint Petersburg (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Ангаро-Енисейская. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист N-48 (Иркутск). СПб.: ВСЕГЕИ, 2006].

Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Mekhonoshin A.S., Volkova N.I., Travin A.V., Yudin D.S., Kruk N.N., 2008. U-Pb Dating and Sm-Nd Systematics of Igneous Rocks in the Ol'khon Region (Western Baikal Coast). *Doklady Earth Sciences* 423, 1372–1375. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08090092>.

Vladimirov A.G., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Travin A.V., Vladimirov V.G., Khromykh S.V., Yudin D.S., Kolotilina T.B., 2011. The Geodynamic Model of Formation of Early Caledonides in the Olkhon Region (West Pribaikalie). *Doklady Earth Sciences* 436, 203–209. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10901234>.

Volkova N.I., Mikheev E.I., Travin A.V., Vladimirov A.G., Mekhonoshin A.S., Khlestov V.V., 2021. P–T Conditions, U/Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Isotopic Ages of UHT Granulites from Cape Kaltygei, Western Baikal Region. *Geodynamics & Tectonophysics* 12 (2), 310–331 (in Russian) [Волкова Н.И., Михеев Е.И., Травин А.В., Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Хлестов В.В. Условия формирования, U/Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопное датирование УНТ гранулитов мыса Калтыгей, Западное Прибайкалье // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 2. С. 310–331]. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0526>.

Volkova N.I., Vladimirov A.G., Travin A.V., Mekhonoshin A.S., Khromykh S.V., Yudin D.S., Rudnev S.N., 2010. U-Pb Isotopic Dating of Zircons (SHRIMP-II) from Granulites of the Ol'khon Region of Western Baikal Area. *Doklady Earth Sciences* 432, 821–824. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10060243>.

Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., Sylvester P., Valley J., Whitehouse M., Kronz A., Morishita Y. et al., 2004. Further Characterisation of the 91500 Zircon Crystal. *Geostandards and Geoanalytical Research* 28 (1), 9–39. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2004.tb01041.x>.

Yudin D.S., Khromykh S.V., Mekhonoshin A.S., Vladimirov A.G., Travin A.V., Kolotilina T.B., Volkova M.G., 2005. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Age and Geochemical Features of Syncollisional Gabbroids and Granites from the Western Baikal Region: Evidence from the Birkhin Massif and Its Folded Framing. *Doklady Earth Sciences* 405, 1261–1265.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

Таблица 1.1. Возраст «доколлизийных» пород Ольхонского террейна
Table 1.1. Age of "precollision" rocks of the Olkhon terrane

Зона	Комплекс/ ассоциация	Название породы	Метод	Возраст, млн лет	Литературный источник
Крестовская	Бирхинская вулcano- плутоническая ассоциация	Монцогаббро	U-Pb (TIMS)	499±2	[Fedorovsky et al., 2005]
		Габбро-норит	Ar-Ar	500±3	[Yudin et al., 2005]
		Вулканит кислого состава	U-Pb (SHRIMP)	492±5	[Gladkochub et al., 2014]
		Гранит	U-Pb (SHRIMP)	495±8	[Donskaya et al., 2017]
	Комплекс Орсо	Двуслюдяной гнейс по вулканогенно-осадочной породе, туффоиду кислого состава	U-Pb (SHRIMP)	792±10 844±6	[Gladkochub et al., 2010]
Чернорудская	Комплекс Ольхон	Двупироксеновый гранулит по базальту	U-Pb (SHRIMP)	624±11	[Volkova et al., 2010]
	Комплекс Тонта	Гранат-двупироксеновый гранулит по базальту типа OIB	U-Pb (SHRIMP)	545	[Donskaya et al., 2017]
	Комплекс Шида	Мигматизированный гранат-биотитовый гнейс	U-Pb (SHRIMP)	530±5	[Vladimirov et al., 2011]
Зундук	Комплекс Ольхон	Эпидот-мусковит-полевошпат-кварцевый сланец по вулканиту кислого состава	U-Pb (SHRIMP)	637±4	[Donskaya et al., 2017]
	Комплекс Усть-Зундук	Гнейсогранит	U-Pb (SHRIMP)	807±9	[Donskaya et al., 2017]
	Комплекс Калтыгей	Гранатсодержащий гранулит	U-Pb (SHRIMP)	1876±6	[Poller et al., 2005]
		Разгнейсованный гранит	U-Pb (SHRIMP)	1873±6 (ядра) 1829±22 (каймы)	[Donskaya et al., 2017]
		Гранулит по метапелиту	U-Pb (SHRIMP)	1868±6 1866±4 (метам.) 1.94–1.91 (протол.)	[Volkova et al., 2021]

Таблица 1.2. Выборочные анализы гранатов из гранат-биотитовых гнейсов Ольхонского террейна

Table 1.2. Sampling analyses of garnets from garnet-biotite gneisses of the Olkhon terrane

Зона	Крестовская								Анга-Сахюрты									
Участок	Анга								Улан-Харгана								Холбо-Нур	
Образец	1812				1575				1562				1565				0732	
Зерно	1		2		1		2		1		2		1		2		1	
Позиция	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к
SiO ₂	36.78	37.22	36.69	36.93	37.06	37.07	36.88	36.58	37.20	37.48	36.93	36.84	37.37	37.62	37.35	37.19	37.61	36.97
Al ₂ O ₃	20.10	20.05	20.06	20.22	20.01	20.09	20.11	19.97	19.88	19.88	19.16	19.16	20.41	19.39	20.16	19.95	19.48	19.54
FeO _{tot}	27.75	28.12	27.48	28.28	33.65	33.83	33.17	33.87	25.76	25.77	25.28	25.10	30.55	29.83	31.20	29.87	27.80	26.58
MnO	5.51	5.09	5.63	5.81	4.52	5.64	4.87	5.53	7.75	8.57	8.23	7.41	4.53	4.82	5.23	4.92	7.21	7.10
MgO	2.55	2.79	2.55	3.00	3.38	2.79	3.18	2.27	3.22	2.50	3.17	2.21	4.34	3.52	3.25	2.65	4.31	3.33
CaO	5.48	5.93	5.53	5.51	1.47	1.44	1.50	1.37	5.86	6.11	5.83	7.96	2.56	5.25	3.32	5.34	3.89	5.30
Сумма	98.17	99.20	97.94	99.75	100.09	100.86	99.71	99.59	99.67	100.31	98.60	98.68	99.76	100.43	100.51	99.92	100.30	98.82
Si	3.002	3.002	3.001	2.963	2.988	2.980	2.986	2.987	2.981	2.998	2.996	2.992	2.989	2.998	2.987	2.989	2.993	2.991
Al	1.934	1.906	1.934	1.913	1.902	1.904	1.920	1.922	1.878	1.875	1.833	1.834	1.924	1.822	1.901	1.891	1.828	1.864
Fe ³⁺	0.062	0.090	0.064	0.162	0.123	0.136	0.108	0.104	0.159	0.128	0.175	0.183	0.098	0.182	0.126	0.131	0.186	0.155
Fe ²⁺	1.831	1.806	1.815	1.736	2.146	2.138	2.138	2.208	1.567	1.596	1.541	1.522	1.945	1.806	1.961	1.877	1.664	1.643
Mn	0.381	0.348	0.390	0.395	0.309	0.384	0.334	0.382	0.526	0.581	0.566	0.510	0.307	0.325	0.354	0.335	0.486	0.487
Mg	0.310	0.335	0.311	0.359	0.406	0.334	0.384	0.276	0.385	0.298	0.383	0.267	0.517	0.418	0.387	0.317	0.511	0.401
Ca	0.479	0.512	0.485	0.474	0.127	0.124	0.130	0.120	0.503	0.524	0.507	0.693	0.219	0.448	0.284	0.460	0.332	0.459
Сумма	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
X _{Alm}	0.61	0.60	0.60	0.59	0.72	0.72	0.72	0.74	0.53	0.53	0.51	0.51	0.65	0.60	0.66	0.63	0.56	0.55
X _{Sps}	0.13	0.12	0.13	0.13	0.10	0.13	0.11	0.13	0.18	0.19	0.19	0.17	0.10	0.11	0.12	0.11	0.16	0.16
X _{Prp}	0.10	0.11	0.10	0.12	0.14	0.11	0.13	0.09	0.13	0.10	0.13	0.09	0.17	0.14	0.13	0.11	0.17	0.13
X _{Grs}	0.16	0.17	0.16	0.16	0.04	0.04	0.04	0.04	0.17	0.17	0.17	0.23	0.07	0.15	0.10	0.15	0.11	0.15

Таблица 1.2 (продолжение)

Table 1.2 (continued)

Зона	Анга-Сахюрты														Чернорудская			
Участок	Холбо-Нур						Ольхон								Хобой			
Образец	0732		0734				2020				2023				03206	03218	03225	
Зерно	2		1		2		1		2		1		2		1	1	1	2
Позиция	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	к	к	к	к
SiO ₂	36.74	37.20	37.24	36.81	36.83	37.04	37.56	36.97	37.85	36.90	37.11	37.14	37.27	37.18	38.37	36.99	36.96	38.22
Al ₂ O ₃	19.65	19.52	20.29	19.67	19.78	19.37	20.41	20.47	20.28	20.20	20.30	19.80	19.80	20.11	21.05	21.57	21.51	21.27
Fe _{tot}	26.84	25.91	27.27	25.78	26.46	25.21	33.98	34.36	33.28	34.47	33.60	34.39	34.32	35.04	30.24	32.88	28.61	28.34
MnO	7.32	6.96	7.63	7.67	8.60	8.15	2.36	3.33	2.18	3.44	2.39	3.00	2.65	3.27	1.04	0.93	1.18	0.96
MgO	2.97	2.72	3.43	2.40	2.70	1.77	4.44	2.82	4.48	2.67	4.08	3.50	4.39	2.87	6.99	6.08	8.44	9.47
CaO	4.66	6.87	3.76	6.28	4.66	8.03	2.25	2.24	2.78	2.15	1.90	2.03	1.87	1.97	2.84	2.09	1.58	1.40
Сумма	98.18	99.18	99.62	98.61	99.03	99.57	101.00	100.19	100.85	99.83	99.38	99.86	100.30	100.44	100.53	100.54	98.28	99.66
Si	3.000	3.000	2.992	2.994	2.989	2.990	2.973	2.980	2.995	2.990	2.990	2.996	2.979	2.994	2.985	2.900	2.913	2.955
Al	1.892	1.856	1.922	1.886	1.892	1.843	1.905	1.945	1.892	1.930	1.928	1.883	1.866	1.909	1.931	1.994	1.998	1.940
Fe ³⁺	0.108	0.143	0.094	0.126	0.130	0.176	0.149	0.096	0.117	0.091	0.091	0.125	0.177	0.103	0.098	0.204	0.176	0.148
Fe ²⁺	1.725	1.604	1.738	1.627	1.666	1.525	2.100	2.220	2.085	2.245	2.173	2.195	2.116	2.256	1.869	1.953	1.709	1.686
Mn	0.506	0.475	0.519	0.528	0.591	0.557	0.158	0.227	0.146	0.236	0.163	0.205	0.179	0.223	0.069	0.062	0.079	0.063
Mg	0.361	0.327	0.411	0.291	0.327	0.213	0.524	0.339	0.528	0.322	0.490	0.421	0.523	0.344	0.811	0.711	0.991	1.092
Ca	0.408	0.594	0.324	0.547	0.405	0.695	0.191	0.193	0.236	0.187	0.164	0.175	0.160	0.170	0.237	0.176	0.134	0.116
Сумма	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
X _{Alm}	0.57	0.53	0.58	0.54	0.56	0.51	0.71	0.75	0.70	0.75	0.73	0.73	0.71	0.75	0.63	0.67	0.59	0.57
X _{Sps}	0.17	0.16	0.17	0.18	0.20	0.19	0.05	0.08	0.05	0.08	0.05	0.07	0.06	0.07	0.02	0.02	0.03	0.02
X _{Prp}	0.12	0.11	0.14	0.10	0.11	0.07	0.18	0.11	0.18	0.11	0.16	0.14	0.18	0.12	0.27	0.25	0.34	0.37
X _{Grs}	0.14	0.20	0.11	0.18	0.14	0.23	0.06	0.06	0.08	0.06	0.05	0.06	0.05	0.06	0.08	0.06	0.05	0.04

Примечание. ц – центр, к – край.

Note. ц – centre, к – edge.

Таблица 1.3. Химический состав гнейсов Ольхонского террейна
Table 1.3. Chemical composition of gneisses of the Olkhon terrane

Зона	Крестовская						Анга-Сахюрты				
Участок	Анга						Улан-Харгана		Ольхон		
Порода	Гранат-биотитовый гнейс						Гранат-биотитовый гнейс				
Образец	1812	1571	1572	1573	1574	1575	1562	1565	2020	2021	2023
SiO ₂ , мас. %	65.04	69.76	66.14	64.96	63.73	69.54	67.96	63.47	72.53	73.60	68.93
TiO ₂	0.89	0.62	0.83	0.82	0.93	0.71	0.60	0.74	0.42	0.32	0.59
Al ₂ O ₃	12.39	12.27	11.59	11.99	13.00	11.36	15.05	16.86	14.27	13.93	15.42
Fe ₂ O ₃	1.14	1.35	1.36	1.52	1.52	1.17	1.67	1.89	0.76	0.55	1.15
FeO	7.21	4.71	6.69	7.49	7.00	6.71	3.31	4.09	2.49	2.22	2.98
MnO	0.32	0.33	0.48	0.41	0.39	0.77	0.15	0.15	0.05	0.02	0.06
MgO	4.29	2.61	4.34	4.48	4.13	3.17	1.43	2.01	1.05	0.77	1.45
CaO	2.21	2.58	2.79	2.81	3.29	1.61	4.01	3.55	2.95	3.05	3.14
Na ₂ O	1.76	2.36	1.53	2.03	2.11	1.37	3.57	3.79	3.37	3.67	3.33
K ₂ O	2.89	2.26	2.63	1.86	2.19	2.47	1.07	1.85	1.17	1.01	1.55
P ₂ O ₅	0.17	0.18	0.25	0.21	0.18	0.12	0.18	0.27	0.03	<0.03	0.19
П.п.п.	0.87	0.66	1.10	1.01	0.98	0.74	0.91	0.76	0.75	0.59	0.91
H ₂ O ⁻	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.08	0.07	0.04	0.04	0.08
CO ₂	0.34	0.21	0.12	0.19	0.20	0.20	0.06	0.13	<0.06	<0.06	<0.06
Сумма	99.56	99.95	99.89	99.84	99.69	99.98	100.04	99.63	99.88	99.77	99.78
Rb, г/т	56	63	57	36	49	67	21	46	46	38	62
Sr	260	265	277	299	374	157	472	412	379	296	374
Y	26	40	41	32	35	38	27	31	12	3	24
Zr	100	138	129	128	133	116	166	175	125	182	356
Nb	8	9	8	9	9	9	5	6	8	6	10
Ba	1826	695	2710	2528	3200	775	688	853	685	445	705
La	4.95	31.96	13.62	13.06	11.10	24.88	9.67	25.42	15.74	8.95	41.49
Ce	11.22	64.65	28.58	33.11	30.09	52.63	36.92	50.61	28.18	20.52	82.65
Pr	1.56	7.47	3.92	3.65	3.43	5.83	3.12	6.34	2.97	1.54	9.03
Nd	6.85	26.94	17.33	15.43	15.37	23.28	13.61	25.20	9.74	4.40	31.24
Sm	2.03	6.29	5.17	4.21	4.31	5.48	3.84	5.55	1.89	0.73	6.45
Eu	0.94	1.41	1.04	1.08	1.16	1.18	1.32	1.68	1.18	0.79	1.30
Gd	2.80	6.16	5.98	4.84	4.61	5.46	4.19	5.40	1.45	0.63	5.41
Tb	0.57	0.98	1.05	0.89	0.88	0.98	0.73	0.90	0.25	0.08	0.77
Dy	3.89	6.29	7.10	5.84	5.78	6.53	4.71	5.80	1.70	0.48	4.50
Ho	0.86	1.40	1.47	1.20	1.24	1.34	0.98	1.21	0.39	0.11	0.89
Er	2.44	4.20	4.16	3.35	3.62	3.49	2.96	3.50	1.19	0.37	2.54
Tm	0.36	0.64	0.64	0.50	0.55	0.51	0.47	0.53	0.19	0.07	0.43
Yb	2.17	4.24	4.15	3.30	3.73	3.17	3.38	3.79	1.32	0.58	2.95
Lu	0.33	0.63	0.60	0.48	0.57	0.45	0.51	0.60	0.19	0.11	0.45
Hf	2.64	3.81	3.34	3.18	3.45	3.12	4.62	4.87	3.48	4.59	9.04
Ta	0.49	0.18	0.01	0.59	0.56	0.59	0.09	0.15	0.37	0.25	0.66
Th	3.94	7.92	4.09	3.76	4.26	5.71	2.84	3.57	7.51	2.38	13.46
U	0.90	1.74	1.39	1.10	1.26	1.19	0.63	0.55	0.51	0.61	2.90
a	0.22	0.21	0.21	0.22	0.24	0.19	0.26	0.31	0.23	0.22	0.26
b	0.27	0.20	0.28	0.29	0.29	0.23	0.18	0.20	0.12	0.11	0.15
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	5.2	5.7	5.7	5.4	4.9	6.1	4.5	3.8	5.1	5.3	4.5

Таблица 1.3 (продолжение)

Table 1.3 (continued)

Зона	Анга-Сахюрты			Чернорудская					
Участок	Холбо-Нур			Хобой					
Порода	Гранат-биотитовый гнейс			Гранат-ортопироксен-биотитовый гнейс	Гранат-кордиерит-биотитовый гнейс	Клинопироксенсодержащие гнейсы (гранулиты)			
Образец	0732*	0733*	0734*	03206**	03227**	03209**	03210**	03216**	
SiO ₂ , мас. %	66.58	68.17	66.57	62.04	65.67	61.42	67.76	63.37	
TiO ₂	0.63	0.58	0.60	0.83	0.82	0.81	0.46	0.78	
Al ₂ O ₃	15.80	14.45	16.35	16.66	13.30	14.35	10.65	11.39	
Fe ₂ O ₃	1.31	1.88	1.24	1.22	1.08	1.28	0.99	0.77	
FeO	3.91	3.69	3.59	5.20	5.77	5.39	3.86	5.16	
MnO	0.16	0.17	0.13	0.08	0.09	0.11	0.08	0.15	
MgO	1.64	1.35	1.41	3.83	4.00	4.12	2.62	2.66	
CaO	3.54	3.31	3.47	4.63	2.87	9.36	9.91	12.06	
Na ₂ O	3.86	3.98	3.92	1.49	2.20	0.57	0.77	0.45	
K ₂ O	1.33	1.40	1.37	1.13	1.37	0.06	0.16	0.03	
P ₂ O ₅	0.21	0.16	0.16	0.15	0.16	0.19	0.07	0.16	
П.п.п.	0.93	0.80	0.64	2.15	1.82	0.03	1.05	2.58	
H ₂ O	0.12	0.09	0.06	0.40	0.23	0.33	0.22	0.13	
CO ₂	<0.06	<0.06	0.11	0.06	0.22	1.54	1.32	0.22	
Сумма	100.02	100.03	99.62	99.87	99.60	99.56	99.92	99.91	
Rb, г/т	33	37	36	79	68	1	3	1	
Sr	388	431	416	349	380	294	278	236	
Y	43	44	41	49	35	33	22	34	
Zr	156	166	208	160	150	130	150	210	
Nb	5	6	5	12	13	10	2	6	
Ba	764	998	889	537	379	189	91	52	
La	25.58	32.80	40.37	46.26	42.40	20.68	21.35	29.71	
Ce	49.29	70.22	79.99	90.44	80.59	46.24	49.88	69.99	
Pr	6.36	7.85	9.49	11.57	10.07	5.79	5.68	8.23	
Nd	26.32	32.61	38.92	43.07	37.32	23.44	25.11	32.10	
Sm	5.69	6.93	7.97	8.59	6.38	5.42	5.12	6.23	
Eu	1.37	1.76	1.88	1.42	1.69	1.31	1.13	1.21	
Gd	5.32	5.57	5.24	7.72	6.55	6.28	4.59	6.79	
Tb	0.85	0.93	0.89	1.30	1.00	0.99	0.70	1.05	
Dy	5.88	6.19	6.09	8.29	6.09	5.69	3.71	5.45	
Ho	1.42	1.46	1.43	1.67	1.27	1.20	0.80	1.18	
Er	4.58	4.54	4.45	4.77	3.34	3.35	2.23	3.35	
Tm	0.74	0.71	0.71	0.68	0.47	0.50	0.33	0.51	
Yb	4.70	4.57	4.60	4.72	3.10	3.12	2.06	3.24	
Lu	0.80	0.77	0.80	0.74	0.54	0.48	0.32	0.50	
Hf	4.20	4.61	5.31	4.38	5.00	1.95	0.57	1.96	
Ta	0.08	0.19	0.13	0.47	0.90	1.10	0.19	0.83	
Th	4.28	5.57	8.15	12.74	8.69	7.81	6.17	10.23	
U	1.14	0.58	0.63	3.56	1.32	1.80	1.53	3.75	
a	0.28	0.25	0.29	0.32	0.24	0.28	0.19	0.21	
b	0.18	0.17	0.17	0.27	0.25	0.37	0.32	0.38	
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	4.2	4.7	4.1	3.7	4.9	4.3	6.4	5.6	

Примечание. a=Al/Si (ат. кол.), b=Fe³⁺+Fe²⁺+Mn+Ca+Mg (ат. кол.) [Neelov, 1980]. * – составы после [Donskaya et al., 2017]; ** – составы после [Gladkochub et al., 2008b] с корректировками.

Note. a=Al/Si (at. col.), b=Fe³⁺+Fe²⁺+Mn+Ca+Mg (at. col.) [Neelov, 1980]. * – compositions after [Donskaya et al., 2017]; ** – compositions after [Gladkochub et al., 2008b] with corrections.

Таблица 1.4. Sm-Nd изотопные данные для гнейсов Ольхонского террейна

Table 1.4. Sm-Nd isotopic data for gneisses of the Olkhon terrane

Номер образца	Участок	Название породы	Возраст, млн лет	Содержание, мкг/г		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$, млн лет	Литературный источник
				Sm	Nd						
Крестовская зона											
1812	Анга	Grt-Bt гнейс	470	2.30	8.23	0.1729	0.512375±9	-3.7	-	-	Данная работа
Зона Анга-Сахюрты											
1565	Улан-Харгана	Grt-Bt гнейс	470	5.40	27.90	0.1204	0.511986±13	-8.1	1899	1893	Данная работа
2020	Ольхон	Grt-Bt гнейс	470	2.00	16.60	0.0762	0.512258±13	-0.2	991	1234	Данная работа
2021	Ольхон	Grt-Bt гнейс	470	0.80	4.66	0.1067	0.512250±12	-2.2	1283	1399	Данная работа
2023	Ольхон	Grt-Bt гнейс	470	5.23	28.70	0.1129	0.511919±10	-9.0	1859	1964	Данная работа
0734	Холбо-Нур	Grt-Bt гнейс	470	7.19	40.33	0.1107	0.511910±9	-9.0	1833	1968	[Donskaya et al., 2017]
14106	Холбо-Нур	Гранитогнейс	470	0.96	6.76	0.0879	0.511905±18	-7.8	1508	1863	[Donskaya et al., 2017]
Чернорудская зона											
03210	Хобой	Срх-гранулит	470	5.12	25.11	0.1227	0.512234±41	-3.4	1535	1504	[Gladkochub et al., 2008b]

Таблица 1.5. LA-ICP-MS U-Pb изотопные отношения и конкордантные U-Pb значения возраста цирконов из гнейсов Ольхонского террейна**Table 1.5.** LA-ICP-MS U-Pb isotope ratios and U-Pb concordant ages of zircon from gneisses of the Olkhon terrane

№	Th/U	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет						D, %
		$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	1 σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1 σ abs	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1 σ abs		$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	1 σ	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1 σ	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1 σ	
Проба 1812, Крестовская зона, участок Анга															
PRB01	0.41	0.0582	0.0011	0.6675	0.0113	0.0834	0.0006	0.028	536	41	516	4	519	7	1
PRB05	0.38	0.0661	0.0010	1.1182	0.0148	0.1230	0.0009	0.060	810	32	748	5	762	7	2
PRB06	0.58	0.0699	0.0016	1.3967	0.0294	0.1452	0.0013	0.005	926	46	874	7	888	12	2
PRB07	0.70	0.0579	0.0018	0.6447	0.0195	0.0810	0.0007	0.020	524	68	502	4	505	12	1
PRB08	0.96	0.0590	0.0013	0.6660	0.0137	0.0821	0.0007	0.011	566	48	509	4	518	8	2
PRB09	0.58	0.1151	0.0017	5.1196	0.0651	0.3235	0.0024	0.030	1881	27	1807	12	1839	11	4
PRB11	0.24	0.0570	0.0010	0.6612	0.0109	0.0843	0.0007	0.017	491	40	522	4	515	7	-1
PRB12	2.26	0.0636	0.0011	0.6917	0.0106	0.0790	0.0006	0.047	729	36	490	3	534	6	9
PRB13	0.63	0.0675	0.0011	1.2718	0.0188	0.1370	0.0010	0.027	854	34	827	6	833	8	1
PRB14	1.45	0.0625	0.0019	0.8793	0.0249	0.1023	0.0009	0.010	692	62	628	5	641	13	2
PRB15	0.86	0.0579	0.0010	0.6377	0.0100	0.0801	0.0006	0.031	526	38	497	4	501	6	1
PRB17	0.66	0.0665	0.0013	1.1706	0.0202	0.1279	0.0010	0.001	824	39	776	6	787	9	1
PRB19	0.39	0.0683	0.0017	1.2931	0.0294	0.1376	0.0012	0.001	878	49	831	7	843	13	1
PRB21	1.39	0.0655	0.0020	1.1549	0.0331	0.1282	0.0012	0.027	790	62	778	7	780	16	0
PRB23	0.44	0.0668	0.0013	1.1882	0.0210	0.1293	0.0010	0.007	833	40	784	6	795	10	1
PRB24	0.36	0.0638	0.0024	0.8914	0.0317	0.1016	0.0011	0.017	735	76	624	6	647	17	4
PRB25	0.26	0.0660	0.0011	1.1798	0.0174	0.1299	0.0010	0.019	808	34	787	6	791	8	0
PRB27	0.27	0.0658	0.0011	1.2100	0.0184	0.1337	0.0010	0.004	801	35	809	6	805	8	0
PRB28	1.24	0.0659	0.0013	1.2151	0.0222	0.1340	0.0011	0.018	804	41	811	6	808	10	0
PRB29	0.28	0.0680	0.0021	1.2662	0.0372	0.1353	0.0014	0.038	870	63	818	8	831	17	2
PRB30	1.29	0.0699	0.0015	1.3057	0.0251	0.1359	0.0011	0.002	925	42	821	6	848	11	3
PRB31	0.84	0.0565	0.0012	0.6398	0.0126	0.0824	0.0007	0.005	471	47	510	4	502	8	-2
PRB32	0.91	0.0586	0.0014	0.7171	0.0164	0.0890	0.0008	0.013	553	52	550	5	549	10	0
PRB33	0.21	0.0565	0.0017	0.5887	0.0164	0.0757	0.0007	0.025	473	64	471	4	470	10	0
PRB35	0.57	0.0666	0.0038	1.2158	0.0691	0.1328	0.0015	0.021	825	116	804	8	808	32	1
PRB37	0.50	0.0582	0.0026	0.6429	0.0275	0.0804	0.0009	0.025	536	94	498	5	504	17	1
PRB38	0.81	0.0680	0.0021	1.2664	0.0380	0.1355	0.0012	0.030	868	63	819	7	831	17	1
PRB39	0.73	0.0691	0.0016	1.3673	0.0304	0.1438	0.0012	0.028	903	48	866	7	875	13	1
PRB41	0.48	0.0688	0.0032	1.2772	0.0582	0.1350	0.0014	0.029	894	93	816	8	836	26	2
PRB42	0.67	0.0671	0.0022	1.2677	0.0397	0.1375	0.0013	0.040	840	66	830	7	831	18	0
PRB43	0.48	0.0604	0.0017	0.6914	0.0188	0.0832	0.0008	0.039	619	60	515	5	534	11	4
PRB44	0.63	0.0663	0.0013	1.1551	0.0217	0.1268	0.0010	0.036	815	42	769	6	780	10	1
PRB45	0.21	0.0683	0.0014	1.2643	0.0234	0.1347	0.0011	0.041	878	41	814	6	830	10	2
PRB47	0.63	0.0693	0.0026	1.2998	0.0481	0.1364	0.0014	0.041	909	76	824	8	846	21	3
PRB48	0.89	0.0675	0.0015	1.2593	0.0268	0.1356	0.0012	0.041	855	46	820	7	828	12	1
PRB49	0.95	0.0592	0.0013	0.6831	0.0144	0.0840	0.0007	0.044	573	48	520	4	529	9	2
PRB50	0.62	0.0677	0.0022	1.2833	0.0395	0.1379	0.0014	0.056	860	65	833	8	838	18	1
PRB51	0.24	0.0604	0.0014	0.7462	0.0164	0.0899	0.0008	0.050	617	49	555	5	566	10	2
PRB52	0.70	0.0654	0.0014	1.1734	0.0243	0.1304	0.0011	0.064	788	45	790	6	788	11	0
PRB53	0.88	0.1282	0.0025	6.5209	0.1213	0.3701	0.0030	0.066	2073	35	2030	14	2049	16	2
PRB54	0.61	0.0650	0.0026	1.1196	0.0443	0.1252	0.0014	0.048	775	83	761	8	763	21	0
PRB55	0.58	0.0675	0.0016	1.2655	0.0279	0.1363	0.0012	0.054	854	47	824	7	830	12	1

Таблица 1.5 (продолжение)

Table 1.5 (continued)

№	Th/U	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет						D, %
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ abs		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	
PRB56	0.48	0.0677	0.0016	1.2710	0.0294	0.1366	0.0012	0.062	859	49	825	7	833	13	1
PRB57	0.62	0.0596	0.0023	0.6818	0.0254	0.0832	0.0008	0.035	590	81	515	5	528	15	2
PRB59	0.76	0.0582	0.0016	0.6645	0.0175	0.0831	0.0008	0.068	536	59	515	5	517	11	1
PRB63	0.33	0.0606	0.0028	0.7098	0.0322	0.0853	0.0011	0.048	624	97	527	7	545	19	3
PRB65	1.18	0.0681	0.0019	1.1337	0.0310	0.1211	0.0011	0.071	871	57	737	6	770	15	4
PRB66	0.70	0.0710	0.0018	1.3971	0.0337	0.1431	0.0013	0.092	958	50	862	7	888	14	3
PRB67	0.62	0.0597	0.0032	0.6627	0.0357	0.0808	0.0008	0.045	593	113	501	5	516	22	3
Проба 1565, зона Анга-Сахюрты, участок Улан-Харгана															
PRB01	0.05	0.0541	0.0009	0.5726	0.0082	0.0768	0.0007	0.102	376	35	477	4	460	5	-4
PRB02	0.04	0.0556	0.0009	0.5785	0.0088	0.0755	0.0007	0.095	436	36	469	4	464	6	-1
PRB03	0.05	0.0560	0.0009	0.5776	0.0083	0.0749	0.0006	0.110	452	35	465	4	463	5	-1
PRB04	0.27	0.0629	0.0013	0.8931	0.0169	0.1031	0.0010	0.085	704	43	633	6	648	9	2
PRB05	0.63	0.0871	0.0011	2.8355	0.0313	0.2363	0.0019	0.150	1363	24	1367	10	1365	8	0
PRB09	0.78	0.0655	0.0009	1.1423	0.0136	0.1265	0.0011	0.132	791	28	768	6	774	6	1
PRB10	0.95	0.0656	0.0009	1.1412	0.0142	0.1262	0.0011	0.138	795	29	766	6	773	7	1
PRB12	0.38	0.0653	0.0009	1.1289	0.0137	0.1256	0.0011	0.133	782	29	763	6	767	7	1
PRB13	0.29	0.0647	0.0009	1.0969	0.0134	0.1231	0.0010	0.125	763	29	749	6	752	6	0
PRB14	0.02	0.0574	0.0009	0.5691	0.0085	0.0719	0.0006	0.110	507	36	448	4	457	5	2
PRB15	0.02	0.0577	0.0010	0.5923	0.0095	0.0745	0.0007	0.104	518	38	463	4	472	6	2
PRB16	0.03	0.0580	0.0012	0.5879	0.0110	0.0736	0.0007	0.087	529	44	458	4	470	7	3
PRB17	0.08	0.0585	0.0011	0.6148	0.0103	0.0763	0.0007	0.107	547	39	474	4	487	6	3
PRB18	0.69	0.0660	0.0012	0.9542	0.0153	0.1050	0.0009	0.112	805	36	644	5	680	8	6
PRB19	0.59	0.0652	0.0012	0.9171	0.0151	0.1020	0.0009	0.114	782	37	626	5	661	8	5
PRB20	0.39	0.0565	0.0010	0.5711	0.0091	0.0734	0.0007	0.109	469	38	457	4	459	6	0
PRB23	0.02	0.0585	0.0010	0.5979	0.0094	0.0742	0.0007	0.100	549	37	461	4	476	6	3
PRB24	1.04	0.0654	0.0012	0.9883	0.0160	0.1097	0.0010	0.109	788	36	671	6	698	8	4
PRB26	0.03	0.0578	0.0011	0.5880	0.0108	0.0739	0.0007	0.093	521	43	460	4	470	7	2
PRB30	0.32	0.0581	0.0012	0.5825	0.0109	0.0727	0.0007	0.086	534	44	453	4	466	7	3
Проба 2020, зона Анга-Сахюрты, участок Ольхон															
PRB001	0.51	0.0668	0.0008	0.8901	0.0083	0.0967	0.0008	0.131	831	24	595	4	646	4	9
PRB002	0.12	0.0601	0.0007	0.8139	0.0079	0.0983	0.0008	0.133	607	25	605	5	605	4	0
PRB003	0.10	0.0589	0.0007	0.6434	0.0061	0.0792	0.0006	0.125	565	25	492	4	504	4	3
PRB004	0.06	0.0564	0.0006	0.6611	0.0061	0.0851	0.0007	0.127	468	25	526	4	515	4	-2
PRB005	0.05	0.0597	0.0007	0.8037	0.0074	0.0977	0.0008	0.133	593	24	601	4	599	4	0
PRB006	0.19	0.0619	0.0008	0.8818	0.0090	0.1035	0.0008	0.120	669	26	635	5	642	5	1
PRB007	0.08	0.0588	0.0007	0.7643	0.0079	0.0943	0.0008	0.127	561	27	581	4	577	5	-1
PRB008	0.03	0.0568	0.0007	0.6140	0.0058	0.0784	0.0006	0.142	484	25	487	4	486	4	0
PRB009	0.49	0.0662	0.0008	1.2399	0.0123	0.1359	0.0011	0.142	814	25	821	6	819	6	0
PRB010	0.10	0.0554	0.0007	0.5978	0.0059	0.0784	0.0006	0.122	427	26	486	4	476	4	-2
PRB011	0.05	0.0627	0.0007	1.0540	0.0102	0.1220	0.0010	0.142	697	25	742	6	731	5	-2
PRB012	0.72	0.0655	0.0008	1.1795	0.0111	0.1307	0.0010	0.136	791	24	792	6	791	5	0
PRB013	0.07	0.0562	0.0007	0.6035	0.0066	0.0780	0.0006	0.110	458	28	484	4	479	4	-1
PRB014	0.15	0.0635	0.0008	0.9540	0.0098	0.1090	0.0009	0.137	726	26	667	5	680	5	2
PRB015	0.03	0.0645	0.0007	1.1302	0.0106	0.1271	0.0010	0.128	759	24	771	6	768	5	0
PRB016	0.02	0.0631	0.0007	0.6679	0.0064	0.0768	0.0006	0.133	711	24	477	4	519	4	9

Таблица 1.5 (продолжение)

Table 1.5 (continued)

№	Th/U	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет						D, %
		$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	1 σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1 σ abs	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1 σ abs		$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	1 σ	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1 σ	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1 σ	
PRB017	0.11	0.0695	0.0008	1.2281	0.0110	0.1282	0.0010	0.157	914	22	778	6	814	5	5
PRB018	0.17	0.0644	0.0007	1.1759	0.0109	0.1325	0.0011	0.159	755	24	802	6	789	5	-2
PRB019	0.12	0.0553	0.0006	0.6053	0.0057	0.0794	0.0006	0.145	425	25	493	4	481	4	-2
PRB020	0.40	0.0646	0.0008	1.1840	0.0114	0.1331	0.0011	0.138	760	24	806	6	793	5	-2
PRB021	0.11	0.0559	0.0007	0.6078	0.0060	0.0789	0.0006	0.135	448	25	490	4	482	4	-1
PRB022	0.11	0.0553	0.0006	0.5936	0.0055	0.0780	0.0006	0.149	423	25	484	4	473	3	-2
PRB023	0.03	0.0585	0.0007	0.7093	0.0072	0.0880	0.0007	0.146	549	26	544	4	544	4	0
PRB024	0.58	0.0660	0.0008	1.2840	0.0129	0.1412	0.0011	0.133	807	25	851	6	839	6	-1
PRB025	0.29	0.0632	0.0008	0.9330	0.0096	0.1071	0.0009	0.151	715	25	656	5	669	5	2
PRB026	0.06	0.0618	0.0009	0.6606	0.0087	0.0776	0.0007	0.104	666	31	482	4	515	5	7
PRB027	0.08	0.0611	0.0007	0.7388	0.0074	0.0877	0.0007	0.151	643	25	542	4	562	4	4
PRB028	1.02	0.0715	0.0008	1.1356	0.0110	0.1154	0.0009	0.145	970	23	704	5	770	5	9
PRB030	0.65	0.0669	0.0009	1.2877	0.0149	0.1397	0.0011	0.124	835	27	843	6	840	7	0
PRB031	0.93	0.0641	0.0007	1.1815	0.0112	0.1337	0.0011	0.163	746	24	809	6	792	5	-2
PRB032	0.88	0.0664	0.0008	1.3138	0.0142	0.1437	0.0012	0.133	818	26	866	7	852	6	-2
PRB033	0.22	0.0616	0.0008	0.9312	0.0108	0.1097	0.0009	0.131	660	28	671	5	668	6	0
PRB035	0.01	0.0551	0.0007	0.6025	0.0070	0.0794	0.0007	0.135	416	29	492	4	479	4	-3
PRB036	0.12	0.0589	0.0009	0.7151	0.0092	0.0882	0.0007	0.114	562	31	545	4	548	5	1
PRB037	0.55	0.0659	0.0007	1.2493	0.0116	0.1376	0.0011	0.158	803	23	831	6	823	5	-1
PRB038	0.42	0.0683	0.0009	1.2994	0.0151	0.1382	0.0011	0.133	876	27	834	6	845	7	1
PRB039	0.07	0.0612	0.0008	0.7114	0.0077	0.0844	0.0007	0.151	645	27	522	4	546	5	4
PRB040	0.05	0.0583	0.0007	0.7037	0.0074	0.0876	0.0007	0.157	540	27	541	4	541	4	0
PRB041	0.29	0.0650	0.0008	1.1883	0.0119	0.1326	0.0011	0.156	775	25	803	6	795	6	-1
PRB042	0.44	0.0667	0.0009	1.3191	0.0156	0.1436	0.0012	0.136	828	28	865	7	854	7	-1
PRB043	0.08	0.0589	0.0010	0.7194	0.0111	0.0886	0.0008	0.102	563	36	548	5	550	7	1
PRB044	0.94	0.0659	0.0009	1.1791	0.0139	0.1298	0.0011	0.147	804	28	787	6	791	6	1
PRB045	0.08	0.0567	0.0007	0.6061	0.0064	0.0776	0.0006	0.147	480	27	482	4	481	4	0
PRB046	0.23	0.0631	0.0008	0.9217	0.0092	0.1060	0.0009	0.155	713	25	649	5	663	5	2
PRB047	0.15	0.0663	0.0008	1.2105	0.0120	0.1325	0.0011	0.175	816	24	802	6	805	5	0
PRB048	0.09	0.0596	0.0008	0.7107	0.0089	0.0865	0.0007	0.133	590	30	535	4	545	5	2
PRB049	0.11	0.0620	0.0009	0.7945	0.0099	0.0930	0.0008	0.141	674	30	573	5	594	6	4
PRB050	0.47	0.0713	0.0008	1.1399	0.0112	0.1161	0.0009	0.168	965	24	708	5	772	5	9
PRB051	0.63	0.0676	0.0013	1.3279	0.0227	0.1425	0.0013	0.108	857	38	859	7	858	10	0
PRB052	0.43	0.0645	0.0008	1.2751	0.0141	0.1435	0.0012	0.153	758	27	864	7	835	6	-3
PRB053	0.36	0.0627	0.0008	0.9382	0.0098	0.1086	0.0009	0.175	699	26	664	5	672	5	1
PRB054	0.11	0.0565	0.0007	0.6130	0.0064	0.0788	0.0006	0.171	471	27	489	4	485	4	-1
PRB055	0.05	0.0567	0.0007	0.6164	0.0066	0.0789	0.0007	0.176	480	28	489	4	488	4	0
PRB058	0.07	0.0565	0.0007	0.6195	0.0066	0.0796	0.0007	0.175	470	27	494	4	490	4	-1
PRB059	0.09	0.0567	0.0007	0.6034	0.0066	0.0772	0.0006	0.162	481	28	479	4	479	4	0
PRB061	0.14	0.0625	0.0008	1.0115	0.0104	0.1175	0.0010	0.169	691	25	716	6	710	5	-1
PRB062	0.57	0.0606	0.0014	0.9574	0.0208	0.1147	0.0011	0.089	624	49	700	6	682	11	-3
PRB063	0.50	0.0694	0.0013	1.1681	0.0199	0.1221	0.0011	0.108	912	37	743	6	786	9	6
PRB064	0.48	0.0669	0.0008	1.2077	0.0125	0.1310	0.0011	0.171	836	25	793	6	804	6	1
PRB065	0.90	0.0683	0.0010	1.3373	0.0174	0.1422	0.0012	0.140	877	30	857	7	862	8	1
PRB066	0.12	0.0552	0.0007	0.5972	0.0064	0.0786	0.0007	0.173	418	27	488	4	475	4	-3

Таблица 1.5 (продолжение)

Table 1.5 (continued)

№	Th/U	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет						D, %
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ abs		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	
PRB067	0.11	0.0555	0.0007	0.5993	0.0065	0.0784	0.0007	0.169	431	27	487	4	477	4	-2
PRB068	0.13	0.0554	0.0007	0.6074	0.0067	0.0796	0.0007	0.167	427	28	494	4	482	4	-2
PRB069	0.04	0.0553	0.0007	0.6054	0.0069	0.0794	0.0007	0.159	425	29	493	4	481	4	-2
PRB070	0.06	0.0564	0.0008	0.6131	0.0077	0.0789	0.0007	0.162	467	31	490	4	486	5	-1
PRB072	0.06	0.0570	0.0008	0.6217	0.0072	0.0791	0.0007	0.161	492	29	491	4	491	5	0
PRB074	0.59	0.0657	0.0010	1.3230	0.0180	0.1461	0.0013	0.155	798	31	879	7	856	8	-3
PRB075	0.47	0.0663	0.0008	1.1342	0.0122	0.1242	0.0010	0.174	816	25	755	6	770	6	2
PRB076	0.65	0.0637	0.0009	1.1717	0.0157	0.1335	0.0012	0.154	732	31	808	7	788	7	-3
PRB077	0.81	0.0656	0.0010	1.3120	0.0188	0.1452	0.0013	0.155	793	32	874	7	851	8	-3
PRB078	0.48	0.0699	0.0012	1.3501	0.0213	0.1402	0.0013	0.139	925	35	846	7	868	9	3
PRB079	0.05	0.0593	0.0008	0.7138	0.0080	0.0873	0.0007	0.183	579	27	540	4	547	5	1
PRB080	0.03	0.0561	0.0007	0.6614	0.0077	0.0856	0.0007	0.184	456	28	529	4	516	5	-3
PRB081	0.05	0.0559	0.0008	0.6305	0.0076	0.0819	0.0007	0.169	447	29	508	4	496	5	-2
PRB082	0.10	0.0557	0.0007	0.6136	0.0073	0.0799	0.0007	0.174	441	29	496	4	486	5	-2
PRB083	0.04	0.0597	0.0008	0.6210	0.0074	0.0756	0.0006	0.182	591	29	470	4	491	5	4
PRB084	0.95	0.0672	0.0008	1.2179	0.0135	0.1317	0.0011	0.195	843	26	797	6	809	6	1
PRB085	0.24	0.0603	0.0008	0.7879	0.0092	0.0948	0.0008	0.177	615	28	584	5	590	5	1
PRB086	0.49	0.0609	0.0008	0.9831	0.0113	0.1172	0.0010	0.182	636	28	714	6	695	6	-3
PRB087	0.55	0.0662	0.0009	1.2520	0.0154	0.1374	0.0012	0.168	811	28	830	7	824	7	-1
PRB088	0.10	0.0567	0.0007	0.6211	0.0073	0.0795	0.0007	0.190	480	29	493	4	491	5	-1
PRB089	0.62	0.0675	0.0011	1.3086	0.0192	0.1408	0.0013	0.145	853	33	849	7	850	8	0
PRB091	0.57	0.0686	0.0009	1.2310	0.0144	0.1302	0.0011	0.191	887	27	789	6	815	7	3
PRB093	0.14	0.0647	0.0008	0.9966	0.0115	0.1118	0.0010	0.188	765	27	683	6	702	6	3
PRB094	0.33	0.0602	0.0008	0.7825	0.0097	0.0944	0.0008	0.175	611	29	581	5	587	6	1
PRB095	0.46	0.0674	0.0010	1.1931	0.0164	0.1284	0.0011	0.176	852	31	779	6	797	8	2
PRB096	0.02	0.0567	0.0008	0.6709	0.0081	0.0860	0.0007	0.191	478	30	532	4	521	5	-2
PRB097	0.81	0.0653	0.0009	1.2507	0.0160	0.1390	0.0012	0.177	785	29	839	7	824	7	-2
PRB098	1.03	0.0673	0.0010	1.3198	0.0172	0.1424	0.0012	0.187	847	29	858	7	854	8	0
PRB099	0.24	0.0697	0.0009	1.1199	0.0128	0.1167	0.0010	0.206	918	26	712	6	763	6	7
PRB100	0.72	0.0667	0.0009	1.3179	0.0168	0.1435	0.0012	0.176	827	29	865	7	854	7	-1
PRB101	0.10	0.0569	0.0008	0.6214	0.0076	0.0793	0.0007	0.185	488	30	492	4	491	5	0
PRB102	0.09	0.0609	0.0009	0.7208	0.0094	0.0860	0.0008	0.179	635	30	532	4	551	6	4
PRB103	0.14	0.0557	0.0008	0.6056	0.0074	0.0790	0.0007	0.192	438	29	490	4	481	5	-2
PRB105	0.43	0.0660	0.0009	1.3012	0.0160	0.1432	0.0012	0.205	806	28	863	7	846	7	-2
PRB106	0.63	0.0661	0.0010	1.1330	0.0165	0.1245	0.0011	0.170	809	33	756	6	769	8	2
PRB107	0.65	0.0661	0.0011	1.3234	0.0197	0.1453	0.0013	0.166	810	33	875	7	856	9	-2
PRB108	0.25	0.0650	0.0009	1.0228	0.0134	0.1143	0.0010	0.189	774	30	698	6	715	7	3
PRB110	0.09	0.0597	0.0008	0.7459	0.0092	0.0908	0.0008	0.198	591	29	560	5	566	5	1

Примечание. Погрешности приводятся на уровне 1 σ . Rho – коэффициент корреляции ошибок определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. D – дискордантность: для цирконов с возрастом <1 млрд лет $D = ((^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \text{ возраст}) / (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ возраст}) - 1) \times 100 \%$, для цирконов >1 млрд лет $D = ((^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \text{ возраст}) / (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ возраст}) - 1) \times 100 \%$.

Note. The errors are given at 1 σ level. Rho – correlation coefficient for errors of determination of isotope ratios $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. D – discordance: for zircons of <1 bln years $D = ((^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \text{ age}) / (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ age}) - 1) \times 100 \%$, for zircons >1 bln years $D = ((^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \text{ age}) / (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ age}) - 1) \times 100 \%$.