

**SEDIMENTARY FEATURES OF THE LATE PRECAMBRIAN – EARLY CAMBRIAN
TERRIGENOUS-CARBONATE DEPOSITS IN THE DZIDOTIAN GUYOT**V.V. Ivanova ¹✉, A.B. Kuznetsov ¹, O.R. Minina ²

¹Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, 2 Makarov Emb, Saint Petersburg, 199034, Russia

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

ABSTRACT. The Dzhida zone of the southern Baikal region comprises andesite-basalt and sedimentary-volcanic rocks of the Khokhyurt formation and the sandy-shale flyschoid Dzhida formation. This paper presents the results of litho-geochemical study of terrigenous deposits of the Khokhyurt and Dzhida formations, which demonstrate the evolution of terrigenous sedimentation during the geological development of the Dzhida guyot. Thin sandstone lenses of the Khokhyurt formation and turbidite sequences from the Dzhida formation contain mafic or intermediate clasts and fragments of carbonate rocks that composed the guyot caps. New geochemical data indicate that the flyschoid sequence from the Dzhida formation is similar in characteristics to the deposits of active rather than passive margins. Geochemical characteristics and highly fractionated REE patterns of sandstones suggest erosion of island-arc complexes that were contaminated with ancient crustal material during the early stages of their emplacement. Carbonate clasts of the Dzhida formation contain fragments of the Late Riphean and Early Cambrian carbonate formations, but lack the fragments of the Vendian formations that form the closely located margin of the Siberian craton. Nothing in the geochemical data suggests a direct supply of detrital material from the craton. The terrigenous strata of the Khokhyurt and Dzhida formations formed in deep-water fore-arc/back-arc basin settings on the active margin of the Paleo-Asian Ocean. The obtained data indicate that the Dzhida paleobasin was located at a considerable distance from the Siberian craton in the Late Precambrian and Early Paleozoic.

KEYWORDS: Dzhidotian guyot; Paleo-Asian Ocean; Khokhurt formation; Dzhida formation; terrigenous-carbonate sedimentation; flyschoid sequences; geochemistry; rare and trace elements; island-arc system

FUNDING: The study was supported by the RSF (grant No. 23-17-00192, <https://rscf.ru/project/23-17-00192/>) using equipment and infrastructure of the AIRIS Shared Research Facilities (IPGG RAS).



EDN: WOCYNK

RESEARCH ARTICLE**Correspondence:** Varvara V. Ivanova, vargo66@gmail.com

Received: November 3, 2025

Revised: December 5, 2025

Accepted: December 12, 2025

FOR CITATION: Ivanova V.V., Kuznetsov A.B., Minina O.R., 2026. Sedimentary Features of the Late Precambrian – Early Cambrian Terrigenous-Carbonate Deposits in the Dzhidotian Guyot. *Geodynamics & Tectonophysics* 17 (3), 0898. doi:10.5800/GT-2026-17-3-0898

ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ ДЖИДОТСКОГО ГАЙОТА В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ – РАННЕМ КЕМБРИИ

В.В. Иванова¹, А.Б. Кузнецов¹, О.Р. Минина²

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

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

АННОТАЦИЯ. Джидинская зона Южного Прибайкалья объединяет андезит-базальтовые и осадочно-вулканогенные породы хохюртовской свиты и песчано-сланцевую флишоидную джидинскую свиту. В статье представлены результаты литогеохимического изучения терригенных отложений хохюртовской и джидинской свит, которые позволили показать эволюцию терригенного осадконакопления в ходе геологического развития Джидотского гайота. Маломощные линзы песчаников хохюртовской свиты и турбидитовые толщи джидинской свиты содержат обломочный материал пород основного или среднего состава и обломки карбонатных пород, слагавших шапки гайотов. Новые геохимические данные показывают, что флишоидная толща джидинской свиты по своим характеристикам близка к отложениям активных, а не пассивных окраин. Геохимические характеристики и высокофракционированные спектры REE песчаников предполагают размыв островодужных комплексов, которые были контаминированы древним коровым материалом на ранних стадиях их внедрения. В составе карбонатных обломков джидинской свиты присутствуют фрагменты карбонатных формаций позднерифейского и раннекембрийского возраста, но отсутствуют обломки вендского возраста, слагающие ближайшую окраину Сибирского кратона. Согласно геохимическим данным, прямое поступление обломочного материала с кратона маловероятно. Формирование терригенных толщ хохюртовской и джидинской свит происходило в глубоководных обстановках преддугового/задугового бассейна на активной окраине Палеоазиатского океана. Полученные данные свидетельствуют о значительном удалении Джидинского палеобассейна от Сибирского кратона в позднем докембрии и раннем палеозое.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Джидотский гайот; Палеоазиатский океан; хохюртовская свита; джидинская свита; терригенно-карбонатная седиментация; флишоидные толщи; геохимия; редкие и рассеянные элементы; островодужная система

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследование проведено при поддержке РФ (грант № 23-17-00192, <https://rscf.ru/project/23-17-00192/>) с использованием оборудования и инфраструктуры ЦКП АИРИЗ (ИГГД РАН).

1. ВВЕДЕНИЕ

Джидинская структурно-фациальная зона входит в состав Джиды-Хамардабанской зоны [State Geological Map..., 2009]. Наиболее важной особенностью геологического строения Джидинской зоны является широкое распространение осадочно-эффузивных, андезибазальтовых и флишоидных терригенных пород. В стратиграфии зоны обычно выделяют два крупных подразделения – осадочно-вулканогенную хохюртовскую свиту и песчано-сланцевую флишоидную джидинскую свиту [Shalaev, 1935]. В качестве самостоятельной структурно-формационной единицы она была выделена как самостоятельный террейн, который расположен между Тувино-Монгольским микроконтинентом и Хамардабанской зоной метаморфизованных пород [Belichenko, 1969].

Джидинская структурно-фациальная зона традиционно рассматривалась как часть складчатого пояса каледонид [Naletov et al., 1941; Belichenko, 1977] и включалась в состав Джиды-Ильчирской или Окино-Джидинской складчатой зоны [Belichenko et al., 1994]. В геодинамическом плане Джидинская зона рассматривается в качестве единой крупной островодужной системы,

включающей в себя образования зрелой островной дуги, Джидинского симаунта (гайот) и преддугового (или остаточного) глубоководного палеобассейна [Belichenko, 1977; Al'mukhamedov et al., 1996; Filimonov, 2003; Gordienko, Filimonov, 2005a; Ruzhentsev et al., 2005]. Формирование Джидинского террейна трактуется как последовательная трансформация океанического бассейна со всеми элементами типичного океана в аккреционный ороген [Filimonov, 2003; Gordienko, 2006; Gordienko et al., 2015]. В качестве основных элементов его структуры выделяют четыре типа структурно-вещественных комплексов: 1) островодужные; 2) гайотов; 3) флишевые окраинных палеобассейнов; 4) коллизионные. Время их формирования охватывает, по имеющимся данным, период от конца позднего докембрия до конца палеозоя [Gordienko et al., 2007, 2012; Gordienko, Metelkin, 2016].

Несмотря на высокую степень изученности Джидинской зоны, вопросы эволюции осадконакопления, источники и режимы сноса обломочного материала являются предметом дискуссий. По одной из последних схем, предложенной И.В. Гордиенко и Д.В. Метелкиным [Gordienko, Metelkin, 2016], терригенные осадки

формировались в преддуговом и задуговом бассейнах на фронте и в тылу Джидинской островной дуги. Однако недавно Л.З. Резницкий с соавторами [Reznitskii et al., 2018] показал присутствие в терригенных породах Джидинского террейна раннепротерозойских (1.86–2.32 млрд лет) и архейских (2.67–2.98 млрд лет) цирконов, которые указывали на существенную роль кратонных источников сноса. Их вывод противоречил схеме формирования терригенных пород флишоидного комплекса исключительно за счет сноса с островной дуги и гайота. Сделано заключение о том, что по составу и строению флишоидная свита больше схожа с отложениями пассивных окраин. В осадках хохюртовской свиты отсутствуют цирконы среднекембрийского возраста островодужных габбро-диоритов. Таким образом, результаты изучения детритовых цирконов не соответствуют существующим геодинамическим моделям развития Джидинского террейна.

Если вулканиты Джидинского террейна геохимически охарактеризованы и классифицированы [Simonov et al., 2014], то в отношении осадочных пород при подробнейшем описании разрезов подобных данных практически нет. В настоящей работе авторы попытались восполнить этот пробел, изучив особенности состава терригенных отложений Джидотского гайота, и на основе этих данных сделать выводы об эволюции терригенного осадконакопления.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Стратиграфический разрез Джидинской зоны (рис. 1) начинается с объединенных вулканогенно-осадочной хохюртовской свиты и кремнисто-терригенно-андезитовой хасуртинской толщи и завершается мощной флишоидной джидинской свитой. Полный разрез этих отложений описан И.Л. Васильевым (1981 г.) по левобережью руч. Хасуртого, правого притока р. Джиды.

Хохюртовская свита входит в состав структурно-вещественного комплекса пород джидинской зрелой энсиматической островной дуги [Gordienko, Filimonov, 2005a, 2005b]. Свита распространена в виде полосы шириной 2–6 км, разорванной в междуречье Джиды – Шара-Азарга, от верховьев Уленги и Хасуртого и на северо-запад до водораздела Джиды – Цакирка, далее по обоим бортам долины Джиды до устья Хурлик. В составе свиты выделяют несколько литофациальных комплексов (градации) по [Belichenko, 1963]: известково-кремнистый, эффузивный и карбонатно-конгломератовый. В эффузивном комплексе преобладают зеленые псаммитовые, реже – псефитовые и алевропелитовые тефроиды среднего состава. В подчиненном количестве встречаются линзы песчаников и известняков.

К хасуртинской толще отнесен структурно-вещественный комплекс гайота (восточная полоса развития хохюртовской свиты), формирующий крупный единый аллохтон с меланжем в основании [Filimonov, 2003; Gordienko, Filimonov, 2005a, 2005b]. Распространяется непрерывной полосой с юго-востока на северо-запад в верховье р. Шабартай, междуречье Уленга – Хасуртый –

Джиды, в бассейн Хурай – Цакира, на водоразделе Дархинтуй – Нуд. В ее составе выделяются толщи толеитовых базальтов и их подушечных лав, субщелочных базальтов с линзами известняков и силицитов. Возраст определен в интервале венд – средний кембрий [Filimonov, 2003]. Хасуртинская толща включает пачки переслаивания пестроцветных вулканокластитов, алевропелитов, аргиллитов с окремненными и глинистыми доломитами.

Джидинская флишоидная свита слагает основную часть Джидинской подзоны. В составе джидинской свиты выделяются конгломераты, гравелиты, полимиктовые и карбонатные песчаники, известняки с прослоями

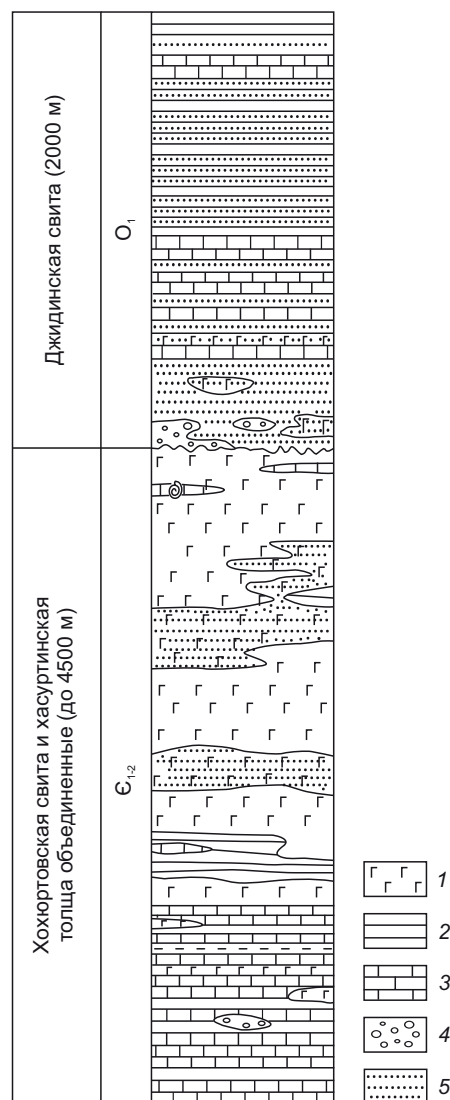


Рис. 1. Стратиграфический разрез Джидинской зоны [State Geological Map..., 2009].

1 – эффузивы основного состава, их туфы; 2 – сланцы, алевролиты; 3 – карбонатные породы; 4 – гравелиты; 5 – песчаники.

Fig. 1. Stratigraphic section of the Dzhida zone [State Geological Map..., 2009].

1 – mafic effusive rocks, their tuffs; 2 – shales, siltstones; 3 – carbonate rocks; 4 – gravelites; 5 – sandstones.

силицитов, алевропелиты, ритмично переслаивающиеся. Основным критерием выделения джидинской свиты является ее ритмичное флишеидное строение [Filimonov, 2003]. Общая мощность 2000 м.

Согласно [State Geological Map..., 2009] возраст объединенных хохюртовской свиты и хасуртинской толщи принят как ранний – средний кембрий, возраст джидинской свиты нижнеордовикский.

Геохронологические исследования позволили обосновать верхнепротерозойский возраст формирования островодужных габброидов и тоналитов 560–570 млн лет назад [Gordienko et al., 2015; Gordienko, 2019, 2023], он также подтверждается датировками циркона из расслоенных габброидов Бугуриктайского массива 560 ± 5 млн лет [Elbaev et al., 2018], что интерпретируется как время образования офиолитов. Изучение детритовых цирконов показало, что главный этап осадконакопления в Джидинской зоне проходил 510–580 млн лет назад [Reznitskii et al., 2018]. Период ~480–490 млн лет назад характеризовался масштабным проявлением аккреционно-коллизионных процессов и внедрением коллизионных гранитоидов [Gordienko et al., 2012, 2015; Gordienko, 2019, 2023].

Островодужный комплекс включает базит-гипербазитовые породы основания (фрагменты океанической коры с элементами трехчленного офиолитового разреза), бонинит-базальтовую и риолит-андезитовую толщи, фиксирующие юную и зрелую стадии развития островной дуги. Завершает его туфовая толща, содержащая блоки известняков. К этому же комплексу относится габбро-диорит-тоналит-трондьемитовый джидинский массив, прорывающий породы островной дуги. К комплексу гайотов (симаунтов) относятся базит-гипербазитовые породы океанической коры, толщи высокохромистых толеитовых базальтов и субщелочных базальтов с пачками туфов, известняков и силицитов, доломитов и микститовые образования. Отличительной чертой считается отсутствие терригенных осадков, что рассматривается как свидетельство внутриокеанической (океанические плато и острова) природы этого комплекса. В совокупности островодужные комплексы и гайоты почти совпадают с объемом хохюртовской свиты в классических схемах. Комплекс окраинных палеобассейнов, соответствующий джидинской свите, содержит пять ассоциаций: псефитовую, терригенную, терригенно-карбонатную, карбонатную и олистостромовую. Предполагается, что толщи этого комплекса накапливались в преддуговом бассейне, источниками сноса в который служили островная дуга и гайоты. К четвертому комплексу относятся коллизионные тоналиты и кварцевые монзониты, прорывающие толщи всех других комплексов [Gordienko et al., 2012]. Считается, что начало формирования Джидинского террейна (океанической коры в зонах спрединга) относится к позднему рифею, развитие океанических островов (гайотов) и островодужных построек продолжалось с венда – раннего кембрия до позднего кембрия, а отложения преддугового бассейна накоп-

ливались с позднего кембрия. Верхняя возрастная граница фиксируется раннеордовикскими синколлизонными гранитоидами.

3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для исследования петрогеохимических особенностей отложений Джидотского гайота были отобраны образцы терригенных пород хохюртовской и джидинской свит из обнажений на правом берегу руч. Хасуртого, руч. Убэр-Инкур, руч. Долон-Модон, пос. Хасурта и руч. Ивановского. Дополнительно были взяты образцы вулканических пород: базальтов на руч. Хасуртом и андезибазальтов в пади Джидот. Кроме того, дополнительно были изучены гальки андезита и карбонатных пород, отобранных из конгломератов в кровле джидинской свиты в разрезе руч. Ивановского (рис. 2).

Отобранные образцы хохюртовской свиты представлены алевритовыми сланцами и песчаниками с карбонатным цементом, часто со слоистыми текстурами. Обломочный материал в грубозернистых кластолитах не окатан, а в тонкообломочных разностях имеет следы слабого окатывания.

Терригенно-карбонатная джидинская свита представлена песчаниками, алевропсаммитами и алевролитами. Одна проба представляет собой гравелит. Песчаники преимущественно мелкозернистые с примесью зерен более крупных фракций и гравия. Псаммитовая кластика, составляющая 50–80 % объема породы представлена кварцем (75–95 % всех обломков), плагиоклазом (1–15 %), калиевым полевым шпатом (1–3 %) и обломками пород (5–15 %), среди которых преобладают кислые вулканы, присутствуют микрокварциты и отмечаются зерна средних вулкаников и известняков. Иногда встречаются пластинки биотита. Цемент поровый и базальный кальцитовый, иногда с примесью глинистых минералов. В составе псаммитов по объему обычно преобладает матрикс, составляя до 70–80 %. Обломочная часть представлена кварцем, полевыми шпатами (плагиоклаз и калиевый полевой шпат) и обломками пород (кислые и средние эффузивы, известняки, силициты, микрокварциты, редко – алевропелиты) в различных количественных соотношениях. Как правило, среди хорошо различимых обломочных зерен резко преобладает кварц, в подчиненном количестве находится полевой шпат, а обломки пород представлены в основном кислыми эффузивами. По составу матрикса песчаники делятся на две группы – высокоглиноземистые с преимущественно глинистым матриксом и карбонатные с глинисто-карбонатным матриксом. В минеральном составе карбонатных псаммитов наблюдается резкое уменьшение количества полевых шпатов и основных пород, а количество матрикса всегда выше, чем в глиноземистых. В последних, как правило, много обломков известняков, отмечаются фрагменты основных и средних эффузивов, отсутствующие в карбонатных песчаниках.

Алевропсаммиты и алевропелиты формируют прослой от 2–5 до 15–10 см в кровле турбидитных ритмитов.

Их слоистые и слоистчатые текстуры обусловлены чередованием светлого карбонатного пелита и темного алевропелита. Алевроитовая фракция (5–65 % объема породы) представлена кварцем и плагиоклазами в разных соотношениях. Пелитовая часть сложена глинистыми минералами, в той или иной степени замещенными агрегатами вторичной мелкочешуйчатой слюды (серицита) и иногда хлорита, содержание которого достигает 25–30 %. Количество карбонатного материала коррелятивно связано с содержанием обломочного алевроита и варьируется в пределах 10–50 %.

Конгломераты джидинской свиты содержат окатаные обломки карбонатных пород и андезитов. Размер карбонатных обломков варьируется от 3–5 до 30–40 см. Наиболее крупные обломки представлены светло-серыми и желтоватыми массивными известняками с трубками археоциат. Мелкие гальки (3–5 см) представлены темно-серыми, иногда слоистыми, известняками. Обломки темно-зеленых андезитов имеют размер от 2 до 6 см и встречаются вместе с карбонатными обломками. В работе предпринята попытка определить возраст кластов карбонатных пород из конгломератов джидинской свиты на основе Sr-изотопной стратиграфии [Kuznetsov et al., 2014, 2018]. Известняки разлагались по процедуре селективного растворения [Kuznetsov et al., 2019]. Изотопный состав Sr измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонате стронция SRM 987 (NIST США) в период работы составило 0.71027 ± 0.00001 ($n=14$).

Содержания основных петрогенных оксидов в образцах силикатных пород определены методом РФА на спектрометре Спектроскан-МАКС (ИГГД РАН). Погрешность измерения не превышала 10 %. Все содержания представлены в весовых % (мас. %). Оценка содержания углекислого газа в породах проводилась двумя способами: весовым анализом минерального остатка после обработки однонормальным раствором соляной кислоты и анализом потери при прокаливании при 800 °С. Содержание редких и рассеянных элементов, включая элементы группы REE, определено методом ICP-MS на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой ELAN-DRC-e (Perkin Elmer) в аналитическом центре Института Карпинского по методике МП ВСЕГЕИ № 10/2010 «Определение макро и микроэлементов (в том числе редкоземельных) методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в горных породах, почвах и рыхлых отложениях». Обработка информации проведена с помощью программы Statistica. Интерпретация результатов проведена с помощью широкого спектра классификационных и дискриминационных геохимических диаграмм, применяемых при реконструкции природы источника сноса и оценке палеотектонических обстановок.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ

Петрохимические характеристики терригенных пород. Представительные химические составы изу-

ченных терригенных отложений приведены в Прил. 1, табл. 1.1.

Песчаники хохюртовской свиты. Содержание SiO_2 в песчаниках хохюртовской свиты варьируется от 37.1 до 58.3 %. Содержание оксида титана изменяется от 0.7 до 1.6 %, Al_2O_3 – от 9.6 до 19.8 %. Отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ изменяется от 2.5 до 6.1. Для двух образцов характерно преобладание K_2O над Na_2O , значения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ составляют 1.56–1.88. Содержание MgO варьируется от 1.4 до 5.8 %, а содержание FeO составляет от 3 до 9.3 %.

Тонкозернистые породы хохюртовской свиты по химическому составу в целом близки песчаникам (Прил. 1, табл. 1.1), но поскольку в них, по сравнению с песчаниками, больше глинистых минералов и меньше обломочных компонентов, они характеризуются более низким содержанием SiO_2 , высоким (до 21.3 %) содержанием окиси алюминия, высоким (13.6–17.2 %) содержанием FeO и MgO (4.03–9.17 %). Отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ составляет 1.9–2.0. Несмотря на близкие содержания основных петрогенных оксидов (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , CaO), образцы демонстрируют резкие различия в содержании Na_2O . Образец s23-88 с высоким содержанием Na_2O (5.38 %) характеризуется значительной долей нормативного плагиоклаза и классифицируется как плагиоклаз-хлорит-кварцевый сланец, что указывает на существенную примесь вулканокластического материала в протолите. Напротив, образец s23-97 с крайне низким содержанием Na_2O (0.05 %) и высоким K_2O практически лишен нормативного плагиоклаза; его состав (иллит-хлорит-кварцевый), предположительно, сформирован в результате процессов калишпатового метасоматоза, затронувших исходную железистую породу.

Песчаники джидинской свиты характеризуются минимальной среди изученных отложений кремнекислотностью (34.9–47.8 %), отложения менее титанистые (0.70–1.28 % TiO_2), содержание Al_2O_3 варьируется от 13 до 23 %, в среднем составляя 18.1 %.

Отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в песчаниках джидинской свиты изменяется от 1.70 до 3.45. Для большей части проб характерно преобладание Na_2O над K_2O , значения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ варьируются от 0.09 до 0.56 (за исключением s23-132b, где $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ составляет 2.34). В одном из образцов (s23-133) содержание оксида натрия ниже предела обнаружения. Породы характеризуются повышенной магнезиальностью ($\text{MgO}=4.11$ –13.55 %), при этом содержание CaO варьируется от 8.6 до 29.7 %. Повышенная магнезиальность песчаников, судя по их нормативному минеральному составу (Прил. 1, табл. 1.1), связана с рядом факторов: присутствием доломитового материала (как в обломках шапки гайота, так и аутигенного происхождения); наличием обломков ультраосновных пород и высоким содержанием хлорита в составе цемента и самих обломков (результат размыва и диагенеза вулканитов основного состава).

Тонкозернистые породы джидинской свиты характеризуются более высокой кремнекислотностью (45.4–53.9 %), низким уровнем титанистости (0.71–1.28 %),

низкой карбонатностью (1.24–5.46 %). Все образцы характеризуются повышенной магниезностью (4.85–10.88 %). Отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в этих породах изменяется от 1.9 до 3.6. Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ составляет 0.04 и 1.36, т.е. потеря натрия в этих отложениях не отмечается. Образец s23-134 по нормативному минеральному составу (Прил. 1, табл. 1.1, рис. 3) представляет собой полевошпатовый песчаник с преобладанием плагиоклаза и калиевого полевого шпата (85 %) и подчиненным количеством иллита (11 %). Однако его тонкозернистая текстура и положение в разрезе флиша позволяют рассматривать его как тонкозернистую разновидность полевошпатовых песчаников (алевропсаммит), накапливавшуюся в верхних частях турбидитовых циклов.

Классификация пород по системе модулей сиаллитового стандарта Я.Э. Юдовича (Прил. 1, табл. 1.1) показывает, что большинство образцов (8) можно отнести к типу псевдогидролизатов с содержанием $\text{MgO} > 3$ %. Остальные четыре образца принадлежат типу псевдосиаллитов и псевдосиферлитов, один – гидролизат и один – силит. Высокие значения гидролизатного (ГМ) и кремниевого (АМ) модуля в изучаемых отложениях могут быть связаны с высокой долей в них глинистого и карбонатного материала. Однако следует отметить, что гидролизатный модуль, в силу высокой карбонатности пород и неизвестного характера преобразований при замещении карбонатными минералами основных породообразующих компонентов, не может быть использован как показатель степени зрелости глинистых пород.

Модуль АМ варьируется от 0.16 до 0.53, в пяти образцах его значения в диапазоне 0.10–0.35 соответствуют песчаникам и глинистым породам. Закономерные вариации АМ в изученных отложениях (от более низких значений в песчаниках до повышенных в сланцах) обусловлены гравитационной дифференциацией осадочного материала в турбидитовой системе и не противоречат накоплению в активной островодужной обстановке.

Расчитанные значения НКМ (Прил. 1, табл. 1.1) для изученных отложений соответствуют всему спектру хемотипов, причем преобладают нормощелочные образования. Низкие значения показателя свидетельствуют о преобладании слюд с небольшой примесью полевого шпата. Повышенная щелочность указывает на высокое содержание полевых шпатов.

По величине титанового модуля (Прил. 1, табл. 1.1) породы классифицируются как нормотитанистые за исключением образца сланца из хохюртовских отложений (0.16), что позволяет рассматривать его как литогенный [Yudovich, Ketris, 2000]. Значения титанового модуля свидетельствуют, о том, что области сноса были представлены в основном породами основного и среднего состава.

Псевдосиферлиты показывают аномально высокие значения фемического модуля и относятся к супер- и гиперфемическим образованиям (величины ФМ

(Прил. 1, табл. 1.1) изменяются в пределах 0.33 – 0.68), что может отражать наличие вулканокластики в составе пород.

Сопоставление составов пород с референтными объектами (Прил. 1, табл. 1.2) показало, что песчаники резко отличаются по уровню содержаний главных компонентов от протерозойского кратонного песчаника и протерозойской граувакки. Это сравнение демонстрирует, что изучаемые осадки геохимически отличны от отложений, сформированных за счет сноса со зрелой континентальной коры. Их сопоставление со средним составом океанической коры (базальты СОХ) показывает, что они обладают близкими содержаниями практически всех компонентов. Это сходство указывает на базальтовый состав пород – источников сноса. Сопоставление составов глинистых отложений с составами среднего постархейского глинистого сланца (РААС) и океанической коры (ОС) также показывает их резкое отличие от состава РААС и сходство с составом океанической коры.

На диаграмме Херрона (рис. 3, а) практически все образцы позиционируются как глинистые и Fe-глинистые сланцы, за исключением песчаника s23-111, который попадает в область вакк. Очевидно, что в изученных образцах определяющую роль играет высокое содержание глинистого матрикса. Количественное соотношение нормативных минералов, рассчитанное с помощью алгоритма MINLITH [Rosen et al., 2004], показано на рис. 3, б. Большая часть изученных отложений, согласно этой диаграмме, попадает в поле граувакк.

Локализация фигуративных точек на диаграмме Тейлора – Макленнана [Taylor, McLennan, 1985] свидетельствует о том, что терригенные отложения хохюртовской и джидинской свит попадают в область составов вулканических пород (от базальтов до андезитов) Джидинской зоны. Это сходство, которое наблюдается для отложений обеих свит, указывает на постоянный андезит-базальтовый состав пород в области сноса, что предполагает накопление в локальном осадочном бассейне (рис. 4).

Геохимические характеристики примесных элементов терригенных пород. Для уточнения состава источников питающих провинций и определения геодинамических и фациальных обстановок осадконакопления были изучены особенности распределения в терригенных отложениях редких и REE. В Прил. 1, табл. 1.3 приведены результаты определения содержаний этих элементов в породах и некоторые расчетные геохимические коэффициенты.

На спайдерграммах (рис. 5) составы практически всех песчаников и тонкозернистых пород характеризуются пониженными относительно верхней континентальной коры концентрациями легких литофильных элементов и легких редких земель (LREE) и близкими содержаниями высокозарядных элементов и тяжелых редких земель (HREE). Наблюдается сильный разброс в содержаниях крупноионных литофильных элементов Cs, Rb и Ba. Практически на всех спайдерграммах

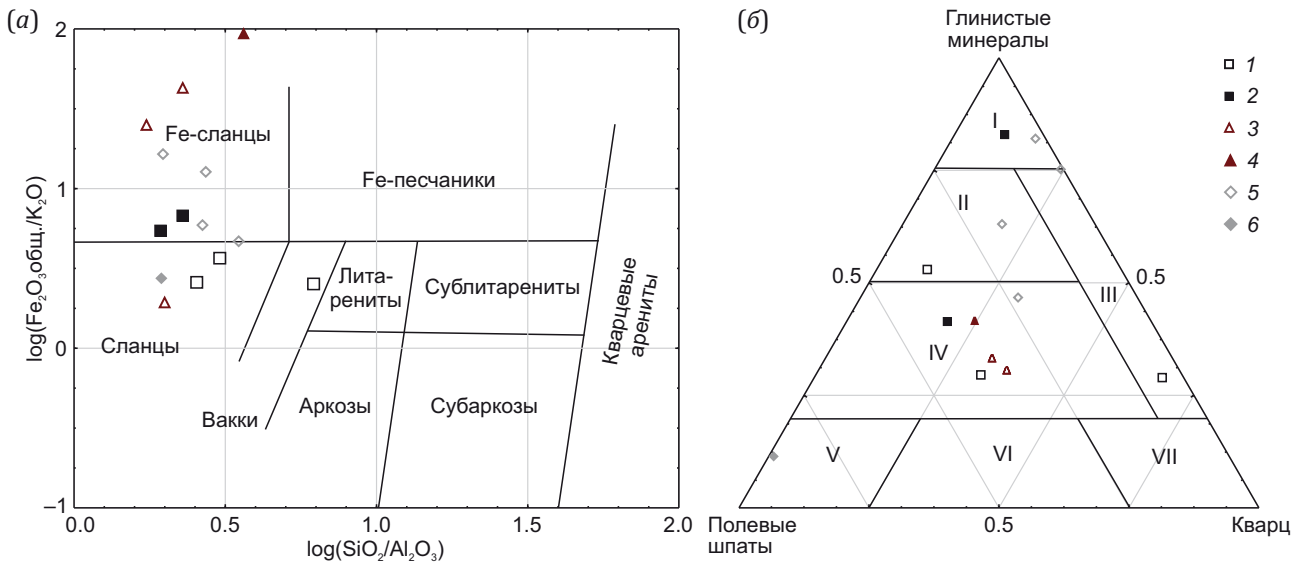


Рис. 3. Диаграмма $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3\text{общ.}/\text{K}_2\text{O})$ [Herron, 1988] (а). Положение составов отложений на диаграмме, отражающей нормативный минеральный состав: соотношение полевые шпаты – глинистые минералы – кварц (б). Поля на диаграмме: I – пелиты, II – граувакковые пелиты, III – субграувакки, IV – граувакки, V – полевошпатовые песчаники, VI – аркозы, VII – кварцевые песчаники. Обозначения пород: 1–2 – хохюртовская свита: 1 – песчаники, 2 – сланцы; 3–6 – джидинская свита: руч. Ивановский: 3 – песчаники, 4 – алевролиты; руч. Хасуртый: 5 – песчаники; 6 – сланцы.

Fig. 3. Plot of $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3\text{total}/\text{K}_2\text{O})$ [Herron, 1988] (a). Position of deposit compositions on the plot reflecting the normative mineral composition: the ratio of feldspar – clay minerals – quartz (b). Fields on the plot: I – pelites, II – graywacke pelites, III – subgraywackes, IV – graywackes, V – feldspathic sandstones, VI – arkoses, VII – quartz sandstones. Rock symbols: 1–2 – Khokhyurt formation: 1 – sandstones, 2 – shales; 3–6 – Dzhida formation: Ivanovsky Creek: 3 – sandstones, 4 – siltstones; Khasurtyi Creek: 5 – sandstones; 6 – shales.

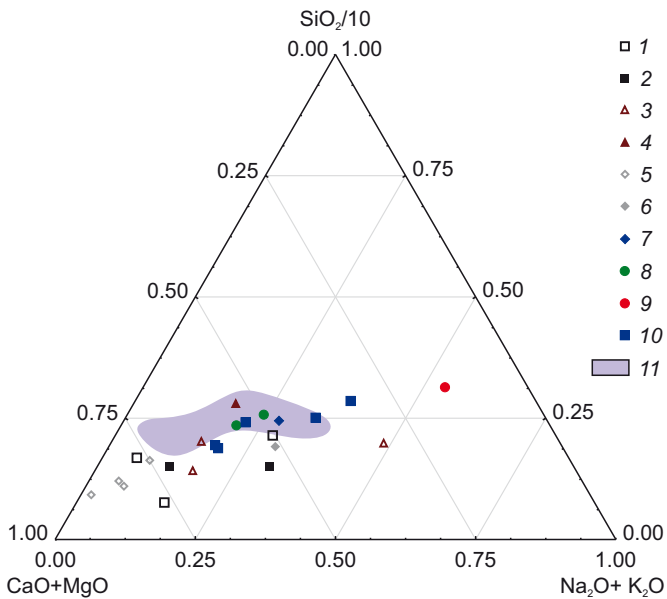


Рис. 4. Диаграмма Тейлора – Макленнана [Taylor, McLennan, 1985].

Обозначения пород 1–6 приведены по рис. 3; 7–10 – составы вулканитов по [Gordienko et al., 2007; Simonov et al., 2014]: 7 – долерит, 8 – ферробазальт, 9 – андезибазальт, 10 – щелочной базальт; 11 – поле вулканитов (данные этой работы).

Fig. 4. Taylor – McLennan diagram [Taylor, McLennan, 1985]. Symbols for rocks 1–6 are as in Fig. 3; 7–10 – composition of volcanic rocks after [Gordienko et al., 2007, Simonov et al., 2014]: 7 – dolerite, 8 – ferrobasalt, 9 – basaltic andesite, 10 – alkaline basalt; 11 – field of volcanic rock compositions (data taken from this paper).

песчаников и тонкозернистых пород виден отчетливый отрицательный пик по Nb и Ta (и часто по Ti). Многие образцы показывают обогащение левой части спектра (от Th до Nd) относительно тяжелых HREE (Yb и Lu). Наблюдаются отрицательные аномалии в песчаниках и тонкозернистых породах для Rb, Ba, Th, U и слабо выраженные положительные аномалии для Sc (за счет базальтовой кластики). Очевидно общее сходство кривых состава песчаников и тонкозернистых пород. Спайдерграммы среднего состава базальтов и андезитов хохюртовской свиты на рис. 5 в целом симбатны кривым терригенных отложений хохюртовской и джидинской свит.

Суммарные содержания REE варьируются в песчаниках от 56 до 368 мкг/г, в тонкозернистых породах – от 50 до 210 мкг/г. Спектры распределения REE позволяют выделить три типа (рис. 6). Один тип с высокой степенью фракционирования легких и тяжелых лантаноидов (отношение LREE/HREE более 15) отмечен в двух образцах: песчаник s23-95 (хохюртовская свита) и гравелит s23-118 (джидинская свита). Другой тип спектра REE характерен практически для всех остальных образцов песчаных и алевроглинистых пород. Этот тип спектра практически повторяет спектры REE вулканитов гайота как по форме, так и по уровню содержания. В спектрах третьего типа при прочих равных условиях проявлена отрицательная Eu-аномалия. Такой тип спектра REE отмечен в образцах с примесью карбоната.

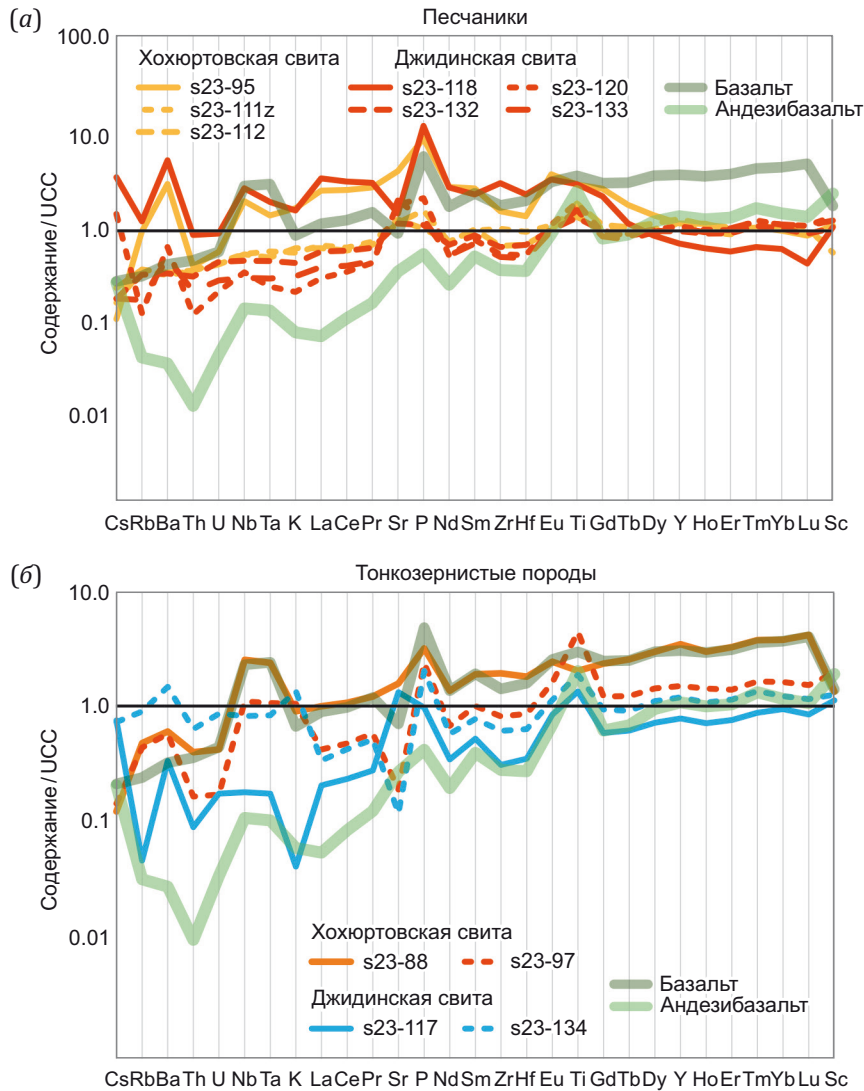


Рис. 5. Спайдер-диаграммы песчаников (а) и тонкозернистых терригенных отложений (б) Джидотского гайота, нормировано на состав верхней континентальной коры (UCC) [Condie, 1993]. Базальты и андезибазальты Джидотского гайота – данные настоящей работы.

Fig. 5. Spider diagrams of sandstones (a) and fine-grained terrigenous deposits (б) of the Dzidotian guyot, normalized to the upper continental crust composition (UCC) [Condie, 1993]. The data on basalts and basaltic andesites of the Dzidotian guyot are taken from this paper.

На диаграмме в координатах $Eu^* - (Gd/Yb)_n$ точки составов отложений локализованы в поле вулканитов гайота, только в двух образцах отношение $(Gd/Yb)_n$ превышает 2, что делает возможным вклад в их формирование продуктов разрушения архейских осадочных пород (рис. 7).

Положение точек состава пород на ряде дискриминантных диаграмм для реконструкции состава пород источника сноса (рис. 8) указывает, что рассматриваемые отложения относятся к незрелым за исключением одного образца из флишевых отложений (s23-118). Таким образом, источником сноса для терригенных отложений Джидинской зоны служили породы основного – среднего состава.

Для реконструкции палеогеодинамических условий формирования терригенных отложений Джидот-

ского гайота была использована дискриминационная диаграмма Верма – Армстронга для низкокремнистых отложений (рис. 9). Большинство образцов на этой диаграмме локализованы в области значений, характерных для пород островодужного или рифтогенного типа, которые представляли источники сноса.

Несколько образцов терригенных пород имеют в нормативном составе более 40 % карбонатных минералов (см. Прил. 1, табл. 1.1, образцы s23-111z, s23-112, s23-120, s23-132, s23-133), входящих в карбонатный цемент и обломочную часть. Спектры распределения элементов-примесей в образцах карбонатно-терригенных отложений в сопоставлении с кларком карбонатных пород [Grigoriev, 2009] приведены на рис. 10. В целом изученные отложения близки к глубоководным карбонатным отложениям гайотов [Letnikova, 2005].

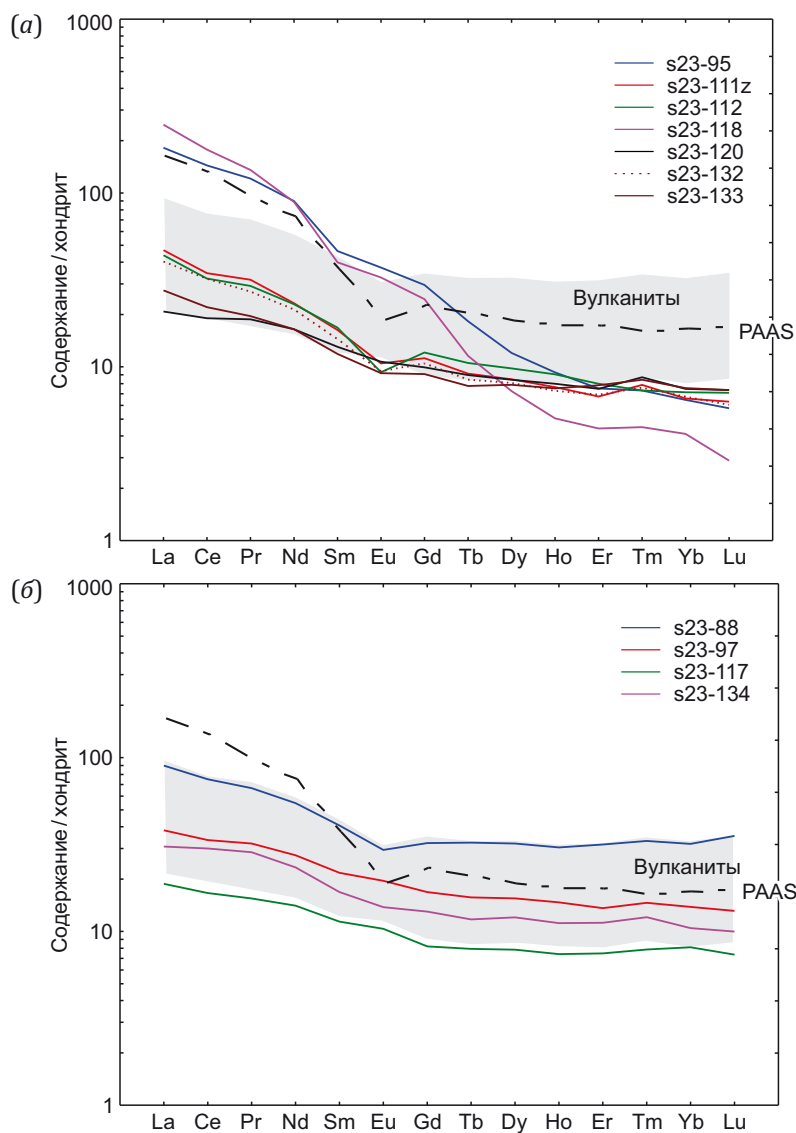


Рис. 6. Спектры REE терригенных отложений Джидотского гайота (нормировано на хондрит по [Anders, Grevesse, 1989]). (а) – песчаники; (б) – алевроглинистые породы. Серый цвет – спектры вулканитов (данные настоящей работы).

Fig. 6. REE patterns of terrigenous deposits of the Dzidotian guyot (normalized to chondrite [Anders, Grevesse, 1989]). (a) – sandstones; (б) – siltstone-clayey deposits. The gray color shows the spectra of volcanic rocks (data taken from this paper).

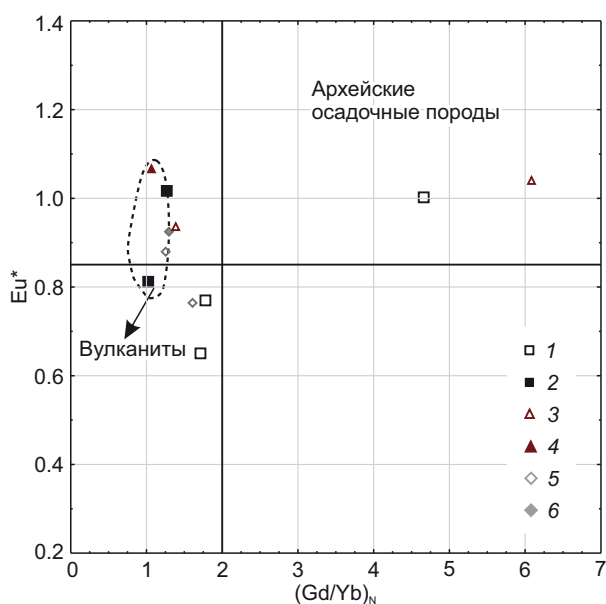


Рис. 7. Диаграмма $Eu^* - (Gd/Yb)_n$ [McLennan, Taylor, 1991]. Обозначения песчаников и тонкозернистых пород см. рис. 3.
Fig. 7. $Eu^* - (Gd/Yb)_n$ diagram [McLennan, Taylor, 1991]. Sandstone and fine-grained rock symbols are as in Fig. 3.

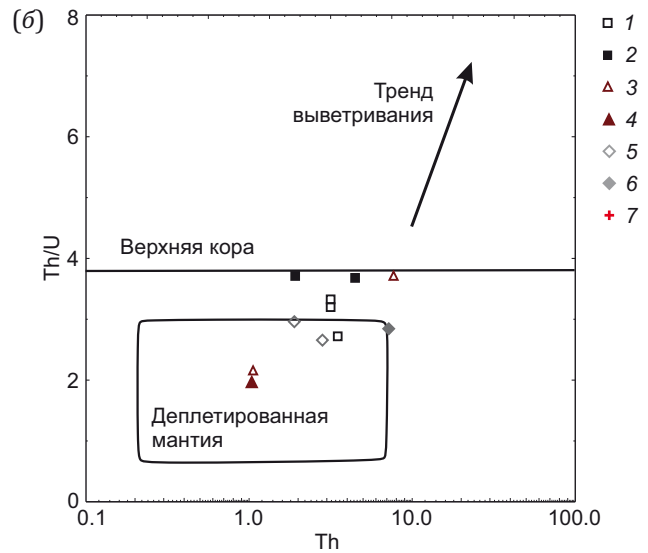
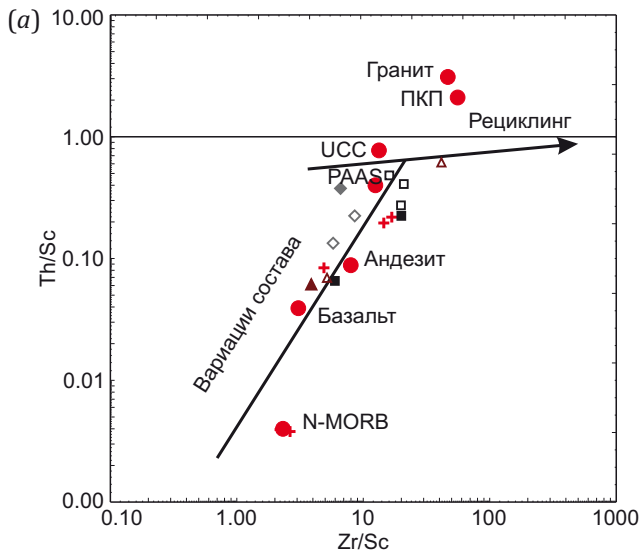


Рис. 8. Реконструкция состава пород источника сноса.

(a) – диаграмма Th/Sc – Zr/Sc [Cullers, 2002]; (б) – диаграмма Th/U – Th [Taylor, McLennan, 1985]. Обозначения песчаников и тонкозернистых пород (1–6) см. рис. 3; 7 – вулканиты (данные настоящей работы).

Fig. 8. Reconstruction of composition of rocks in the source area

(a) – Th/Sc – Zr/Sc diagram [Cullers, 2002]; (б) – Th/U – Th diagram [Taylor, McLennan, 1985]. Sandstone and fine-grained rock symbols (1–6) are as in Fig. 3; 7 – volcanic rocks (data taken from this paper).

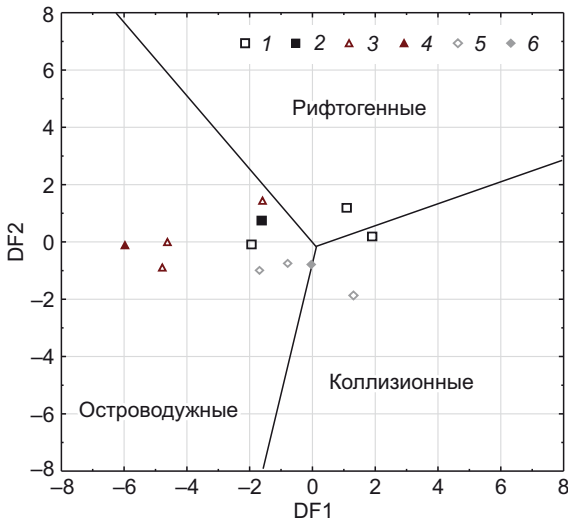


Рис. 9. Диаграмма Верма – Армстронга-Алтрина [Verma, Armstrong-Altrin, 2013] для низкокремнистых отложений. Обозначения песчаников и тонкозернистых пород см. рис. 3.

$DF1 = [0.608 \ln(TiO_2/SiO_2)] + [-1.854 \ln(Al_2O_3/SiO_2)] + [0.299 \ln(Fe_2O_3^*/SiO_2)] + [-0.550 \ln(MnO/SiO_2)] + [0.120 \ln(MgO/SiO_2)] + [0.194 \ln(CaO/SiO_2)] + [-1.510 \ln(Na_2O/SiO_2)] + [1.941 \ln(K_2O/SiO_2)] + [0.003 \ln(P_2O_5/SiO_2)] - 0.294;$

$DF2 = [-0.554 \ln(TiO_2/SiO_2)] + [-0.995 \ln(Al_2O_3/SiO_2)] + [1.765 \ln(Fe_2O_3^*/SiO_2)] + [-1.391 \ln(MnO/SiO_2)] + [-1.034 \ln(MgO/SiO_2)] + [0.225 \ln(CaO/SiO_2)] + [0.713 \ln(Na_2O/SiO_2)] + [0.330 \ln(K_2O/SiO_2)] + [0.637 \ln(P_2O_5/SiO_2)] - 3.631.$ Содержания оксидов пересчитаны на безводную основу.

Fig. 9. Verma – Armstrong-Altrin diagram [Verma, Armstrong-Altrin, 2013] for low-silica deposits. Sandstone and fine-grained rock symbols are as in Fig. 3.

$DF1 = [0.608 \ln(TiO_2/SiO_2)] + [-1.854 \ln(Al_2O_3/SiO_2)] + [0.299 \ln(Fe_2O_3^*/SiO_2)] + [-0.550 \ln(MnO/SiO_2)] + [0.120 \ln(MgO/SiO_2)] + [0.194 \ln(CaO/SiO_2)] + [-1.510 \ln(Na_2O/SiO_2)] + [1.941 \ln(K_2O/SiO_2)] + [0.003 \ln(P_2O_5/SiO_2)] - 0.294;$

$DF2 = [-0.554 \ln(TiO_2/SiO_2)] + [-0.995 \ln(Al_2O_3/SiO_2)] + [1.765 \ln(Fe_2O_3^*/SiO_2)] + [-1.391 \ln(MnO/SiO_2)] + [-1.034 \ln(MgO/SiO_2)] + [0.225 \ln(CaO/SiO_2)] + [0.713 \ln(Na_2O/SiO_2)] + [0.330 \ln(K_2O/SiO_2)] + [0.637 \ln(P_2O_5/SiO_2)] - 3.631.$ Oxide contents are recalculated to an anhydrous basis.

Спектры распределения REE этих образцов (см. рис. 6, а) подобны спектрам распределения REE в глубоководных карбонатных разностях хасуртинской свиты Джидинской зоны, где содержание терригенной примеси составляет более 10 % [Letnikova, 2005, 2008].

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для терригенных отложений хохюртовской и джидинской свит, слагающих Джидотский гайот, характерны достаточно широкие вариации содержаний компонентов. Это свидетельствует о химической незрелости

составов, что также можно рассматривать как отражение накопления вдали от стабильных кратонов.

Одной из важных особенностей гайота является присутствие флиша и конгломератов, которые указывают на близость поднятия, в присклоновой части которого накапливались грубозернистые осадки. В составе джидинской свиты выделяются конгломераты и гравелиты, в которых присутствуют мелкие гальки и крупные валуны карбонатных пород. Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в мелких гальках (5–10 см) варьируется от 0.7062 до 0.7078, а крупных валунах (до 30–40 см) – от

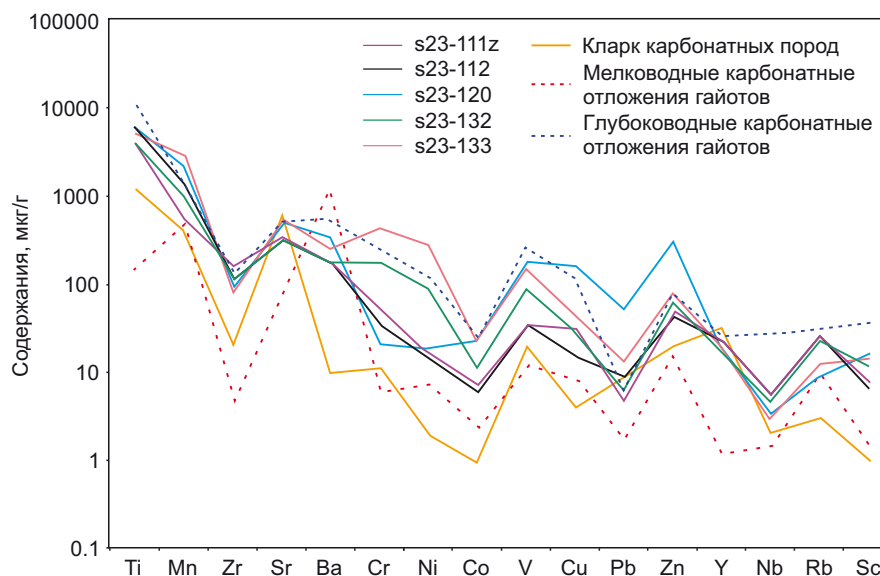


Рис. 10. Распределение основных элементов и элементов-примесей в карбонатно-терригенных отложениях Джидотского гайота.

Fig. 10. Distribution of major and trace elements in carbonate-terrigenous deposits of the Dgidotian geyot.

0.7072 до 0.7083. Такие значения характерны для морских карбонатных пород позднерифейского, вендского и раннекембрийского возраста [Melezhik et al., 2015; Kuznetsov et al., 2018]. Наличие карбонатных обломков с таким возрастом не противоречит существующим представлениям о верхнем пределе джидинской свиты как о раннем ордовике. Обломки с отпечатками археоциат имеют отношение 0.7083, что указывает на полное совпадение палеонтологической и Sr-изотопной оценки возраста. Известняки с такими же археоциатами присутствуют в олдындинской свите Удино-Витимской зоны [Skripnikov et al., 2021], которая также содержит андезитовые вулканиты островодужного типа [Gordienko, Metelkin, 2016]. Важно отметить, что на ближайшей прилегающей окраине Сибирского кратона отсутствуют карбонатные породы с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.7062–0.7072 и карбонатные породы с археоциатами [Kuznetsov et al., 2013, 2014, 2018].

Сопоставление химического состава песчаников и референтных объектов (см. Прил. 1, табл. 1.2) показывает, что они обладают близкими к составу океанической коры (базальты COX) средними содержаниями практически всех компонентов. Тонкозернистые отложения отличаются по уровням содержаний главных компонентов от PAAS и так же, как и песчаники, сопоставимы с составом океанической коры. В совокупности этот факт свидетельствует против возможного вклада зрелых континентальных (кратонных) источников и указывает на доминирующий источник мафического состава, которым являются вулканические породы Джидотского гайота и связанной с ним островной дуги.

В целом, низкие отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в изученных алевритопесчаных породах (в среднем 2.7) указывают на их низкую седиментационную зрелость. Общей осо-

бенностью всех изученных отложений являются около- и вышекларковые содержания титана, марганца и фосфора, преобладают вышекларковые или аномально повышенные (оценивались содержания Ti, Mn и P по отношению к их кларкам для песчаных и глинистых пород, приведенных в [Yudovich, Ketris, 2020]). Магнезиальность, высокие содержания титана, марганца и фосфора могут означать, что как в песчаных, так и в глинистых породах присутствует заметная примесь базитовой вулканокластике. Повышенная титанистость тонкозернистых пород, по сравнению с песчаниками, в целом свойственна вулканическим породам, при образовании которых не происходит существенной механической дифференциации пелитовой и псаммитовой фракций [Yudovich, Ketris, 2000].

Высокое (до 4 %) содержание калия в некоторых образцах (песчаник s23-95, хохюртовская свита и алевропсаммит s23-134, джидинская свита) нетипично для продуктов размыва исключительно базальтовых пород. Как следует из данных нормативного минерального состава (см. Прил. 1, табл. 1.1), калий в этих породах связан преимущественно с ортоклазом, присутствующим в обломочной фракции, а также с иллитом в тонкозернистых разностях. В одном из образцов сланцев хохюртовской свиты (s23-97) отмечено преобладание минералов группы иллит-хлорит согласно Прил. 1, табл. 1.1. Источником калишпатовой кластике и слюд могли служить кислые эффузивы хохюртовской свиты, а также тоналиты и гранодиориты островодужного комплекса [Gordienko et al., 2012]. Высокое содержание нормативного иллита (до 11 %) может отражать постседиментационное разложение вулканического стекла кислого состава. Дополнительным источником полевых шпатов во флишоидных отложениях джидинской свиты мог быть переотложенный материал более

древних осадочных пород. Таким образом, состав образца s23-134 отражает сложный полигенный характер источника сноса на заключительных этапах формирования флишеидной толщи.

Состав глинистого вещества практически полностью совпадает с составом базальтов по содержанию кремнекислоты, однако содержания прочих петрогенных элементов имеют существенные отличия. Так, по сравнению с базальтами, глинистые сланцы обеднены кальцием, но при этом отмечается их обогащение калием и фосфором.

В усредненном минеральном составе большинства пород преобладают обломочные (кварц и полевые шпаты) и глинистые минералы (иллит и хлорит), в двух образцах присутствует серпентин (до 4 %). Количество кварца и полевых шпатов в них варьируется от 41 до 86 %, за исключением нескольких образцов с высоким содержанием карбонатных минералов, где содержание терригенной компоненты составляет от 12 до 28 %. Количественное соотношение нормативных минералов показало, что исследуемые отложения хохюртовской и джидинской свит отвечают по своему составу пелитам, граувакковым пелитам, субграуваккам, грауваккам и полевошпатовым песчаникам (см. рис. 3, б).

Выше было показано, что изученные отложения характеризуются высокими содержаниями TiO_2 , суммой FeO и MgO. При этом АМ и ЩМ варьируются в широких пределах. Такие особенности типичны для продуктов разрушения пород основного – среднего состава, характерных для энзиматических островных дуг и активных континентальных окраин, где земная кора имеет переходный тип (субконтинентальный) – пониженной мощности (15–25 км) и без выраженного зрелого гранитного слоя. Это отличает изученные отложения от образований, формирующихся за счет размыва зрелой континентальной коры.

Все фигуративные точки терригенных пород на диаграмме Тейлора – Макленнана (см. рис. 4) образуют ряд между породами андезибазальтового и базальтового состава. При этом часть отложений образовалась путем переотложения песчаников, источниками обломочного материала которых были базиты.

На спайдер-диаграммах (см. рис. 5) большинство образцов демонстрируют в целом плоский или слабо наклоненный спектр в области от La до Lu, что типично для пород, источником которых были породы основного – среднего состава. По содержанию и характеру распределения высокозарядных элементов (REE, Nb, Y, Zr, Hf, Ta, U, Th) (Прил. 1, табл. 1.3; см. рис. 5) отложения достаточно близки. Такой состав характерен для надсубдукционных пород и комплексов верхней континентальной коры [Sun, McDonough, 1989]. Концентрации элементов во флишевых отложениях в основном ниже средних концентраций этих элементов в верхней континентальной коре. Особенно резкие отличия наблюдаются для концентраций высокозарядных элементов, в частности для Ta и Nb. По-видимому, это свя-

зано с присутствием во флише как продуктов размыва отложений хохюртовской свиты, так и вулканокластического детрита, образованного в надсубдукционных условиях, для которого типичны глубокие Ta-Nb минимумы.

Образец песчаника хохюртовской свиты s23-95 выделяется наиболее высокими содержаниями практически всех элементов кроме Nb-Ta. Его спектр близок к андезибазальту, но с более высокими Th, La, Ce. Это может указывать на примесь более кислого материала или на коровую контаминацию. Образцы s23-118 и s23-120 показывают очень глубокий Nb-Ta-Ti минимум и сильное обогащение Cs, Rb, Ba, Th. Это типично для зрелых островодужных систем. Образцы s23-111z, s23-112 и s23-132 характеризуются более низкими содержаниями микроэлементов, и их спектры ближе всего к базальту. Однако у s23-111z и s23-112 видна слабая отрицательная аномалия по Ti, указывающая на субдукционную обстановку.

Тонкозернистые породы демонстрируют более сглаженные и «выровненные» спектры. Образцы сланцев хохюртовской и джидинской свит s23-97, s23-134 очень похожи друг на друга. Они лежат практически на одной линии, близкой к базальту, но с характерным субдукционным Nb-Ta минимумом. Это говорит о том, что глинистое вещество в бассейне было хорошо гомогенизировано и представляло собой усредненный продукт размыва все тех же вулканитов. Образец s23-117 резко выделяется на диаграмме повышенным содержанием Sr при минимальных K, Rb, Th, Ta-Nb и очень низких REE. Наиболее вероятно, что этот тонкозернистый осадок представляет собой смесь базальтовой вулканокластики и пелагического карбонатного материала, накопивавшуюся на склоне гайота в условиях, удаленных от поступления терригенного материала с континента. Высокий Sr фиксирует присутствие карбонатной фазы, тогда как низкие концентрации K, Rb, Th и REE отражают доминирование в источнике основных пород и «разбавление» карбонатной составляющей. Спектр образца сланца s23-88 (хохюртовская свита) практически идентичен спектру базальта. Близость спектров к составам базальтов и андезибазальтов исключает доминирующий вклад зрелой континентальной коры Сибирского кратона.

Образец алевросаммита (джидинская свита, флиш, s23-134) (см. Прил. 1, табл. 1.2) отличается от других тонкозернистых отложений повышенными содержаниями V, Cr, Ni, Ba, Th, U, Pb, W, Y и своеобразным минеральным составом (см. Прил. 1, табл. 1.1): это псевдогидролизат, в нормативном минеральном составе которого главную роль играют два компонента: полевые шпаты и иллит. Значение коэффициента U/Th составляет 0.35, что соответствует умеренно восстановительным условиям [Jones, Manning, 1994]. Соотношение Ni/Co (8.3) также соответствует восстановительным условиям. Отсутствие молибдена (Прил. 1, табл. 1.3) исключает сероводородное заражение. Можно предположить, что формирование этих отложений происходило

в обстановке накопления верхних частей турбидитов, где в спокойной воде из взвеси выпадают тонкие частицы, а разложение органики создает локальную восстановительную обстановку в осадке при отсутствии застойных явлений в придонной воде. Формировался верхний тонкозернистый элемент флиша.

В спектрах распределения REE отложений гайота выделяется три типа (см. рис. 6). Один тип с высокой степенью фракционирования легких и тяжелых лантаноидов (отношение LREE/HREE более 15) отмечен в двух образцах: песчаник из линзы в хохюртовской свите (s23-95) и гравелит из верхов джидинской свиты (s23-118). Цериевая и европиевая аномалия в этих спектрах не проявлена, содержание LREE практически идентично PAAS. Отношение $(Gd/Yb)_n$ в них превышает 2, что делает возможным вклад в их формирование архейских осадочных пород (см. рис. 7). При этом песчаник s23-95 отвечает составу базальтов E-MORB типа, с примесью архейского осадочного материала, а гравелит s23-118 резко отличается от остальных образцов высоким содержанием Th (7.55 мкг/г), Zr (502 мкг/г) и суммарным содержанием REE (368 мкг/г) при Th/Sc=0.62 и Zr/Sc=41.1. Такое высокое Zr/Sc, значительно превышающее значения для типичных магматических пород (см. рис. 8), позволяет отнести этот образец к литогенному хемотипу [Yudovich, Ketris, 2000]. Это указывает на то, что в формировании флишоидной толщи участвовал переотложенный материал, прошедший минимум один седиментационный цикл, вероятно, за счет размыва более древних осадочных комплексов (в том числе хохюртовской свиты).

Другой тип спектра REE характерен для всех остальных образцов песчаных и алевроглинистых пород. Этот спектр REE практически повторяет спектры REE вулканитов E-MORB типа как по форме, так и по уровню содержаний. Степень фракционирования легких и тяжелых лантаноидов низкая, отношение LREE/HREE составляет 2.1–4.8, Ce- и Eu-аномалия не проявлены.

В спектрах REE третьего типа при прочих равных условиях Eu-аномалия варьируется от 0.65 до 0.81. Такой тип спектра REE отмечен в образцах с примесью карбоната: в песчаниках хохюртовской свиты вблизи андезитов (s23-111z, s23-112) и в образце из нижней части флишевых отложений джидинской свиты (s23-132). Сходство этих спектров со спектром PAAS можно объяснить наличием большого количества терригенных обломков в составе отложений, а влияние вулканического источника видно из пониженных концентраций REE. Накопление осадков происходило при интенсивном перемешивании обломочного материала и усреднении геохимического состава отложений.

Таким образом, в отложениях кровли джидинской свиты присутствует большее количество литогенного компонента, а в нижней флишевой части джидинской свиты преобладают обломки размыва вулканогенного андезитового материала. Хохюртовская свита формировалась как полимиктовая толща при размыве вулканитов основного – среднего состава (базальты, анде-

зиты), кислых вулканитов (риолиты, дациты), карбонатных пород (известняки, доломиты шапки гайота) и, в подчиненном количестве, пород ультраосновного состава.

Судя по величине отношения Th/Sc<1 (см. рис. 8), источником сноса является энзиматическая островная дуга [McLennan et al., 1993]. На графике Th/U – Th точки расположены в поле отложений, сформированных в бассейнах, сопряженных с активной континентальной окраиной, ниже линии раздела, соответствующего свежим верхнекоровым изверженным породам. На дискриминантной диаграмме Верма – Армстронга (см. рис. 9) практически все точки составов отложений локализованы в области значений, характерных для источников сноса островодужного типа или тяготеют к нему. Это указывает на то, что основной вклад в осадочный материал внесли вулканические постройки островной дуги и гайота, что согласуется с региональными геодинамическими реконструкциями [Gordienko et al., 2007, 2019].

Изученные карбонатно-терригенные отложения характеризуются вышекларковыми содержаниями большинства петрогенных и редкоземельных элементов, за исключением Sr и Y (рис. 10). Пониженные концентрации Sr и Y, а также характер распределения REE в этих породах (см. рис. 6, а) не могут быть объяснены исключительно составом терригенной компоненты. Полученные спектры распределения REE демонстрируют слабую степень фракционирования и отрицательную Eu-аномалию – признаки, типичные для глубоководных карбонатных отложений гайотов [Letnikova, 2005, 2008]. Более того, эти спектры практически идентичны спектрам распределения REE в карбонатных породах хасуртинской свиты Джидинской зоны, которые Е.Ф. Летникова [Letnikova, 2003] относит к глубоководным образованиям, ассоциирующим с гайотами. Таким образом, карбонатный материал в составе изученных нами пород, вероятно, представляет собой продукты разрушения карбонатных шапок Джидотского гайота, а поступление терригенного материала связано с размывом вулканических построек.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ полученных данных по литогеохимическим характеристикам терригенных отложений хохюртовской и джидинской свит позволяет констатировать отсутствие принципиальных различий между ними, что может говорить об общем источнике сноса. Для изучаемых отложений характерны достаточно широкие вариации содержаний основных породообразующих оксидов. Это свидетельствует о химической незрелости составов, что также можно рассматривать как отражение накопления их в активных тектонических обстановках.

Сопоставление химического состава песчаников хохюртовской и джидинской свит и референтных объектов – протерозойского кратонного песчаника и протерозойской граувакки – не обнаруживает сходства

между ними. Напротив, сравнение его с составом океанической коры (базальтов СОХ) показывает, что они обладают близкими средними содержаниями практически всех компонентов, что указывает на доминирующий мафический источник. Тонкозернистые отложения отличаются по уровням содержаний главных компонентов от РААС и так же, как песчаники, сопоставимы с составом океанической коры. Говорить об участии кратонных источников сноса в качестве прямых поставщиков обломочного материала не представляется логичным. Вероятно, состав самих базальтов, слагающих постройки гайота, формировался с участием коровой контаминации мантийных расплавов на ранних стадиях их внедрения. Последующий разрыв таких контаминированных коровым материалом базальтов привел к появлению примеси древнего осадочного материала в некоторых образцах изученных отложений. Вероятно, этим можно объяснить присутствие в терригенных породах Джидинского террейна раннепротерозойских (около 2.32–1.86 млрд лет) и архейских (2.67–2.98 млрд лет) цирконов, установленное Л.З. Резницким [Reznitskii et al., 2018].

Анализ литогеохимических особенностей отложений хохюртовской и джидинской свит дает основание предполагать, что основным источником сноса при образовании осадочных пород хохюртовской и джидинской свит были вулканиты Джидотского гайота. Часть отложений образовалась путем переотложения песчаников, источниками обломочного материала которых были породы основного или среднего состава и карбонатные породы шапок Джидотского гайота. Формирование отложений свит происходило в островодужной геодинамической обстановке, в глубоководных условиях на значительном удалении от Сибирского кратона. Последнее может подтверждаться отсутствием в составе карбонатных обломков во флише джидинской свиты фрагментов карбонатных пород, слагающих ближайшую окраину Сибирского кратона.

7. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

8. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Al'mukhamedov A.I., Gordienko I.V., Kuz'min M.I., Tomurtogoo O., Tomurkhuu D., 1996. The Dzhida Zone: A Fragment of the Paleasian Ocean. *Geotectonics* 30 (4), 279–294.

Anders E., Grevesse N., 1989. Abundances of the Elements: Meteoritic and Solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53 (1), 197–214. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90286-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90286-X).

Belichenko V.G., 1963. On New Finds of Archaeocyatha in the Upper Reaches of the Dzhida River. *Doklady of the USSR Academy of Sciences* 151 (3), 642–644 (in Russian) [Беличенко В.Г. О новых находках археоциат в верховьях р. Джиды // Доклады АН СССР. 1963. Т. 151. № 3. С. 642–644].

Belichenko V.G., 1969. The Lower Paleozoic of Western Transbaikalia. *Nauka, Moscow*, 208 p. (in Russian) [Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М.: Наука, 1969. 208 с.].

Belichenko V.G., 1977. Caledonides of the Baikal Mountain Region. *Nauka, Novosibirsk*, 134 p. (in Russian) [Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.].

Belichenko V.G., Sklyarov E.V., Dobretsov N.L., Tomurtogo O., 1994. Geodynamic Map of the Paleo-Asian Ocean. Eastern segment. *Russian Geology and Geophysics* 35 (7–8), 29–41 (in Russian) [Беличенко В.Г., Скляр Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртоого О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 29–41].

Condie K.C., 1993. Chemical Composition and Evolution of the Upper Continental Crust: Contrasting Results from Surface Samples and Shales. *Chemical Geology* 104 (1–4), 1–37. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90140-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E).

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).

Elbaev A.L., Gordienko I.V., Gorokhovskiy D.V., Orsoev D.A., Badmatsyrenova R.A., Bayanova T.B., Zarubina O.V., 2018. U-Pb Age and Geochemical Characteristics of Ultramafic-Mafic Rocks of the Dzhida Zone Ophiolite Association (Southwestern Transbaikalia). *Doklady Earth Sciences* 478 (2), 208–210. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18020022>.

Filimonov A.V., 2003. Geological Formations and Formation Series of Paleozoic Southwestern Transbaikalia (Conditions of Formation and Geodynamic Interpretation). Brief PhD Thesis (Candidate of Geology and Mineralogy). *Irkutsk*, 21 p. (in Russian) [Филимонов А.В. Геологические формации и формационные ряды палеозоя Юго-Западного Забайкалья (условия формирования и геодинамическая интерпретация): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Иркутск, 2003. 21 с.].

Gordienko I.V., 2006. Geodynamic Evolution of Late Baikalides and Paleozoids in the Folded Periphery of the Siberian Craton. *Russian Geology and Geophysics* 47 (1), 51–67.

Gordienko I.V., 2019. Relationship Between Subduction-Related and Plume Magmatism at the Active Boundaries of Lithospheric Plates in the Interaction Zone of the Siberian

Continent and Paleasian Ocean in the Neoproterozoic and Paleozoic. *Geodynamics & Tectonophysics* 10 (2), 405–457 (in Russian) [Гордиенко И.В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С. 405–457]. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-2-0420>.

Gordienko I.V., 2023. Neoproterozoic-Paleozoic Magmatism and Geodynamic of the Central Asian Foldbelt. SB RAS Publishing House, Novosibirsk, 345 p. (in Russian) [Гордиенко И.В. Неопротерозой-палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2023. 345 с.]. <https://doi.org/10.53954/9785604859629>.

Gordienko I.V., Elbaev A.L., Lantseva V.S., Vetluzhskikh L.I., 2019. The Dzhidot Guyot as a Manifestation of a Mantle Plume during the Formation of the Dzhida Ensimatic Island Arc of the Paleo-Asian Ocean. In: *Geodynamic Evolution of the Lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from Ocean to Continent)*. Proceedings of Scientific Meeting (October 15–18, 2019). Iss. 17. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 60–62 (in Russian) [Гордиенко И.В., Елбаев А.Л., Ланцева В.С., Ветлужских Л.И. Джидотский гайот как проявление мантийного плюма при формировании Джидинской энсиматической островной дуги Палеоазиатского океана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (15–18 октября 2019 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. Вып. 17. С. 60–62].

Gordienko I.V., Filimonov A.V., 2005a. The Dzida Zone of the Paleasian Ocean: Main Stages of Geodynamic Evolution (Vendian – Early Paleozoic Oceanic, Island-Arc and Back-Arc Basin Complexes). 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 (July 25 – August 6, 2005, Irkutsk – Ulan-Ude, Russia). IEC SB RAS, Irkutsk, p. 99–164.

Gordienko I.V., Filimonov A.V., 2005b. The Dzhida Zone of the Paleo-Asian Ocean: Structure and Main Stages of Geodynamic Evolution. In: *Geodynamic Evolution of the Lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from Ocean to Continent)*. Proceedings of Scientific Meeting (October 20–23, 2005). Iss. 3. Vol. 1. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 63–66 (in Russian) [Гордиенко И.В., Филимонов А.В. Джидинская зона Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции (20–23 октября 2005 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Вып. 3. Т. 1. С. 63–66].

Gordienko I.V., Filimonov A.V., Minina O.R., Gornova M.A., Medvedev A.Ya., Klimuk V.S., Elbaev A.L., Tomurtogoo O., 2007. Dzhida Island-Arc System in the Paleasian Ocean: Structure and Main Stages of Vendian-Paleozoic Geody-

namic Evolution. *Russian Geology and Geophysics* 48 (1), 91–106. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.009>.

Gordienko I.V., Gorokhovskiy D.V., Elbaev A.L., Bayanova T.B., 2015. New Data on the Early Paleozoic Gabbroid and Granitoid Magmatism Age Within the Dzhida Zone of Caledonides (Southwestern Transbaikalia, North Mongolia). *Doklady Earth Sciences* 463 (2), 817–821. <https://doi.org/10.1134/S1028334X15080103>.

Gordienko I.V., Kovach V.P., Elbaev A.L., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Reznitskii L.Z., Yakovleva S.Z., Anisimova I.V., 2012. Collisional Granitoids of the Dzhida Zone of the Central Asian Fold Belt, Southwestern Transbaikalia: Age and Conditions of the Formation. *Petrology* 20 (1), 40–58. <https://doi.org/10.1134/S086959111201002X>.

Gordienko I.V., Metelkin D.V., 2016. The Evolution of the Subduction Zone Magmatism on the Neoproterozoic and Early Paleozoic Active Margins of the Paleasian Ocean. *Russian Geology and Geophysics* 57 (1), 69–81. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.005>.

Grigoriev N.A., 2009. Chemical Element Distribution in the Upper Continental Crust. Publishing House of the Ural Branch of the RAS, Ekaterinburg, 383 p. (in Russian) [Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2009. 383 с.].

Herron M.M., 1988. Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Log Data. *Journal of Sedimentary Research* 58 (5), 820–829. <https://doi.org/10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D>.

Jones B., Manning D.A.C., 1994. Comparison of Geochemical Indices Used for the Interpretation of Palaeoredox Conditions in Ancient Mudstones. *Chemical Geology* 111 (1–4), 111–129. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90085-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90085-X).

Kuznetsov A.B., Kochnev B.B., Vasilyeva I.M., Ovchinnikova G.V., 2019. The Upper Riphean of the Yenisei Range: Sr Chemostratigraphy and Pb-Pb Age of Limestones of the Tungusik and Shirokaya Groups. *Stratigraphy and Geological Correlation* 27 (5), 538–554. <https://doi.org/10.1134/S0869593819050058>.

Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Letnikova E.F., Kaurova O.K., Konstantinova G.V., 2013. Age Constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from Combined SR Isotopes and Pb-Pb Dating of Carbonates from the Baikal Type Section, Southeastern Siberia. *Journal of Asian Earth Sciences* 62, 51–66. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2011.06.003>.

Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M., 2014. The Sr Isotope Chemostratigraphy as a Tool for Solving Stratigraphic Problems of the Upper Proterozoic (Riphean and Vendian). *Stratigraphy and Geological Correlation* 22 (6), 553–575. <https://doi.org/10.1134/S0869593814060033>.

Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M., 2018. Strontium Isotope Stratigraphy: Principles and State of the Art. *Stratigraphy and Geological Correlation* 26 (4), 367–386. <https://doi.org/10.1134/S0869593818040056>.

Letnikova E.F., 2003. The REE Distribution in Carbonate Rocks of Different Geodynamic Types: Evidence from the Southern Folded Framing of the Siberian Platform. *Doklady Earth Sciences* 393 (8), 1180–1184.

Letnikova E.F., 2005. Geochemical Specifics of Carbonate Deposits of Various Geodynamic Settings in the North-eastern Segment of the Paleo-Asian Ocean. *Lithosphere* 1, 70–81 (in Russian) [Летникова Е.Ф. Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента Палеоазиатского океана // Литосфера. 2005. № 1. С. 70–81].

Letnikova E.F., 2008. Geochemical Types of Carbonate Deposits of the Southern Framing of the Siberian Platform. PhD Thesis (Doctor of Geology and Mineralogy). Novosibirsk, 307 p. (in Russian) [Летникова Е.Ф. Геохимические типы карбонатных отложений южного обрамления Сибирской платформы: Дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, 2008. 307 с.].

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>.

McLennan S.M., Taylor S.R., 1991. Sedimentary Rocks and Crustal Evolution: Tectonic Setting and Secular Trends. *The Journal of Geology* 99 (1), 1–21. <https://doi.org/10.1086/629470>.

Melezhik V.A., Ihlen P.M., Kuznetsov A.B., Gjelle S., Solli A., Gorokhov I.M., Fallick A.E., Sandstad J.S., Bjerkgård T., 2015. Pre-Sturtian (800–730 Ma) Depositional Age of Carbonates in Sedimentary Sequences Hosting Stratiform Iron Ores in the Uppermost Allochthon of the Norwegian Caledonides: A Chemostratigraphic Approach. *Precambrian Research* 261, 272–299. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.02.015>.

Naletov P.I., Shalaev K.A., Deulya T.T., 1941. Geology of the Dzhida Ore District. *Transactions of the East Siberian Administration*. Iss. 27. Irkutsk, 282 p. (in Russian) [Налетов П.И., Шалаев К.А., Деуля Т.Т. Геология Джидинского рудного района // Труды Восточно-Сибирского управления. Иркутск, 1941. Вып. 27. 282 с.].

Reznitskii L.Z., Kovach V.P., Barash I.G., Plotkina Y.V., Wang K.L., Chiu H.Y., 2018. Age and Provenance Areas of Terrigenous Rocks of the Dzhida Terrane: Results of U-Th-Pb (LA-ICP-MS) Geochronological Study of Detrital Zircons. *Stratigraphy and Geological Correlation* 26 (5), 489–513. <https://doi.org/10.1134/S0869593818050052>.

Rosen O.M., Abbyasov A.A., Tipper J.C., 2004. MINLITH – an Experience-Based Algorithm for Estimating the Likely Mineralogical Compositions of Sedimentary Rocks from Bulk Chemical Analyses. *Computers & Geosciences* 30 (6), 647–661. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2004.03.011>.

Ruzhentsev S.V., Minina O.R., Aristov V.A., Katyukha Yu.P., Golionko B.G., 2005. Tectonics of the Ikat-Bagdarin and

Dzhida Zones of Western Transbaikalia. In: *Problems of Tectonics of Central Asia*. GEOS, Moscow, p. 171–196 (in Russian) [Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А., Катюха Ю.П., Голионко Б.Г. Тектоника Икат-Багдаринской и Джидинской зон Западного Забайкалья // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 171–196].

Shalaev K.A., 1935. Geological Outline of the Middle Reaches Area of the Dzhida River. *Dzhida Ore District*. Irkutsk, 35 p. (in Russian) [Шалаев К.А. Геологический очерк района среднего течения р. Джиды. Джидинский рудный район. Иркутск, 1935. 35 с.].

Simonov V.A., Gordienko I.V., Stupakov S.I., Medvedev A.Ya., Kotlyarov A.V., Kovyazin S.V., 2014. Conditions of Basalt Formation in the Dzhida Zone of the Paleoasian Ocean. *Russian Geology and Geophysics* 55 (8), 929–940. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.07.001>.

Skripnikov M.S., Vetluzhskikh L.I., Kuznetsov A.B., Kurova O.K., 2021. Diversity of Archaeocyaths and Sr Chemostratigraphy of the Lower Cambrian of West Transbaikalia, Uda-Vitim and Birami-Yanguda Zones. *Doklady Earth Sciences* 501 (2), 1052–1058. <https://doi.org/10.1134/S1028334X21120114>.

State Geological Map of the Russian Federation, 2009. Aldan-Transbaikal Series. Scale of 1:1000000. Sheet M-48 (Ulan-Ude). Explanatory Note. VSEGEI, Saint Petersburg, 271 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Алдано-Забайкальская. Масштаб 1:1000000. Лист М-48 (Улан-Удэ): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 271 с.].

Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society of London Special Publications* 42 (1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.

Taylor S.R., McLennan S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.

Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S., 2013. New Multi-Dimensional Diagrams for Tectonic Discrimination of Siliciclastic Sediments and Their Application to Precambrian Basins. *Chemical Geology* 355, 117–133. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.07.014>.

Wedepohl K.H., Hartmann G., 1994. The Composition of the Primitive Upper Earth's Mantle. In: H.O.A. Meyer, O.H. Leonardos (Eds), *Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths*. Proceeding of the 5th International Kimberlite Conference (Araxá, Brazil). Vol. 1. CPRM, p. 486–495.

Yudovich Ya.E., Ketris M.P., 2000. *Fundamentals of Lithochemistry*. Nauka, Saint Petersburg, 497 p. (in Russian) [Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 497 с.].

Yudovich Ya.E., Ketris M.P., 2020. Alternative Lithochemistry of Rift-Related Terrigenous Rocks. *Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar*, 128 p. (in Russian) [Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Альтернативная литохимия рифтогенных терригенных пород. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. 128 с.].

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

Таблица 1.1. Содержание основных породообразующих оксидов (мас. %), микроэлементов (мкг/г), нормативный минеральный состав (%) и значения некоторых модулей и индексов в отложениях хохюртовской и джидинской свит

Table 1.1. Content of major rock-forming oxides (wt. %), trace elements (µg/g), normative mineral composition (%), and values of some modules and indices in the deposits of the Khokhyurt and Dzhida formations

Параметр	Хохюртовская свита					Джидинская свита								
	s23-95	s23-111z	s23-112	s23-88	s23-97	s23-118	s23-120	s23-127z	s23-132	s23-132b	s23-133	s23-138z	s23-134	s23-117
	песчаник	песчаник	песчаник	сланец	сланец	гравелит	песчаник	песчаник	песчаник	песчаник	песчаник	песчаник	алевро-песчаник	алевролит
SiO ₂	49.92	58.3	37.1	40.26	38.63	46.63	39.79	46.95	45.01	43.07	34.91	47.8	45.4	53.86
TiO ₂	1.61	0.72	1.01	1.37	2.96	1.62	1.03	1.28	0.71	1.16	0.85	0.99	1.27	0.91
Al ₂ O ₃	19.83	9.57	12.5	21.32	19.08	23.69	23.05	20.85	13.04	16.33	17.96	17.65	23.65	14.91
FeOt	9.27	3.02	4.84	13.58	17.2	6.4	11.41	11.97	4.33	7.24	10.92	8.82	10.06	13.15
MnO	0.11	0.07	0.18	0.34	0.26	0.18	0.28	0.14	0.13	0.16	0.35	0.15	0.15	0.17
CaO	5.85	24.8	32.4	10.43	9.12	4.58	12.31	8.67	29.72	23.2	20.31	14.09	1.24	5.46
MgO	5.84	1.38	4.36	4.03	9.17	2.89	6.9	6.12	4.11	6.6	13.55	7.76	10.88	4.85
Na ₂ O	2.49	0.69	5.96	5.38	0.05	7.81	4.36	3.4	1.8	0.58	0	1.8	2.96	3.36
K ₂ O	3.9	1.3	1.45	2.69	3.13	3.7	0.49	0.3	1.01	1.36	0.72	0.76	4.02	0.12
P ₂ O ₅	1.18	0.13	0.2	0.5	0.38	1.61	0.27	0.32	0.14	0.16	0.16	0.18	0.32	0.15
HMO	92.14	65.86	66.66	93.56	95.02	92.55	87.56	-	71.49	-	72.98	-	96.48	92.83
ППП	2.48	15.00	14.41	1.69	0.75	2.85	5.97	-	13.52	13.52	14.37	-	5.15	4.29
K ₂ O/Na ₂ O	1.56	1.88	0.24	0.5	65.5	0.47	0.11	0.09	0.56	2.34	-	0.42	1.36	0.04
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	2.5	6.1	3	1.9	2	2	1.7	2.3	3.5	2.6	1.9	2.7	1.9	3.6
K ₂ O+Na ₂ O	6.39	1.99	7.41	8.08	3.17	11.51	4.85	3.7	2.81	1.93	0.72	2.56	6.98	3.49
ГМ	0.62	0.23	0.5	0.91	1.02	0.68	0.9	0.73	0.4	0.58	0.86	0.58	0.77	0.54
ЖМ	0.44	0.3	0.37	0.61	0.79	0.26	0.49	0.55	0.32	0.42	0.6	0.48	0.41	0.84
ФМ	0.3	0.08	0.25	0.44	0.68	0.2	0.46	0.39	0.19	0.32	0.7	0.35	0.46	0.33
ТМ	0.08	0.08	0.08	0.06	0.16	0.07	0.04	0.06	0.05	0.07	0.05	0.06	0.05	0.06
АМ	0.4	0.16	0.34	0.53	0.49	0.51	0.58	0.44	0.29	0.38	0.51	0.37	0.52	0.28
НМ	0.13	0.07	0.48	0.25	0	0.33	0.19	0.16	0.14	0.04	0	0.1	0.13	0.23
НКМ	0.32	0.21	0.59	0.38	0.17	0.49	0.21	0.18	0.22	0.12	0.04	0.15	0.29	0.23
ЩМ	0.64	0.53	4.11	2	0.02	2.11	8.85	11.19	1.79	0.43	0	2.38	0.74	26.92

Таблица 1.1 (продолжение)

Table 1.1 (continued)

Параметр	Хохюртовская свита					Джидинская свита								
	s23-95	s23-111z	s23-112	s23-88	s23-97	s23-118	s23-120	s23-127z	s23-132	s23-132b	s23-133	s23-138z	s23-134	s23-117
	песчаник	песчаник	песчаник	сланец	сланец	гравелит	песчаник	песчаник	песчаник	песчаник	песчаник	песчаник	алевро-песчаник	алевролит
Нормативный минеральный состав														
Плагиоклаз	23	2	34	27	0	29	29	28	0	12	0	13	46	30
Ортоклаз	12	0	7	6	6	6	0	0	0	0	1	0	39	0
Кварц	9	37	0	16	8	32	27	31	14	16	11	14	0	22
Иллит	19	13	0	16	20	23	2	2	14	9	6	8	11	1
Хлорит	31	3	0	19	51	6	26	24	30	16	51	39	0	36
Кальцит	6	40	33	12	0	3	0	0	41	45	28	25	0	5
Доломит	1	0	15	0	14	0	13	12	0	0	6	0	4	1
Анкерит	0	4	11	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	4
Серпентин	0	0	0	0	0	0	3	4	0	0	0	0	0	0
Апатит	0.6	2.6	0.8	0.3	0.3	0.2	0.3	0.4	3.1	0.5	0.6	0.3	0.4	0.8
Хемотипы														
	псевдо- гидролизат	силит	псевдо- сиаллит	псевдо- гидролизат	псевдо- сиферлит	гидролизат	псевдо- гидролизат	псевдо- гидролизат	псевдо- сиаллит	псевдо- гидролизат	псевдо- гидролизат	псевдо- гидролизат	псевдо- гидролизат	псевдо- сиферлит

Примечание. Петрохимические модули [Yudovich, Ketris, 2000]: ГМ – гидролизатный; ЖМ – железный; ФМ – фемический; ТМ – титановый; НМ – натриевый; АМ – кремниевый; КМ – калиевый; НКМ – нормированной щелочности; ЩМ – щелочной. ГМ=(Al₂O₃+TiO₂+Fe₂O₃+FeO+MnO)/SiO₂; ФМ=(Fe₂O₃+FeO+MnO+MgO)/SiO₂; ТМ=TiO₂/Al₂O₃; НМ=Na₂O/Al₂O₃; КМ=K₂O/Al₂O₃; ЩМ=Na₂O/K₂O; НКМ=(Na₂O+K₂O)/Al₂O₃; АМ=Al₂O₃/SiO₂.

Note. Petrochemical modules [Yudovich, Ketris, 2000]: ГМ – hydrolyzatic; ЖМ – ferrous; ФМ – femic; ТМ – titanium; НМ – sodium; АМ – siliceous; КМ – potassium; НКМ – normalized alkalinity; ЩМ – alkaline. ГМ=(Al₂O₃+TiO₂+Fe₂O₃+FeO+MnO)/SiO₂; ФМ=(Fe₂O₃+FeO+MnO+MgO)/SiO₂; ТМ=TiO₂/Al₂O₃; НМ=Na₂O/Al₂O₃; КМ=K₂O/Al₂O₃; ЩМ=Na₂O/K₂O; НКМ=(Na₂O+K₂O)/Al₂O₃; АМ=Al₂O₃/SiO₂.

Таблица 1.2. Сопоставление составов изученных отложений с референтными объектами
Table 1.2. Compositional comparisons between the studied deposits and reference objects

Содержание, мас. %	Хохюртовская свита		Джидинская свита		OC	PCS	GW	PAAS
	песчаники	сланцы	песчаники	сланцы, алевролиты				
SiO ₂	<u>48.45</u> 37.13–58.3	<u>39.44</u> 38.63–40.26	<u>43.45</u> 34.91–47.8	<u>49.63</u> 45.40–53.86	49.21	92.15	66.1	62.8
TiO ₂	<u>1.11</u> 0.72–1.61	<u>2.17</u> 1.37–2.96	<u>1.09</u> 0.71–1.62	<u>1.09</u> 0.91–1.27	1.17	0.17	0.77	1
Al ₂ O ₃	<u>13.96</u> 9.57–19.83	<u>20.2</u> 19.08–21.32	<u>18.94</u> 13.04–23.69	<u>19.28</u> 14.91–23.65	15.65	3.87	15.00	18.90
FeOtot	<u>5.71</u> 3.02–9.27	<u>15.39</u> 13.58–17.2	<u>8.73</u> 4.33–11.97	<u>11.6</u> 10.06–13.15	9.04	1.19	5.22	5.85
MnO	<u>0.12</u> 0.07–0.18	<u>0.3</u> 0.26–0.34	<u>0.2</u> 0.13–0.35	<u>0.16</u> 0.15–0.17	0.15	-	-	0.11
MgO	<u>3.86</u> 1.38–5.84	<u>6.6</u> 4.03–9.17	<u>6.85</u> 2.89–13.55	<u>7.87</u> 4.85–10.88	8.23	0.55	2.1	2.2
CaO	<u>21.01</u> 5.85–32.36	<u>9.78</u> 9.12–10.43	<u>16.12</u> 4.58–29.72	<u>3.35</u> 1.24–5.46	11.84	0.45	2.6	1.3
Na ₂ O	<u>3.05</u> 0.69–5.96	<u>2.72</u> 0.05–5.38	<u>2.82</u> 0.00–7.81	<u>3.16</u> 2.96–3.36	2.40	0.51	2.8	1.2
K ₂ O	<u>2.22</u> 1.3–3.9	<u>2.91</u> 2.69–3.13	<u>1.19</u> 0.3–3.7	<u>2.07</u> 0.12–4.02	0.20	0.88	2.5	3.7
P ₂ O ₅	<u>0.5</u> 0.13–1.18	<u>0.44</u> 0.38–0.50	<u>0.4</u> 0.14–1.61	<u>0.24</u> 0.15–0.32	0.11	0.03	0.14	0.16

Примечание. В числителе – средние содержания, в знаменателе – минимальные и максимальные. Содержание петрогенных оксидов в океанической коре (OC) (базальты COX) приведено по данным [Wedepohl, Hartmann, 1994]; содержание в протерозойском кратонном песчанике (PCS), протерозойской граувакке (GW) и среднем постархейском глинистом сланце (PAAS) – по [Condie, 1993].

Note. In the numerator – average contents; in the denominator – minimum and maximum values. The contents of petrogenic oxides in the oceanic crust (OC) (MORB basalts) are given according to [Wedepohl, Hartmann, 1994]; the contents of those in the Proterozoic cratonic sandstone (PCS), Proterozoic graywacke (GW), and intermediate post-Archean Australian shale (PAAS) are given according to [Condie, 1993].

Таблица 1.3. Содержание (мкг/г) редких и рассеянных элементов в породах Джидотского гайота и некоторые геохимические коэффициенты**Table 1.3.** Contents ($\mu\text{g/g}$) of rare and trace elements in rocks of the Dzdilotian guyot and some geochemical coefficients

Параметр	Хохюртовская свита					Джидинская свита					
	s23-95	s23-111z	s23-112	s23-88	s23-97	s23-117	s23-118	s23-120	s23-132	s23-133	s23-134
	песчаник	песчаник	песчаник	сланец	сланец	алевролит	гравелит	песчаник	песчаник	песчаник	алевро-псаммит
Be	3.21	<1	<1	2.64	1.08	<1	3.89	<1	<1	<1	2.03
Sc	12.7	7.66	6.51	19.9	28.8	16.7	12.2	15.9	11.9	14.4	18.7
V	148	34.4	34.7	35.7	406	166	87.1	178	90.2	143	188
Cr	51.5	54.2	34.7	5.93	21.9	12.5	9.02	21.3	172	436	167
Co	24	7.22	5.99	12.7	50.9	16.3	8.09	23.2	10.9	23.7	28.5
Ni	36.8	15.8	15.9	6.21	40.5	9.04	7.35	18.7	91.4	277	239
Cu	36.6	30.7	15.2	80.8	44.1	81.4	21.7	161	28.6	47.5	63.2
Zn	120	49.4	44.7	124	117	102	94	286	61.2	77.4	113
Ga	22.2	6.26	6.56	20.3	16.9	14	27.6	13.9	9.22	10.3	17.6
Rb	66.2	25.6	25.6	43	39.4	4.22	84.7	8.76	22.6	12.1	80.6
Sr	1120	338	311	533	65.5	449	392	491	306	541	40.9
Y	20.1	20.2	22.4	76	33.3	17.5	12.2	18.7	16.6	18.1	26.6
Zr	250	162	106	393	168	64.4	502	85.8	103	80.8	126
Nb	20	5.41	5.34	31.9	14	2.33	27.5	3.42	4.56	2.98	10.5
Mo	<0.6	<0.6	<0.6	<0.6	<0.6	<0.6	<0.6	<0.6	<0.6	<0.6	<0.6
Sn	3.66	3.84	4.88	5.42	3.83	3.15	1.94	9.07	1.13	1.22	2.99
Cs	0.44	0.66	0.95	0.65	0.76	3.94	14.7	5.94	0.73	0.73	3.8
Ba	1590	165	177	403	384	225	2860	333	173	254	975
La	66.8	17.2	16.1	33	14	6.89	90.7	7.64	14.8	10.1	11.3
Ce	138	33.1	30.8	71.8	32.1	15.9	170	18.2	30.7	21.1	28.7
Pr	16.6	4.34	4	9.14	4.39	2.12	18.6	2.57	3.71	2.68	3.91
Nd	63.9	16.5	16.3	38.9	19.5	10	63.1	11.7	15.2	11.7	16.6
Sm	10.7	3.76	3.88	9.4	5.02	2.63	9.22	3.01	3.34	2.74	3.89
Eu	3.24	0.91	0.81	2.56	1.7	0.9	2.84	0.93	0.82	0.8	1.2
Gd	9.05	3.43	3.7	9.86	5.15	2.51	7.5	3.04	3.2	2.78	3.98
Tb	1.06	0.53	0.61	1.88	0.91	0.46	0.67	0.52	0.49	0.45	0.68
Dy	4.58	3.23	3.73	12.2	5.9	2.99	2.76	3.21	3.08	3	4.59
Ho	0.79	0.65	0.77	2.59	1.25	0.63	0.43	0.68	0.62	0.64	0.95
Er	1.87	1.68	1.99	7.87	3.39	1.86	1.1	1.86	1.72	1.95	2.79
Tm	0.26	0.28	0.26	1.18	0.52	0.28	0.16	0.31	0.27	0.3	0.43
Yb	1.6	1.63	1.77	7.91	3.43	2.01	1.02	1.85	1.67	1.87	2.59
Lu	0.22	0.24	0.27	1.35	0.5	0.28	0.11	0.28	0.23	0.28	0.38
Hf	6.07	4.13	3	10.1	4.85	2	10.4	2.31	2.99	2.14	3.58
Ta	1.05	0.43	0.37	2.26	1.02	0.17	1.47	0.18	0.34	0.22	0.8
W	<0.5	0.51	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.86	<0.5	<0.5	0.56	0.77
Pb	5.65	4.73	8.65	3.06	5.14	22.4	35.3	50.7	6.41	13	52.6
Th	3.49	3.13	3.14	4.5	1.87	1.02	7.55	1.05	2.7	1.88	7.09
U	1.28	0.98	0.94	1.22	0.5	0.51	2.01	0.48	1	0.63	2.48
ΣREE	318.7	87.5	85.0	209.6	97.8	49.5	368.2	55.8	79.9	60.4	82.0
ΣLREE	285.3	71.1	67.2	152.8	70.0	34.9	342.4	40.1	64.4	45.6	60.5
ΣMREE	29.4	12.5	13.5	38.5	19.9	10.1	23.4	11.4	11.6	10.4	15.3
ΣHREE	4.0	3.8	4.3	18.3	7.8	4.4	2.4	4.3	3.9	4.4	6.2

Таблица 1.3 (продолжение)

Table 1.3 (continued)

Параметр	Хохюртовская свита					Джидинская свита					
	s23-95	s23-111z	s23-112	s23-88	s23-97	s23-117	s23-118	s23-120	s23-132	s23-133	s23-134
	песчаник	песчаник	песчаник	сланец	сланец	алевролит	гравелит	песчаник	песчаник	песчаник	алевро-псаммит
$\frac{\sum \text{LREE}}{\sum \text{HREE}}$	18.0	4.8	4.1	2.1	2.3	2.1	34.9	2.5	4.2	2.7	2.5
Ce*	1.02	0.94	0.94	1.01	1.00	1.02	1.01	1.01	1.02	0.99	1.06
Eu*	1.01	0.77	0.65	0.81	1.02	1.07	1.04	0.94	0.77	0.89	0.93
(La/Yb) _N	29.95	7.57	6.52	2.99	2.93	2.46	63.78	2.96	6.36	3.87	3.13
(La/Sm) _N	4.03	2.95	2.68	2.27	1.80	1.69	6.35	1.64	2.86	2.38	1.88
(Ce/Sm) _N	3.22	2.20	1.98	1.91	1.60	1.51	4.61	1.51	2.30	1.93	1.84
(Yb/Sm) _N	0.13	0.39	0.41	0.76	0.61	0.69	0.10	0.55	0.45	0.61	0.60

Примечание. Индекс «N» – нормировано по хондриту [Anders, Grevesse, 1989].

Note. Subscript "N" – normalized to chondrite [Anders, Grevesse, 1989].