

УДК 552.51:550.93:551.72

## РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ИЛИКТИНСКОЙ СВИТЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ЭВОЛЮЦИИ АКИТКАНСКОГО ОРОГЕНА (юг Сибирского кратона) У.С. Ефремова, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, А.В. Иванов, Н.В. Брянский

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

Приводятся результаты петрографических, geoхимических и геохронологических (LA-ICP-MS) исследований раннепротерозойских терригенных пород (песчаников и сланцев) верхней части иликтинской свиты сарминской серии Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона. Петрохимические и петрографические характеристики позволяют рассматривать песчаники иликтинской свиты как полимитковые и граувакковые песчаники, а сланцы как граувакковые алевролиты и алевропелитовые аргиллиты. Минеральный и химический состав пород иликтинской свиты указывает на преобладание пород кислого состава в области их источника. Установлено, что породы иликтинской свиты не были подвержены раннепротерозойскому региональному метаморфизму, а вторичные изменения в породах отражают в разной степени проявленную метаморфическую переработку, связанную с раннепалеозойскими коллизионными событиями. На основании данных о возрасте регионального метаморфизма (1.95—1.98 млрд лет), а также с учетом возраста прорывающих пород иликтинской свиты гранитоидов (1.86—1.91 млрд лет), время накопления иликтинской свиты можно оценить в узком диапазоне 1.91—1.95 млрд лет. Полученные данные по возрасту дегритовых цирконов из песчаников иликтинской свиты не противоречат сделанным выводам, в частности в том, что самые молодые зерна дегритового циркона обнаруживаются в диапазоне 1955—1993 млн лет. В результате проведенных исследований было установлено, что основными источниками дегритового материала для терригенных пород иликтинской свиты могли являться магматические и метаморфические породы раннепротерозойского Акитканского орогенного пояса при некотором добавлении материала из пород прилегающего к нему с востока Алданского супертеррейна. Анализ геодинамических условий осадконакопления в совокупности с петрографическими и geoхимическими характеристиками пород позволили сделать вывод, что породы иликтинской свиты сарминской серии могли накапливаться как молассоидные образования в осадочных бассейнах, сформированных после образования Акитканского орогенного сооружения.

Терригенные породы, дегритовые цирконы, ранний протерозой, Акитканский орогенный пояс, Сибирский кратон

## EARLY PROTEROZOIC ILIKTA FORMATION: A RECORD OF THE AKITKAN OROGEN EVOLUTION (Southern Siberian Craton)

U.S. Efremova, T.V. Donskaya, D.P. Gladkochub, A.M. Mazukabзов, A.V. Ivanov, N.V. Bryansky

New petrographic, geochemical, and geochronological (LA-ICP-MS) data have been obtained for the Early Proterozoic upper Ilikta Formation of the Sarma Group within the Baikal uplift, a basement inlier of the Siberian craton. The Ilikta Formation consists of polymictic and graywacke sandstones and shales of graywacke siltstone and silty-pelitic mudstone varieties, identified from major-element chemistry and petrography. The mineralogy and chemistry of the samples indicate their origin from a felsic source. The Ilikta Formation rocks eluded the Early Proterozoic regional metamorphism but underwent secondary alteration to different grades associated with early Paleozoic collisional events. The Ilikta Formation was deposited during the 1.91–1.95 Ga interval, as constrained by the ages of regional metamorphism (1.95–1.98 Ga) and granitic intrusion (1.86–1.91 Ga). These estimates are consistent with dating of detrital zircons from the Ilikta Formation sandstone which showed the youngest ages of 1955–1993 Ma. The detrital material for the Ilikta Formation deposition was apparently derived from the igneous and metamorphic rocks of the Early Proterozoic Akitkan orogen, and some amount of material additionally came from the adjacent Aldan superterrane located in the east. The reconstructed geodynamic environment of sedimentation, together with the petrography and chemistry of rocks, allow interpreting the Ilikta Formation of the Sarma Group as molasse accumulated in extension basins after the formation of the Akitkan orogen.

Clastic rocks, detrital zircons, Early Proterozoic, Akitkan orogenic belt, Siberian craton

## ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время общепризнано, что Сибирский кратон был сформирован в раннем протерозое в результате объединения архейских и раннепротерозойских террейнов в единую общую структуру [Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006; Smelov, Timofeev, 2007; Глебовицкий и др., 2008; Donskaya, 2020;

© Ефремова У.С.✉, Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Иванов А.В., Брянский Н.В., 2024  
✉e-mail: uefremova@crust.irk.ru

Priyatkina et al., 2020]. Индикаторами финальной стадии становления структуры кратона в его южной части являются породы Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса с возрастом 1.85—1.88 млрд лет, которые пересекают все террейны и орогенные пояса юга кратона [Диденко и др., 2003; Ларин и др., 2003; Donskaya, Gladkochub, 2021]. В то же время собственно коллизионные события, приведшие к формированию орогенных поясов и шовных зон, проявлялись в разных частях кратона не одновременно, а в течение нескольких отдельных этапов (например, 1.95—2.00, 1.90—1.95, 1.87—1.90 млрд лет, по [Donskaya, 2020]). Реконструкция этих коллизионных событий преимущественно проводится по возрасту метаморфических и связанных с ними магматических образований. Однако еще одним из индикаторов проявления орогенных событий могут являться осадочные толщи, которые отражают эволюцию орогенного сооружения, сформированного в результате реализации коллизионных процессов. В юго-западной части Сибирского кратона (Ангарский орогенный пояс) к толщам подобного генезиса относятся терригенные породы ингашинской свиты Урикско-Ийского блока (грабена), накопление которых имело место в диапазоне 1.87—1.91 млрд лет, после присоединения Бирюсинского террейна к Тунгусскому супертеррейну, но до внедрения постколлизионных гранитоидов саянского комплекса [Gladkochub et al., 2014; Мотова и др., 2022]. В юго-восточной части кратона (Алданский супертеррейн, район сочленения с Пристановым орогенным поясом) близкие условия накопления предполагаются для терригенных пород чинейской и кеменской подсерий удоканской серии. Образование пород этих свит происходило в период 1.87—1.90 млрд лет после завершения коллизионных событий, связанных с объединением Алданского и Станового супертеррейнов и формированием Пристанового орогенного пояса, но до внедрения постколлизионных габброидов чинейского комплекса и гранитоидов кодарского комплекса с возрастом около 1.87 млрд лет [Ковач и др., 2018; Гладкочуб и др., 2020]. Что касается южной части кратона, а именно Акитканского орогенного пояса, то до настоящего времени осадочные образования, сформированные после становления орогенного сооружения, здесь зафиксированы не были. Акитканский орогенный пояс был образован в интервале 1.95—2.00 млрд лет в результате объединения Анабарского и Алданского супертеррейнов и формирования раннепротерозойского «ядра» Сибирского кратона [Rosen et al., 1994; Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006; Donskaya, 2020]. Так же, как и остальные блоки южной части кратона, породы Акитканского орогенного пояса пересекаются магматическими образованиями Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса возрастом 1.85—1.88 млрд лет [Ларин и др., 2003; Донская и др., 2005; Donskaya, Gladkochub, 2021]. Основными задачами настоящего исследования явились выделение и детальная характеристика осадочной толщи, которая могла накапливаться после завершения коллизионных событий и формирования Акитканского орогенного пояса, но до внедрения постколлизионных гранитоидов. В качестве объекта исследования были выбраны раннепротерозойские терригенные породы иликтинской свиты сарминской серии, которая широко распространена в центральной части Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона, в пределах которого выходят на поверхность образования Акитканского орогенного пояса.

Целью исследования явилась оценка времени накопления терригенных отложений иликтинской свиты сарминской серии на основе U-Pb (LA-ICP-MS) анализа зерен дегритового циркона, определение состава основных источников обломочного материала, поступающего в бассейн седиментации, с использованием петрографических, геохронологических и геохимических данных, а также реконструкция геодинамической обстановки формирования терригенных пород иликтинской свиты.

## КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В южной части Сибирского кратона в пределах Байкальского выступа фундамента выходят на поверхность породы, относимые к раннепротерозойскому Акитканскому орогенному (складчатому) поясу (рис. 1, а). В структуре Акитканского орогенного пояса выделяются (с юга на север) Голоустенская, Сарминская, Чуйская и Тонодская зоны (см. рис. 1, а). Сарминская зона, выделяемая в центральной части Байкальского выступа, сложена архейскими и раннепротерозойскими магматическими и метаморфическими породами (см. рис. 1, б). Наиболее древними породами этой зоны являются гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии возрастом  $2884 \pm 12$  млн лет [Donskaya et al., 2009], которые распространены только в северной ее части. Наибольшую площадь Сарминской зоны занимают раннепротерозойские, преимущественно метаморфизованные, вулканогенно-осадочные породы сарминской серии, которая на основании данных геологического картирования подразделяется на харгитайскую и иликтинскую свиты (см. рис. 1, б) [Галимова и др., 2006]. Раннепротерозойский возраст пород сарминской серии был обоснован главным образом прорыванием их гранитоидами кочериковского комплекса и лейкогранитами Трехголового массива возрастом 1.91 млрд лет [Бибикова и др., 1987; Базарова, 2011], а также гранитоидами приморского и ирельского комплексов возрастом 1.86—1.88 млрд лет, которые входят в состав Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса [Donskaya, Gladkochub, 2021]. Общая мощность сарминской серии варьируется от 4 до 6 км [Галимова и др., 2006].

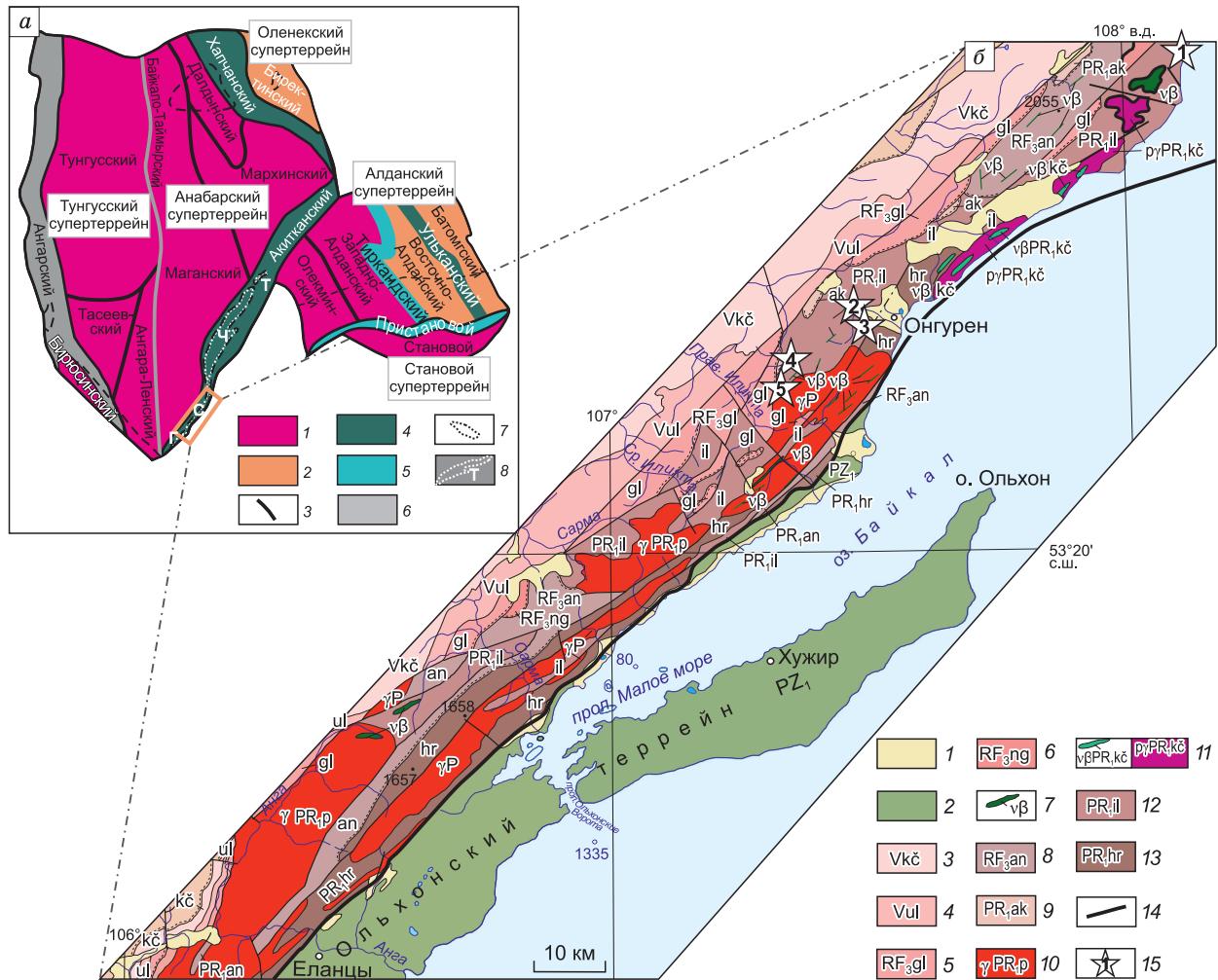


Рис. 1. Тектоническая схема Сибирского кратона [Donskaya, 2020] (а); схема геологического строения Сарминского сегмента Байкальского выступа фундамента Сибирской платформы [Галимова и др., 2006] с дополнениями авторов (б):

а: 1 — архейские терреины; 2 — палеопротерозойские терреины; 3 — архейские шовные зоны; 4—6 — орогенные пояса и коллизионные зоны возрастом: 4 — 1.95—2.00 млрд лет, 5 — 1.90—1.95 млрд лет, 6 — 1.87—1.90 млрд лет; 7 — выходы фундамента; 8 — контуры тектонических блоков, объединенных в Акитканский орогенный пояс: Т — Тондский, Ч — Чуйский, С — Сарминский, Г — Голоустенский. б: 1 — кайнозойские отложения; 2 — раннепалеозойские образования Ольхонского терреина Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП); 3—5 — терригенно-карбонатные отложения байкальской серии: 3 — качергатская свита, 4 — улунтуйская свита, 5 — голоустенская свита; 6 — терригенные отложения нугансской свиты; 7 — дайки долеритов; 8 — терригенные отложения анайской свиты; 9 — осадочно-вулканогенные отложения акитканской серии; 10 — гранитоиды приморского комплекса; 11 — гранитоиды и дайки габбродолеритов кочериковского комплекса; 12, 13 — вулканогенно-осадочные отложения сарминской серии: 12 — иликтинская свита, 13 — харгитуйская свита; 14 — раннепалеозойский коллизионный шов, отделяющий фундамент Сибирской платформы от Ольхонского терреина ЦАСП; 15 — участки детальных работ (номера в звездочках: 1 — Тытери, 2 — Глубокая Падь, 3 — Онгурен, 4 — Курга, 5 — Малая Илкта).

Породы серии имеют северо-восточное простиранье, совпадающее с простираем Байкальского выступа фундамента.

Нижняя харгитуйская свита сарминской серии сложена интенсивно метаморфизованными породами, в том числе кварцитами, кварцево-слюдистыми сланцами, роговообманково-биотитовыми или двуслюдянными гнейсами с прослойями метаириалитов [Галимова и др., 2006]. Для пород харгитуйской свиты на основании  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования мусковита был установлен возраст метаморфизма, который оценивается в 1.95 млрд лет [Савельева и др., 2019]. Контакты харгитуйской свиты с вышележащей иликтинской свитой, а также с гранитоидами приморского комплекса преимущественно тектонические, что связано со сложным тектоническим строением территории, обусловленным близостью расположения пород харгитуйской свиты к зоне раннепалеозойского коллизионного шва, разделяющего породы

Сибирского кратона и Ольхонского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса [Donskaya et al., 2017].

Верхняя иликтинская свита сарминской серии протягивается от верховьев р. Анга на юге до верховьев р. Большой Анай на севере. Согласно данным геологического картирования [Галимова и др., 2006], свита имеет двучленное строение. Нижняя часть свиты представлена преимущественно сланцами различного состава и метаэфузивами среднего и кислого состава при подчиненном количестве карбонатных и терригенных пород [Галимова и др., 2006]. Верхняя часть свиты сложена, по большей части, разнообразными песчаниками с редкими прослоями сланцев. Среди песчаников иногда отмечаются выходы эфузивов среднего и кислого состава [Галимова и др., 2006]. Общая мощность свиты оценивается в 3—4 км. Породы иликтинской свиты обнаруживают интрузивные контакты с гранитоидами приморского и ирельского комплексов, а также с угловым и стратиграфическим несогласием перекрываются осадочно-вулканогенными породами аkitканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, которые совместно с гранитоидами приморского и ирельского комплексов входят в состав Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса. Ранее для песчаника иликтинской свиты, отобранного в районе м. Тытери оз. Байкал, была проведена U-Pb оценка возраста 29 зерен дегритового циркона, для большинства из которых были получены значения возраста в диапазоне 1960—2060 млн лет с основным пиком на отметке 2003 млн лет, кроме того незначительные пики фиксировались на отметках 2295 и 3049 млн лет [Гладкочуб и др., 2015; Ефремова и др., 2022а].

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Породы иликтинской свиты были опробованы и изучены на пяти участках Сарминской зоны Байкальского выступа фундамента: Тытери, Глубокая Падь, Онгурен, Курга и Малая Иликтя (см. рис. 1, б). Всего было отобрано и проанализировано 47 проб, в том числе 3 геохронологические пробы для определения возраста дегритовых цирконов.

Определение содержаний породообразующих оксидов для большинства образцов выполнено методом силикатного анализа в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (г. Иркутск) с применением атомно-абсорбционного и спектрофотометрического методов анализа, а для образцов 05006–05011 методом рентгенофлуоресцентного анализа в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Определение концентраций Co, Ni, Sc, V, Cr выполнено в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН для образцов с первыми двумя цифрами номера 08, 05 и 10 методом количественного спектрального анализа, а для образцов с первыми двумя цифрами номера 21 и 22 методом рентгенофлуоресцентного анализа. Определение содержаний остальных редких и редкоземельных элементов выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанный плазмой (ICP-MS). Для образцов с первыми двумя цифрами номера 08, 05 и 10 исследования проводились в Лимнологическом институте СО РАН, ОПЦКП «Ультрамикроанализ», на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce (Agilent Technologies, Inc., США), а для образцов с первыми двумя цифрами номера 21 и 22 в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900 (Agilent Technologies, Inc., США). 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  $\leq 5\%$ .

Для проведения геохронологических исследований из пород иликтинской свиты выделялись зерна дегритового циркона посредством сепарационного столика и тяжелых жидкостей. Цирконы погружали в шайбу стандартного размера, которую наполняли эпоксидной смолой и после застывания смолы подвергали полировке. При анализе проводили измерение изотопных отношений в зернах циркона без какого-либо их предварительного отбора по размеру или морфологии. Для выбора точек исследования использовались катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность зерен циркона. Катодолюминесцентные изображения зерен циркона были сделаны в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН на сканирующем электронном микроскопе Tescan MIRA-3. U-Pb геохронологические исследования выполнены в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН методом LA-ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900 с эксимерным лазером Analyte Excite и ячейкой двойного объема HelEx II. Лазерная абляция проводилась пучком лазера диаметром 35 мкм. Цикл измерения состоял из 20 с — фон, 40 с — накопление сигнала, 30 с — прорывка перед следующим циклом. Для калибровки использовался стандартный циркон 91500, имеющий возраст  $1065.4 \pm 0.6$  млн лет [Wiedenbeck et al., 1995]. Цирконовые стандарты Plešovice ( $337.13 \pm 0.37$  млн лет [Sláma et al., 2008]) и R33 ( $419.96 \pm 0.15$  млн лет [Black et al., 2004]) использовались для контроля качества данных. В ходе исследований для цирконовых стандартов были получены следующие значе-

ния: Plešovice —  $338 \pm 1$  млн лет, R33 —  $422 \pm 3$  млн лет. Обработка выполненных измерений проводилась в программах Iolite 4.0 [Paton et al., 2011], Dezirteer [Powerman et al., 2021] и ISOPLOT [Ludwig, 2012]. В интерпретации учитывались только оценки возраста, дискордантность которых не превышает 10 %. Гистограммы и кривые относительной вероятности построены по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  значениям возраста с ошибкой 1σ.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Породы иликтинской свиты на всех исследованных участках были изучены в пределах верхней части свиты (см. рис. 1, б) и представлены только терригенными породами. Ни на одном из участков не были отмечены эфузивы среднего и кислого состава, которые включены в верхнюю часть иликтинской свиты на основании данных геологического картирования [Галимова и др., 2006]. Однако необходимо отметить, что эфузивы были закартированы только в истоках рек Сарма и Малая Илкта [Галимова и др., 2006], а изученные участки располагались в северо-восточной части выходов пород иликтинской свиты, где в ее верхней части отмечаются только терригенные породы [Галимова и др., 2006].

На участке Тытери (м. Тытери, оз. Байкал) породы иликтинской свиты представлены преимущественно песчаниками. Песчаники сложены обломками пород и минералов полуокатанной и неокатанной формы (рис. 2, а). Цемент базально-поровый, глинисто-слюдистый или полностью перекристаллизованный в хлорит-серицит-полевошпат-кварцевый агрегат. Структура пород псаммитовая, бластопсаммитовая, псевопсаммитовая, текстура пятнистая, сланцеватая. Основными минералами, слагающими песчаники, являются кварц (17—50 %), плагиоклаз (5—23 %) и калиевый полевой шпат (19—25 %). Среди второстепенных минералов встречаются серицит или мусковит, биотит, хлорит, карбонат и рудный минерал. В качестве аксессорных минералов присутствуют циркон, апатит, ортит и титанит. Обломки пород (24—30 %) представлены преимущественно гранитами, однако встречаются также обломки кварцитов, алевролитов, кремней и эфузивов основного состава.

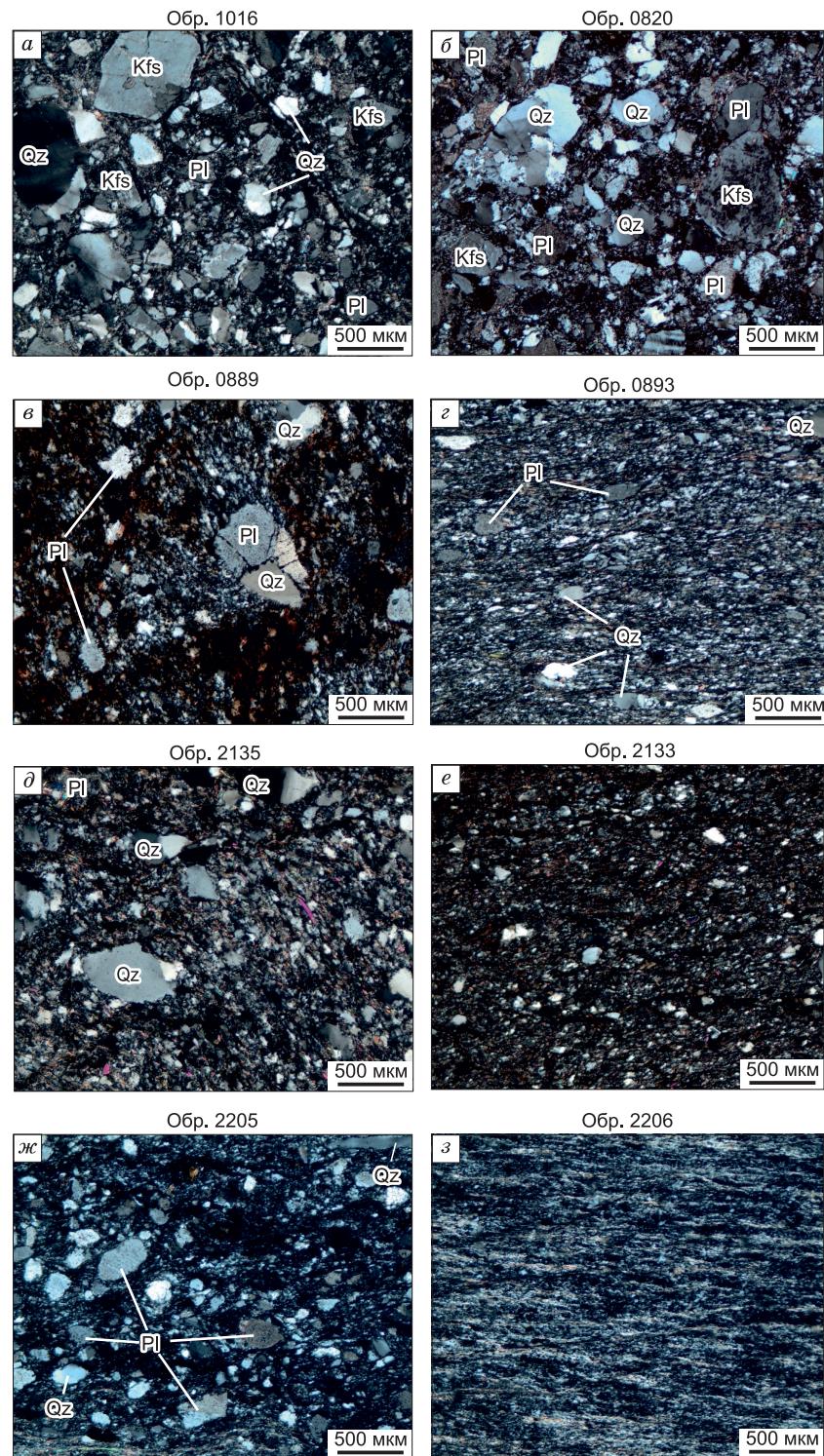
Среди пород иликтинской свиты на участке Глубокая Падь (район пади Глубокая, расположенной в 3 км к северо-западу от п. Онгурен) отмечаются метапесчаники и сланцы (см. рис. 2, в, г). Метапесчаники имеют лепидонематогранобластовую, лепидогранобластовую или бластопсаммитовую структуру, сланцеватую или пятнистую текстуру. Главными минералами, слагающими метапесчаники, являются кварц (38—40 %) и плагиоклаз (24—39 %). Второстепенные минералы представлены серицитом, хлоритом, амфиболом (тремолит-актинолитом), калиевым полевым шпатом и рудным минералом. Аксессорные минералы — циркон, апатит, турмалин. Изредка встречаются обломки пород — преимущественно граниты. Обломки зерен и пород трещиноватые, давленые, имеют неровные очертания и реакционные границы. Сланцы на этом участке имеют сланцеватую текстуру и фибробластовую или нематолепидогранобластовую структуру. Среди главных минералов сланцев отмечается кварц (39—40 %), плагиоклаз (19—24 %), амфибол (тремолит-актинолит) (до 13 %), а также глинистые минералы (до 15 %) и хлорит (до 13 %), в меньшем количестве в сланцах встречаются калиевый полевой шпат, серицит и рудный минерал, среди аксессорных минералов можно выделить турмалин, циркон и апатит.

С южной стороны п. Онгурен (участок Онгурен) в крупном коренном обнажении породы иликтинской свиты представлены рассланцованными мелкозернистыми песчаниками (см. рис. 2, д, е). Структура пород бластопсаммитовая, лепидогранобластовая, текстура линейная, сланцеватая. Песчаники сложены преимущественно кварцем (30—51 %) и плагиоклазом (23—28 %), второстепенными минералами являются серицит, мусковит, хлорит, калиевый полевой шпат и рудный минерал, аксессории — циркон, апатит, титанит и турмалин. Цемент полностью перекристаллизован. Зерна кварца имеют волнистое погасание, плагиоклаз интенсивно замещается серицитом. Песчаники сильнотрециноватые, рассланцованные, обильно инъецированы гидроксидами железа.

На р. Курга (левый приток р. Правая Илкта, участок Курга) отмечаются преимущественно неизмененные разности песчаников иликтинской свиты, а также сланцы в подчиненном количестве. Песчаники характеризуются псаммитовой, псевопсаммитовой или бластопсаммитовой структурой и ориентированной или пятнистой текстурой. Содержание обломков пород (граниты, кварциты, филлиты) в песчаниках варьирует от 9 до 24 %. Большинство обломков пород имеют линзовидную полуокатанную форму (см. рис. 2, б), реже встречаются окатанные и неокатанные обломки. Цемент преимущественно базально-поровый, слюдисто-глинистый или перекристаллизован в хлорит-серицитовый агрегат. Основными минералами, слагающими песчаники, являются кварц (18—33 %), плагиоклаз (15—28 %), калиевый полевой шпат (9—25 %), в качестве второстепенных минералов можно отметить серицит-мусковит, хлорит, глинистые минералы, эпидот, амфибол и рудный минерал. Аксессорные минералы — циркон, апатит, турмалин, титанит. Сланцы имеют бластоалевритовую структуру и сланцеватую текстуру. Главными минералами являются серицит (73 %) и кварц (20 %), также встречаются хлорит и рудный минерал.

На участке Малая Илкта в коренном обнажении встречены мелкозернистые рассланцованные песчаники и сланцы (см. рис. 2, ж, з). Для песчаников характерна лепидогранобластовая структура и

сланцеватая текстура. Основными породообразующими минералами являются кварц (25—30 %), плагиоклаз (31—36 %) и эпидот (13—17 %). Они располагаются в виде обломков в мелкозернистом перекристаллизованном матриксе, выполненном полевошпат-кварцевым агрегатом. Крупные зерна кварца вытянуты согласно с общей направленностью сланцеватости в породе и имеют волнистое погасание.



**Рис. 2. Фотографии шлифов (николи ×):**

а — песчаник участка Тытери, б — песчаник участка Курга, в — песчаник участка Глубокая Падь, г — сланец участка Глубокая Падь, д, е — рассланцованные песчаники участка Онгурен, ж — песчаник участка Малая Илкита, з — сланец участка Малая Илкита. Qz — кварц, Pl — плагиоклаз, Kfs — калиевый полевой шпат.

Второстепенные минералы представлены серицитом, хлоритом, кальцитом, титанитом и рудным минералом. Сланцы сложены серицитом (30—45 %), хлоритом (20—30 %) и кварцем (20—25 %), в меньших количествах отмечаются эпидот, титанит и рудный минерал, также по трещинам в породе развиваются гидроксиды железа.

Проведенные геологические и петрографические исследования терригенных пород верхней части иликтинской свиты показали присутствие на всех участках пород только двух типов, а именно песчаников и сланцев. Также в породах на всех исследованных участках отмечаются в разной степени проявленные метаморфические преобразования, причем степень этих изменений хорошо коррелируется с близостью расположения пород относительно зоны раннепалеозойского коллизионного шва, соединяющего породы фундамента Сибирского кратона с породами раннепалеозойского Ольхонского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса (см. рис. 1, б). Другими словами, наиболее неизмененные разности терригенных пород встречаются на участках Тытери и Курга, в то время как в породах иликтинской свиты на участках Глубокая Падь, Онгурен и Малая Илкита отмечаются наибольшие метаморфические преобразования.

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

На основании геологических и петрографических исследований породы двух выделенных групп, а именно песчаников и сланцев, обнаружили существенные различия петрохимических характеристик. В частности, концентрации  $\text{SiO}_2$  в песчаниках составляют 65—78 мас. %, а в сланцах — 57—65 мас. % (таблица). Для сланцев характерны более высокие содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , относительно песчаников (15—19 мас. % против 9—13 мас. %), а также сланцы по сравнению с песчаниками обнаруживают преимущественно более высокие концентрации  $\text{TiO}_2$  (0.70—0.89 мас. % против 0.36—0.69, 0.84 мас. %) (см. таблицу, рис. 3, а). Кроме того, в сланцах отмечаются повышенные содержания  $\text{MgO}$ , изменяющиеся от 2.50 до 4.13 мас. %, в то время как в песчаниках концентрации  $\text{MgO}$  варьируются от 1.15 до 2.66 мас. % (см. таблицу, рис. 3, б). Исследованные терригенные породы отчетливо разделились на две группы по

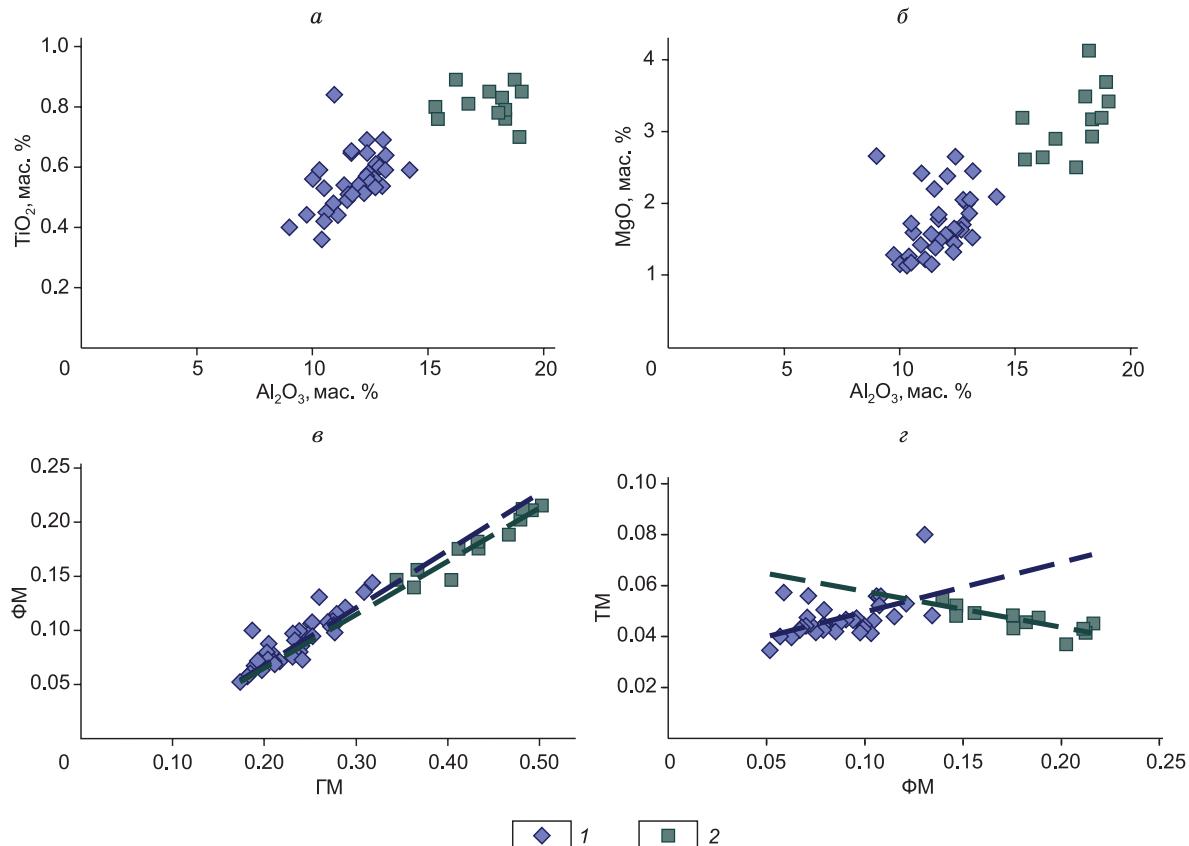


Рис. 3. Вариационные и модульные диаграммы для песчаников и сланцев иликтинской свиты:

а —  $\text{TiO}_2$ — $\text{Al}_2\text{O}_3$ , б —  $\text{MgO}$ — $\text{Al}_2\text{O}_3$ , в — модульная диаграмма  $\text{ФМ}$ — $\text{ГМ}$ , г — модульная диаграмма  $\text{ТМ}$ — $\text{ФМ}$  (описание см. в тексте). Штриховые линии на диаграммах в и г — линии тренда аппроксимации (фиолетовая линия для точек составов песчаников, зеленая линия для сланцев). 1 — песчаники иликтинской свиты, 2 — сланцы иликтинской свиты.

**Химический состав песчаников и сланцев илектинской свиты**

Компонент	Участок Курга									
	0815	0816	0817	0818	0819	0820	0821	0822	0823	0824
SiO <sub>2</sub> , мас. %	78.16	72.46	72.22	72.90	76.00	74.79	75.55	77.18	77.82	59.13
TiO <sub>2</sub>	0.42	0.60	0.59	0.56	0.48	0.51	0.54	0.59	0.36	0.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.50	12.90	13.15	12.67	10.91	11.72	12.00	10.30	10.40	18.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.39	1.49	0.54	0.60	0.29	0.27	0.46	0.57	0.53	1.63
FeO	2.85	3.28	3.11	3.55	3.71	3.29	3.31	2.77	2.18	6.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	h.o.	h.o.	h.o.	h.o.	h.o.	h.o.	h.o.	h.o.	h.o.	h.o.
MnO	0.04	0.05	0.06	0.03	0.04	0.04	0.03	0.05	0.05	0.06
MgO	1.17	2.00	1.52	1.63	1.42	1.48	1.56	1.15	1.26	3.19
CaO	0.55	0.45	1.50	0.87	0.48	0.66	0.20	1.94	1.83	0.31
Na <sub>2</sub> O	2.52	2.06	2.90	3.04	2.43	3.12	2.70	2.77	3.25	1.38
K <sub>2</sub> O	2.44	2.39	2.77	2.10	2.30	2.40	2.06	1.57	1.71	3.77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.14	0.12	0.18	0.16	0.15	0.16	0.16	0.13	0.17
П.п.п.	1.31	2.51	1.60	1.83	1.56	1.46	1.74	1.14	0.85	4.36
H <sub>2</sub> O-	0.05	0.14	0.06	0.08	0.08	0.03	0.06	0.04	0.06	0.16
CO <sub>2</sub>	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0.11	не обн.	0.11	не обн.	не обн.
Сумма	100.49	100.47	100.14	100.03	99.85	100.03	100.36	100.33	100.44	100.06
Co, г/т	8	7	14	6	8	7	9	7	5	6
Ni	28	46	51	39	30	27	49	28	22	36
Sc	15	18	14	14	15	13	13	14	6	26
V	55	62	68	68	74	60	43	53	41	150
Cr	58	37	41	15	13	72	150	91	61	150
Rb	73	111	121	84	73	73	81	48	59	73
Sr	88	48	116	81	81	104	63	114	95	21
Y	14	19	18	18	17	16	16	15	15	18
Zr	157	172	143	155	169	147	174	199	136	122
Nb	6	9	9	8	7	7	8	9	6	12
Ba	823	607	807	642	824	515	645	550	473	380
La	27.60	33.70	28.98	26.56	29.87	31.69	26.83	31.78	27.04	31.12
Ce	49.32	56.33	52.92	48.73	56.27	57.65	50.95	56.06	47.37	59.09
Pr	5.53	6.89	6.18	5.87	6.48	6.48	5.78	6.24	5.41	7.25
Nd	21.43	27.28	24.51	24.04	25.03	25.50	22.29	24.86	20.86	29.09
Sm	3.43	4.94	4.29	4.71	4.13	4.31	3.97	4.02	3.44	5.26
Eu	0.61	0.89	0.92	0.81	0.78	0.73	0.73	0.76	0.69	0.80
Gd	2.22	3.38	3.01	3.10	2.88	2.81	2.61	2.82	2.65	3.43
Tb	0.34	0.50	0.44	0.44	0.45	0.43	0.41	0.40	0.37	0.50
Dy	2.22	3.09	2.86	2.93	2.77	2.65	2.55	2.54	2.46	3.19
Ho	0.44	0.61	0.55	0.56	0.54	0.52	0.49	0.49	0.48	0.65
Er	1.21	1.75	1.55	1.58	1.48	1.42	1.36	1.33	1.33	1.82
Tm	0.17	0.24	0.22	0.23	0.22	0.21	0.20	0.19	0.18	0.27
Yb	1.09	1.42	1.30	1.40	1.34	1.36	1.27	1.12	1.09	1.72
Lu	0.21	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.22	0.21	0.21	0.31
Hf	4.05	4.63	3.99	4.25	4.60	3.85	4.73	5.40	3.84	3.47
Ta	0.38	0.61	0.57	0.52	0.56	0.57	0.53	0.62	0.32	1.73
Th	14.76	13.79	12.68	13.06	16.21	15.33	15.36	14.76	14.73	14.80
U	2.62	3.45	3.36	3.57	2.95	2.92	2.66	3.76	3.24	4.51
<i>a</i>	0.16	0.21	0.21	0.20	0.17	0.18	0.19	0.16	0.16	0.37
<i>b</i>	0.08	0.13	0.12	0.12	0.10	0.10	0.10	0.11	0.10	0.20
(La/Yb) <sub>n</sub>	16.35	15.33	14.42	12.27	14.45	15.03	13.72	18.43	16.08	11.68
Eu/Eu*	0.68	0.67	0.79	0.66	0.70	0.65	0.70	0.69	0.71	0.58
CIA	57.42	65.50	55.61	58.86	59.72	56.75	63.04	51.29	49.70	73.06
ICV	1.10	1.05	1.17	1.11	1.08	1.15	1.00	1.34	1.40	0.92

Продолжение таблицы

Компонент	Участок Курга					Участок Глубокая Падь				
	0825	0826	0827	0828	0829	0872	0873	0874	0882	0883
SiO <sub>2</sub> , мас. %	64.59	73.87	65.40	74.27	75.51	72.41	74.48	59.46	57.65	73.35
TiO <sub>2</sub>	0.89	0.55	0.80	0.53	0.51	0.58	0.49	0.83	0.70	0.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.20	12.44	15.32	12.74	11.55	12.42	11.50	18.20	18.95	12.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.92	0.53	1.07	0.84	0.84	0.96	0.46	0.93	1.24	0.91
FeO	5.40	3.61	5.27	3.02	3.04	2.91	3.18	5.72	6.66	3.94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
MnO	0.05	0.04	0.05	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.08	0.04
MgO	2.64	1.63	3.19	1.70	1.38	2.65	2.20	4.13	3.69	2.38
CaO	0.98	0.60	0.19	0.23	0.38	1.20	0.98	0.75	0.58	0.29
Na <sub>2</sub> O	2.06	2.82	1.19	2.79	2.58	2.60	3.70	0.29	1.66	1.73
K <sub>2</sub> O	2.84	1.77	3.32	1.75	2.26	1.98	1.10	4.51	3.52	2.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.16	0.17	0.17	0.16	0.10	0.09	0.14	0.11	0.10
П.п.п.	3.31	2.02	3.75	2.14	1.77	1.99	1.45	4.54	4.86	2.90
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.06	0.07	0.11	0.06	0.15	0.06	0.02	0.14	0.11	0.07
CO <sub>2</sub>	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0.05	0.11	0.44	не обн.	не обн.	не обн.
Сумма	100.14	100.11	99.83	100.26	100.21	100.00	100.12	99.68	99.81	100.30
Co, г/т	4	5	3	2	5	8	8	16	17	8
Ni	38	22	27	24	37	40	34	74	84	41
Sc	25	17	25	15	12	18	13	36	32	18
V	110	61	100	89	61	150	98	160	180	120
Cr	96	71	110	77	120	73	73	93	90	79
Rb	146	83	174	82	77	94	35	242	141	80
Sr	46	55	50	77	85	89	102	37	32	35
Y	19	16	20	12	13	15	15	17	19	16
Zr	166	128	138	153	186	171	153	136	101	160
Nb	12	7	11	6	6	7	7	10	9	7
Ba	384	138	288	334	496	439	388	568	1055	322
La	26.20	23.32	30.28	27.27	17.03	29.68	27.21	10.62	23.48	25.93
Ce	46.78	42.66	55.05	48.28	33.52	55.70	50.66	20.49	44.56	47.44
Pr	5.67	5.11	6.77	5.50	3.92	6.17	5.72	2.42	5.13	5.50
Nd	22.35	20.40	26.26	18.99	13.36	20.56	18.66	8.88	20.28	21.39
Sm	4.30	3.67	5.40	3.40	2.91	3.90	3.56	2.30	4.00	3.81
Eu	0.81	0.72	1.08	0.66	0.60	0.83	0.72	0.69	0.82	0.75
Gd	2.87	2.68	3.59	2.75	2.49	3.44	3.16	2.42	3.08	2.79
Tb	0.46	0.42	0.56	0.40	0.37	0.52	0.49	0.44	0.46	0.40
Dy	3.03	2.49	3.65	2.18	2.26	2.80	2.88	2.91	2.97	2.56
Ho	0.64	0.49	0.72	0.45	0.46	0.54	0.59	0.62	0.63	0.50
Er	1.88	1.38	1.81	1.20	1.33	1.44	1.55	1.76	1.81	1.40
Tm	0.28	0.20	0.28	0.18	0.21	0.22	0.23	0.28	0.27	0.21
Yb	1.70	1.23	1.59	1.19	1.43	1.48	1.56	2.04	1.66	1.21
Lu	0.31	0.21	0.29	0.20	0.22	0.23	0.23	0.33	0.29	0.22
Hf	4.70	3.59	3.92	4.03	4.71	4.41	3.89	3.79	3.13	4.29
Ta	0.78	0.49	0.71	0.77	0.79	0.83	0.79	1.24	1.32	0.61
Th	14.85	11.32	14.13	11.87	14.54	14.22	12.96	14.75	10.62	11.40
U	4.97	2.87	4.38	2.47	2.25	2.94	2.14	2.55	2.23	2.94
<i>a</i>	0.30	0.20	0.28	0.20	0.18	0.20	0.18	0.36	0.39	0.19
<i>b</i>	0.18	0.11	0.18	0.10	0.10	0.14	0.12	0.22	0.22	0.13
(La/Yb) <sub>n</sub>	9.95	12.26	12.29	14.87	7.71	13.00	11.29	3.37	9.14	13.87
Eu/Eu*	0.71	0.71	0.76	0.66	0.69	0.70	0.66	0.91	0.72	0.70
CIA	66.27	61.93	72.21	64.86	61.01	59.08	55.94	73.03	71.39	68.55
ICV	1.03	1.03	1.02	0.97	1.04	1.34	1.35	1.03	0.98	1.06

Продолжение таблицы

Компонент	Участок Глубокая Падь								
	0884	0885	0886	0887	0889	0890	0891	0893	0894
SiO <sub>2</sub> , мас. %	77.01	72.34	59.41	77.12	69.79	62.13	76.58	61.96	68.96
TiO <sub>2</sub>	0.40	0.84	0.78	0.45	0.69	0.85	0.44	0.81	0.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.00	10.95	18.04	10.59	13.05	17.65	11.10	16.75	12.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.77	1.05	2.21	0.90	1.92	1.43	0.41	1.06	1.58
FeO	4.19	5.90	4.67	2.62	4.40	5.14	3.13	6.83	4.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
MnO	0.05	0.07	0.06	0.05	0.07	0.03	0.04	0.07	0.07
MgO	2.66	2.42	3.49	1.59	2.05	2.50	1.22	2.90	2.04
CaO	0.64	0.46	0.58	0.56	0.56	0.56	0.56	0.52	1.56
Na <sub>2</sub> O	2.25	1.40	1.36	2.35	2.64	1.75	2.80	3.03	1.93
K <sub>2</sub> O	0.67	1.57	3.87	1.48	1.67	3.55	1.38	2.22	2.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.08	0.15	0.10	0.14	0.15	0.10	0.16	0.12
П.п.п.	2.59	3.23	5.13	2.31	2.83	4.04	1.58	3.57	2.61
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.12	0.14	0.17	0.02	0.05	0.08	не обн.	0.11	0.14
CO <sub>2</sub>	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0.11	не обн.	0.33	не обн.	0.94
Сумма	100.41	100.45	99.92	100.14	99.97	99.86	99.67	99.99	99.63
Co, г/т	8	16	17	7	21	12	11	24	15
Ni	41	56	82	32	70	68	46	83	63
Sc	9	18	23	11	23	35	16	33	19
V	94	140	160	92	140	200	89	170	120
Cr	65	84	100	68	120	140	97	130	120
Rb	27	62	150	57	71	155	58	92	87
Sr	41	28	48	52	50	53	62	88	100
Y	12	15	22	12	19	25	14	18	14
Zr	132	173	185	154	139	160	117	156	149
Nb	6	8	10	6	9	12	6	9	7
Ba	185	141	689	174	188	1728	1295	589	362
La	23.29	12.73	28.66	21.62	27.47	30.89	22.13	24.49	22.60
Ce	39.66	33.58	50.31	39.54	49.61	57.17	40.81	49.24	43.09
Pr	4.68	2.86	6.38	4.46	5.81	6.78	4.72	5.59	4.68
Nd	18.01	11.50	25.59	17.00	23.89	28.17	18.59	19.22	16.09
Sm	3.35	2.52	4.78	2.88	4.30	5.13	3.29	3.78	3.09
Eu	0.72	0.47	0.98	0.51	0.80	1.23	0.81	0.87	0.75
Gd	2.13	2.02	3.80	2.16	2.94	3.76	2.40	3.69	2.90
Tb	0.29	0.33	0.56	0.31	0.48	0.60	0.35	0.58	0.43
Dy	1.84	2.26	3.61	2.01	3.08	3.97	2.31	3.46	2.68
Ho	0.37	0.50	0.69	0.43	0.59	0.78	0.47	0.67	0.53
Er	1.07	1.46	1.98	1.22	1.71	2.19	1.35	1.85	1.49
Tm	0.16	0.22	0.30	0.18	0.24	0.34	0.20	0.27	0.22
Yb	1.07	1.32	1.82	1.12	1.48	1.96	1.18	1.83	1.55
Lu	0.18	0.22	0.32	0.20	0.28	0.33	0.21	0.29	0.22
Hf	3.50	4.64	4.87	4.10	3.93	4.55	3.25	4.08	3.86
Ta	0.32	0.43	0.55	2.17	0.43	0.74	0.25	0.88	0.69
Th	10.79	11.84	11.26	11.33	11.33	13.68	9.13	11.51	9.88
U	1.35	2.57	2.57	2.17	2.41	3.50	2.14	2.42	1.67
<i>a</i>	0.14	0.18	0.36	0.16	0.22	0.33	0.17	0.32	0.22
<i>b</i>	0.15	0.17	0.20	0.10	0.15	0.17	0.09	0.20	0.16
(La/Yb) <sub>n</sub>	14.07	6.25	10.20	12.49	12.05	10.19	12.16	8.68	9.43
Eu/Eu*	0.83	0.65	0.71	0.63	0.69	0.87	0.89	0.72	0.77
CIA	61.69	69.35	70.69	62.02	64.54	69.52	60.93	66.78	60.68
ICV	1.48	1.16	1.04	1.10	1.11	0.91	0.99	1.04	1.19

Продолжение таблицы

Компонент	Участок Тытери								
	05005	05006	05007	05009	05010	05011	1016	1017	1018
SiO <sub>2</sub> , мас. %	71.48	65.35	70.93	72.30	75.69	69.01	70.82	74.07	75.30
TiO <sub>2</sub>	0.65	0.64	0.54	0.51	0.44	0.54	0.59	0.54	0.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.37	13.17	11.39	12.23	9.75	13.02	14.20	11.37	10.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.48	0.47	0.48
FeO	»	»	»	»	»	»	4.30	3.16	3.73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	6.18	6.31	5.55	4.61	5.26	5.22	н.о.	н.о.	н.о.
MnO	0.05	0.07	0.10	0.05	0.07	0.04	0.04	0.04	0.04
MgO	1.44	2.45	1.15	1.50	1.28	1.86	2.09	1.57	1.72
CaO	0.56	2.16	2.24	1.44	1.21	1.64	0.41	1.00	0.83
Na <sub>2</sub> O	2.81	3.72	1.88	4.13	2.69	3.37	3.36	4.00	2.64
K <sub>2</sub> O	1.83	1.50	1.79	1.07	1.07	1.09	2.92	1.91	1.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.05	0.06	0.08	0.06	0.09	0.12	0.09	0.09
П.п.п.	2.96	4.73	4.73	2.38	2.46	3.85	2.26	1.78	2.24
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0.13	0.07	0.02
CO <sub>2</sub>	»	»	»	»	»	»	0.10	0.40	0.31
Сумма	100.40	100.14	100.35	100.30	99.98	99.73	99.56	100.47	100.31
Co, г/т	13	16	12	15	9	11	8	8	6
Ni	52	56	35	44	31	38	31	46	20
Sc	18	20	17	13	10	10	6	5	7
V	30	120	100	69	56	84	59	54	72
Cr	110	96	57	53	50	75	74	81	87
Rb	81	45	86	59	47	55	74	65	96
Sr	53	55	67	88	59	69	56	50	37
Y	13	11	13	21	12	24	6	17	14
Zr	153	111	127	146	104	159	152	158	157
Nb	7	12	6	7	5	9	11	8	7
Ba	318	473	425	203	158	195	483	337	214
La	27.34	21.27	24.39	59.14	21.63	37.07	12.78	35.20	41.87
Ce	52.36	43.59	46.54	106.20	39.55	71.15	28.74	66.26	75.97
Pr	5.93	5.70	5.28	11.66	4.49	7.95	3.45	7.43	8.19
Nd	21.75	19.11	19.81	42.42	16.42	29.71	12.68	25.71	27.62
Sm	4.09	3.83	3.89	7.23	3.19	5.77	2.40	4.53	4.53
Eu	0.59	0.66	0.65	1.26	0.75	0.72	0.41	0.65	0.64
Gd	2.42	2.65	2.35	4.30	2.05	3.62	1.91	3.88	3.93
Tb	0.41	0.39	0.40	0.65	0.34	0.65	0.26	0.55	0.49
Dy	2.41	2.29	2.45	3.82	2.08	3.94	1.57	3.07	2.73
Ho	0.52	0.48	0.53	0.74	0.43	0.86	0.34	0.62	0.53
Er	1.41	1.34	1.38	1.93	1.19	2.32	0.95	1.68	1.39
Tm	0.21	0.22	0.20	0.28	0.17	0.32	0.16	0.26	0.22
Yb	1.34	1.52	1.31	1.64	1.06	1.85	0.94	1.58	1.37
Lu	0.24	0.22	0.24	0.27	0.18	0.30	0.16	0.24	0.22
Hf	4.48	3.70	4.06	4.27	3.28	4.92	4.32	4.44	4.23
Ta	0.75	1.23	0.63	1.05	0.65	1.03	1.32	0.96	0.15
Th	14.00	11.45	14.06	21.95	18.61	21.31	11.32	22.92	23.28
U	2.89	2.71	2.79	6.15	2.96	4.69	3.47	3.19	3.17
<i>a</i>	0.20	0.24	0.19	0.20	0.15	0.22	0.24	0.18	0.16
<i>b</i>	0.13	0.19	0.15	0.13	0.12	0.08	0.13	0.11	0.12
(La/Yb) <sub>n</sub>	13.18	9.03	12.07	23.28	13.24	12.94	8.80	14.42	19.81
Eu/Eu*	0.58	0.64	0.67	0.70	0.91	0.49	0.60	0.48	0.47
CIA	61.88	53.02	55.58	53.64	55.61	57.29	60.08	52.07	57.11
ICV	1.30	1.72	1.43	1.50	1.53	1.16	1.11	1.36	1.26

Окончание таблицы

Компонент	Участок Малая Иллкта						Участок Онгурен		
	2204	2205	2206	2207	2208	2210	2132	2133	2135
SiO <sub>2</sub> , мас. %	67.53	68.37	57.40	57.74	78.00	58.40	72.70	64.28	72.65
TiO <sub>2</sub>	0.57	0.69	0.85	0.79	0.56	0.76	0.65	0.76	0.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.33	12.36	19.05	18.34	10.01	18.34	11.69	15.43	11.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.64	2.60	1.59	1.66	1.52	1.78	1.38	2.31	1.71
FeO	2.02	3.05	7.27	7.51	2.87	7.36	4.42	5.01	4.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
MnO	0.08	0.10	0.09	0.09	0.02	0.09	0.06	0.08	0.06
MgO	1.32	1.65	3.42	2.93	1.15	3.17	1.84	2.61	1.78
CaO	6.84	4.25	0.83	0.75	0.28	0.67	0.62	0.80	0.70
Na <sub>2</sub> O	2.98	3.82	1.45	1.48	2.14	1.37	1.51	2.04	1.33
K <sub>2</sub> O	0.32	0.51	3.91	3.80	1.77	3.62	2.39	2.99	2.41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.12	0.10	0.11	0.05	0.13	0.08	0.11	0.09
П.п.п.	1.34	2.00	4.21	4.33	1.70	4.30	2.28	3.22	2.31
H <sub>2</sub> O-	не обн.	не обн.	0.02	не обн.	не обн.	не обн.	0.04	0.08	0.06
CO <sub>2</sub>	0.70	0.59	не обн.	»	0.06	»	0.10	0.11	0.11
Сумма	99.77	100.11	100.19	99.53	100.13	99.99	99.76	99.83	99.78
Co, г/т	11	20	24	24	12	27	12	23	17
Ni	38	40	89	69	39	70	32	63	47
Sc	14	13	21	20	15	21	14	21	16
V	100	110	170	160	90	160	130	160	120
Cr	130	110	190	150	100	150	120	160	110
Rb	21	24	207	213	89	192	85	111	95
Sr	396	301	56	75	63	60	57	80	57
Y	22	21	19	23	16	22	14	18	17
Zr	150	229	113	121	153	110	153	137	168
Nb	8	9	12	12	8	11	8	9	8
Ba	60	142	827	753	470	598	478	624	493
La	31.62	37.07	34.97	35.65	22.51	34.12	19.26	19.72	17.30
Ce	61.84	70.46	68.67	71.56	46.90	70.60	36.81	40.91	47.75
Pr	6.64	8.02	7.84	8.28	4.83	7.93	4.54	4.88	4.07
Nd	24.15	28.70	28.63	30.71	18.26	29.93	15.96	17.48	14.57
Sm	4.88	5.46	5.61	6.02	3.47	5.85	3.23	3.87	3.18
Eu	0.98	0.99	1.02	1.21	0.73	1.19	0.65	0.89	0.69
Gd	4.23	4.40	4.39	5.14	2.89	5.00	2.63	3.34	2.91
Tb	0.61	0.66	0.64	0.76	0.41	0.73	0.43	0.56	0.45
Dy	3.52	3.68	3.72	4.27	2.57	4.29	2.61	3.41	2.83
Ho	0.74	0.74	0.70	0.86	0.54	0.85	0.54	0.65	0.58
Er	1.94	1.92	1.98	2.30	1.61	2.28	1.48	1.81	1.75
Tm	0.29	0.28	0.30	0.35	0.27	0.34	0.23	0.27	0.27
Yb	1.89	1.99	1.96	2.19	1.91	2.31	1.48	1.74	1.70
Lu	0.28	0.32	0.28	0.33	0.26	0.35	0.21	0.24	0.26
Hf	4.06	6.26	3.34	3.65	4.26	3.33	3.80	3.66	4.51
Ta	0.66	0.89	0.97	0.95	0.65	0.91	0.72	0.84	0.80
Th	12.38	16.39	14.33	14.66	12.29	14.91	10.16	12.56	11.12
U	2.13	2.71	2.46	2.66	1.95	2.86	3.02	1.86	2.35
<i>a</i>	0.22	0.21	0.39	0.37	0.15	0.37	0.19	0.28	0.19
<i>b</i>	0.23	0.20	0.23	0.22	0.09	0.23	0.14	0.19	0.14
(La/Yb) <sub>n</sub>	10.84	12.04	11.57	10.54	7.64	9.58	8.40	7.34	6.59
Eu/Eu*	0.67	0.63	0.63	0.67	0.71	0.68	0.69	0.76	0.70
CIA	41.08	45.91	70.10	69.86	62.74	71.28	65.35	65.72	65.81
ICV	1.95	1.72	0.99	0.95	1.05	0.96	1.08	1.11	1.07

Примечание. Белые столбцы — содержания химических элементов в песчаниках, серые — в сланцах. н.о. — оксид не определялся, не обн. — оксид не обнаружен. Рассчитанные параметры: *a* = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>, *b* = F<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO + MnO + MgO + CaO (содержания оксидов в ат. кол.) [Неелов, 1980]. Eu/Eu\* = Eu<sub>n</sub>/(√(Sm<sub>n</sub> × Gd<sub>n</sub>)), *n* — значения нормированы по составу хондриита [Wakita et al., 1970]. CIA = (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + CaO\* + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)) · 100, где CaO\* — содержание CaO в силикатных минералах [Nesbitt, Young, 1982], ICV = (CaO + K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MgO + MnO + TiO<sub>2</sub>)/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [Cox, Lowe, 1995] в мол. кол.

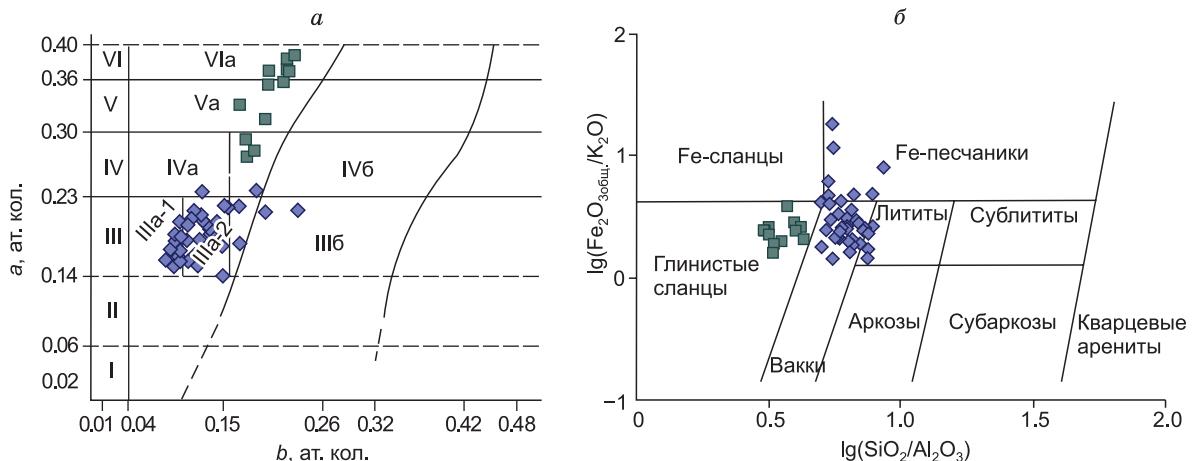


Рис. 4. Классификационные диаграммы А.Н. Неелова [1980] (а) и М.М. Хиррона [Herron, 1988] (б) для песчаников и сланцев иликтинской свиты.

а =  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ , b =  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO}$  (содержания оксидов в ат. кол.). Поля составов на диаграмме А.Н. Неелова: I — мономиктовые (кварцевые) псаммитолиты; II — олигомиктовые псаммитолиты, силициты; III — субсилициты, кислые туффиты: IIIa-1 — аркозы, IIIa-2 — полимиктовые песчаники, IIIб — граувакковые песчаники; IV — олигомиктовые алевролиты, кислые туффиты: IVa — полимиктовые алевролиты, IVб — граувакковые алевролиты; V — Va — алевропелитовые аргиллиты; VI — VIa — пелитовые аргиллиты. Усл. обозн. см. на рис. 3.

величине гидролизатного модуля ( $\text{GM} = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$ ) с пограничным значением 0.32 и по величине фемического модуля ( $\text{FM} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ ) с пограничным значением 0.14. Так, для песчаников характерны вариации  $\text{GM}$  от 0.17 до 0.32, что позволяет отнести их к группе силитов по классификации Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис [2000], а сланцы, в свою очередь, характеризуются значениями  $\text{GM} = 0.34\text{--}0.50$ , что классифицирует их как сиаллиты. Значения фемического модуля в песчаниках составляют 0.05—0.13, а в сланцах 0.14—0.22, что позволяет классифицировать их как гипо- и нормофемические породы [Юдович, Кетрис, 2000]. Для всех пород характерна положительная корреляция между гидролизатным и фемическим модулями (см. рис. 3, в). Песчаники и сланцы обнаруживают перекрывающиеся значения титанового модуля ( $\text{TM} = \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ), который в песчаниках составляет 0.03—0.08, а в сланцах 0.04—0.05, что позволяет относить все породы к нормотитанистым образованиям [Юдович, Кетрис, 2000]. В то же время для песчаников отмечается слабо выраженная положительная корреляция между титановым и фемическим модулями, а для сланцев фиксируется явная отрицательная корреляция между этими модулями (см. рис. 3, г).

На классификационной диаграмме А.Н. Неелова [1980] точки составов песчаников попадают преимущественно в поля полимиктовых и граувакковых песчаников, а сланцы располагаются в полях полимиктовых и граувакковых алевролитов и алевропелитовых аргиллитов (рис. 4, а). На диаграмме М.М.

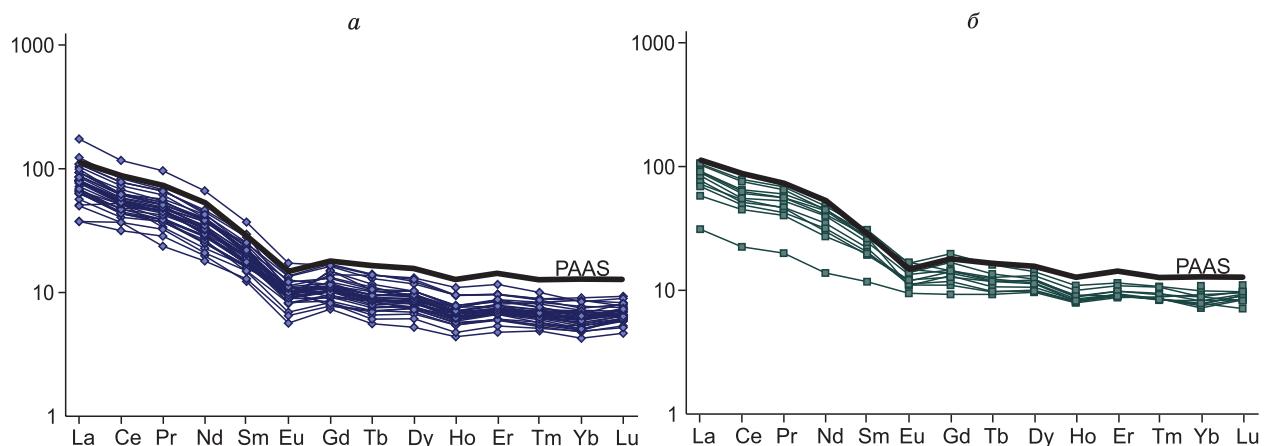


Рис. 5. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные по хондриту [Wakita et al., 1970], для песчаников (а) и сланцев (б) иликтинской свиты.

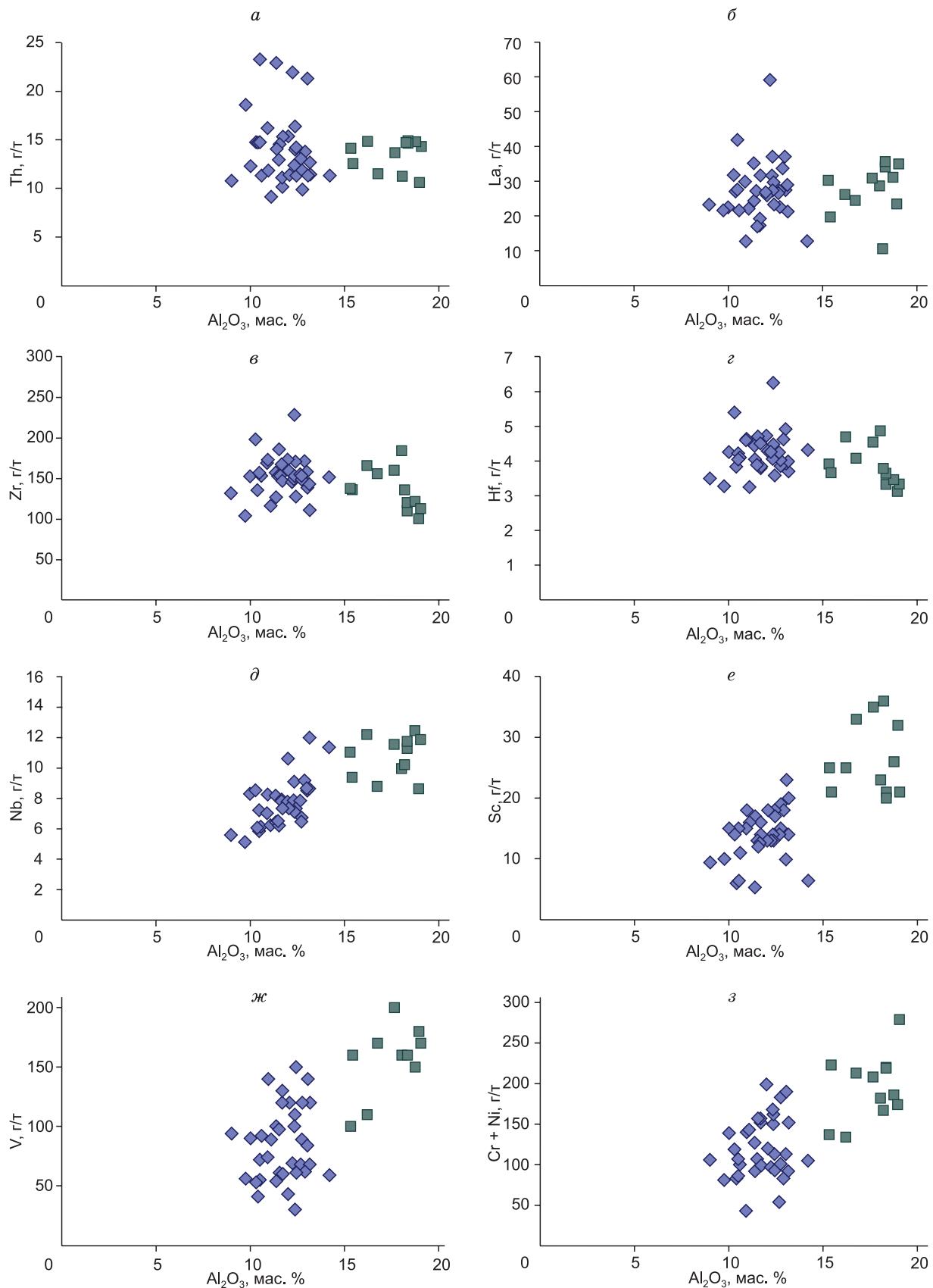


Рис. 6. Диаграммы корреляции содержаний Th, La, Zr, Hf, Nb, Sc, V, Cr+Ni с  $\text{Al}_2\text{O}_3$  для песчаников и сланцев илектинской свиты.

а—з — пояснения см. в тексте. Усл. обозн. см. на рис. 3.

Хиррона [Hergot, 1988], основанной на отношениях  $Fe_2O_{3общ.}/K_2O$  и  $SiO_2/Al_2O_3$ , точки составов песчаников сосредоточены преимущественно в поле вакков, а также в меньшей степени в полях лититов и железистых песчаников, точки составов сланцев располагаются в поле глинистых сланцев (см. рис. 4, б).

Песчаники и сланцы характеризуются фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) (рис. 5, а, б), в том числе для песчаников  $(La/Yb)_n = 3.6—23.3$ , а для сланцев  $(La/Yb)_n = 3.4—12.3$ . Для всех пород наблюдается в разной степени выраженная отрицательная европиевая аномалия  $Eu/Eu^* = 0.54—0.90$ . Большинство проанализированных пород обнаруживают пониженные содержания РЗЭ относительно постархейского австралийского сланца (PAAS), состав которого близок к среднему составу верхней континентальной коры (см. рис. 5, а, б).

Сланцы и песчаники имеют близкие содержаниями таких элементов, как Th, La, Zr, Hf, которые не коррелируются с содержанием  $Al_2O_3$  (рис. 6, а—2), но в то же время сланцы характеризуются преимущественно более высокими концентрациями Nb, Sc, V, Ni, Cr (см. рис. 6, д—3). Повышенные концентрации  $Al_2O_3$  и при этом более высокие содержания  $TiO_2$ ,  $MgO$ , Nb, Sc, V, Ni, Cr в сланцах относительно песчаников (см. рис. 3, а, б; 6, д—3) в совокупности с разными направлениями трендов для сланцев и для песчаников на диаграмме ТМ—ФМ (см. рис. 3, 2) могут свидетельствовать о накоплении титана, магния и отмеченных редких элементов с глинистой фракцией осадка в сланцах, которые, в свою очередь, являются производными аргиллитов или глинистых сланцев.

## РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА

С целью определения возраста дегритовых цирконов из пород верхней части иликтинской свиты на участках Онгурен, Курга и Малая Иликтя были отобраны геохронологические пробы.

На участке Онгурен была отобрана пробы метапесчаника № 2135 ( $53^{\circ}37'11.7''$  с.ш.,  $107^{\circ}35'24.6''$  в.д.). В пробе песчаника было проанализировано 113 зерен дегритового циркона, из которых 75 характеризуются U-Pb возрастом со степенью дискордантности менее 10 % (см. дополнительные материалы, Table S1, [https://sibran.ru/journals/Suppl\\_Efremova\\_203.pdf](https://sibran.ru/journals/Suppl_Efremova_203.pdf)). Основной возрастной пик фиксируется на отметке 1989 млн лет (30 % зерен), также значимый пик отмечается на отметке 2275 млн лет (22 % зерен), остальные небольшие пики маркируют отметки 2347, 2461, 2565 и 2887 млн лет (рис. 7, а).

На участке Малая Иликтя была отобрана пробы рассланцеванного песчаника № 2205 ( $53^{\circ}28'58.8''$  с.ш.,  $107^{\circ}17'07.9''$  в.д.). В пробе песчаника было проанализировано 129 зерен дегритового циркона, для 94 зерен были получены конкордантные значения возраста (см. доп. материалы, Table S1). В этой пробе при установлении порога дискордантности 10 % формируются пять основных возрастных пиков: 1973 млн лет (12 % зерен), 2052 млн лет (12 % зерен), 2172 млн лет (11 % зерен), 2286 млн лет (29 % зерен), 2880 млн лет (10 % зерен) и менее значимые пики на отметках 2783, 3007 и 3155 млн лет (см. рис. 7, б).

Цирконы из слабоизмененных песчаников на участке Курга были выделены из нескольких близких по составу небольших проб (№ 0815—0823) ( $53^{\circ}33'31''$  с.ш.,  $107^{\circ}20'48''$  в.д.) и объединены между собой. Всего было проанализировано 88 зерен дегритового циркона, для 45 зерен получены конкордантные значения возраста (см. доп. материалы, Table S1). Наиболее значимые пики формируются на отметках 1955 млн лет (37 %), 2160 млн лет (40 %), более мелкие пики — на отметках 2215, 2277, 2493, 2705 млн лет (см. рис. 7, в).

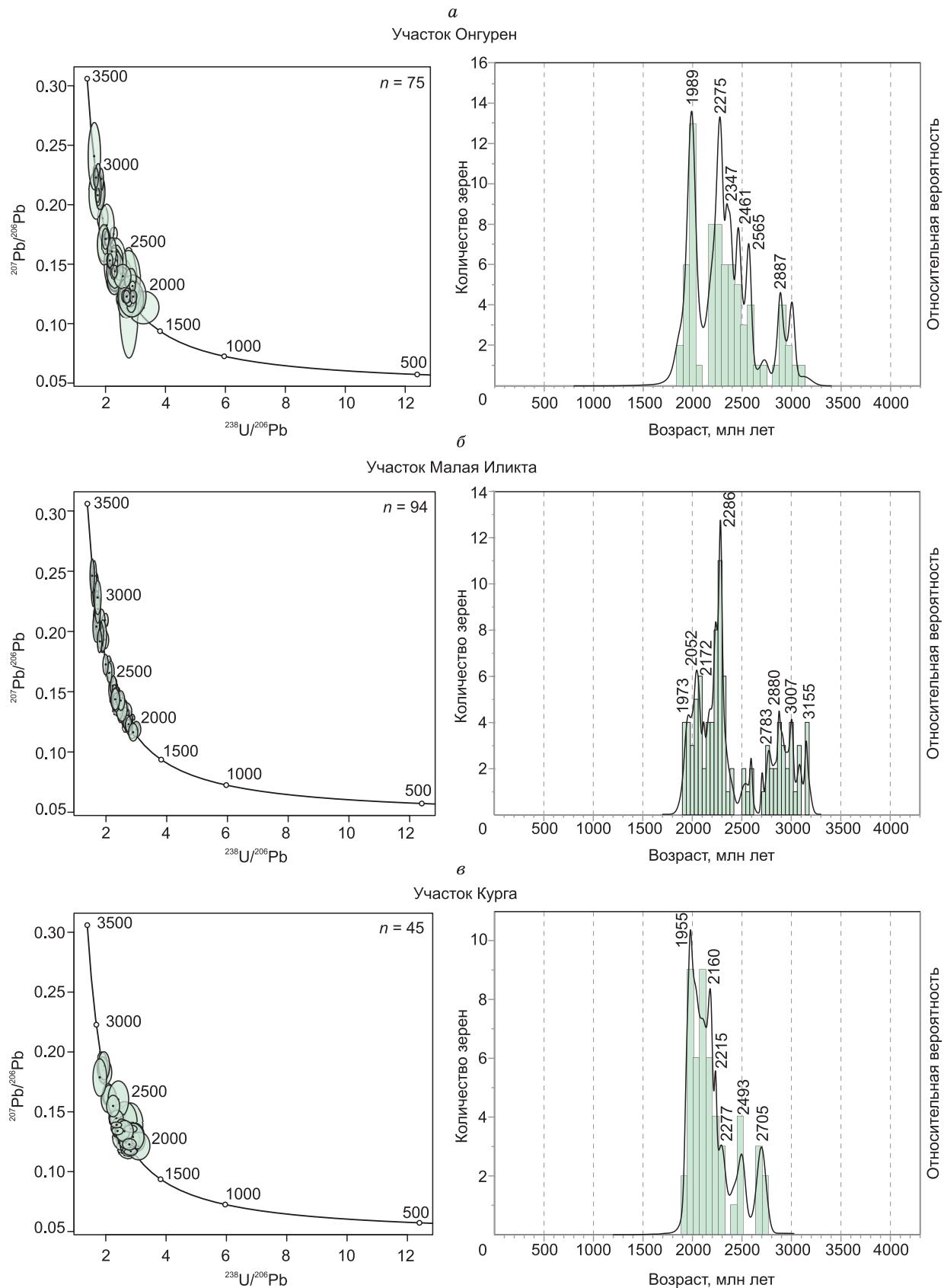
Наиболее молодые цирконы возрастом в диапазоне 1955—1993 млн лет, как правило, представлены полуокатанными или неокатанными субдиоморфными короткопризматическими зернами и обломками (рис. 8, а—в). Чаще всего для них характерно наличие осцилляторной зональности, что свидетельствует об их магматическом происхождении. Реже встречаются зерна или обломки с неявно выраженной зональностью или ее отсутствием, иногда с серыми незональными каймами, возможно, имеющие метаморфическое происхождение.

Зерна циркона и его обломки возрастом 2265—2277 млн лет характеризуются как зональным, так и незональным или секториальным внутренним строением (см. рис. 8, г, д). Все зерна этой возрастной группы по большей части слабоокатанные и имеют короткопризматический субдиоморфный облик.

Цирконы возрастом 2461—2493 млн лет в большинстве случаев встречаются в виде обломков и являются незональными или обнаруживают слабо выраженную зональность, полуокатанные, существенно реже встречаются зерна с осцилляторной зональностью (см. рис. 8, е, ж).

Большинство наиболее древних зерен циркона возрастом 2843—2887 млн лет характеризуется наличием осцилляторной зональности, короткопризматическим субдиоморфным обликом и полуокатанными гранями. Среди цирконов этой группы изредка встречаются секториальные зерна, часто с серой или черной каймой (см. рис. 8, з, и).

Судя по морфологическим особенностям изученных цирконов, можно заключить, что источники сноса для зерен возрастами 1955—1993 и 2265—2277 млн лет располагались в непосредственной близи.



**Рис. 7. Диаграммы с конкордиями (слева) и гистограммы и кривые относительной вероятности (справа) U-Pb возраста дегритовых цирконов из песчаников иллитинской свиты:**

*a* — пр. 2135, *б* — пр. 2205, *в* — пр. 0815.

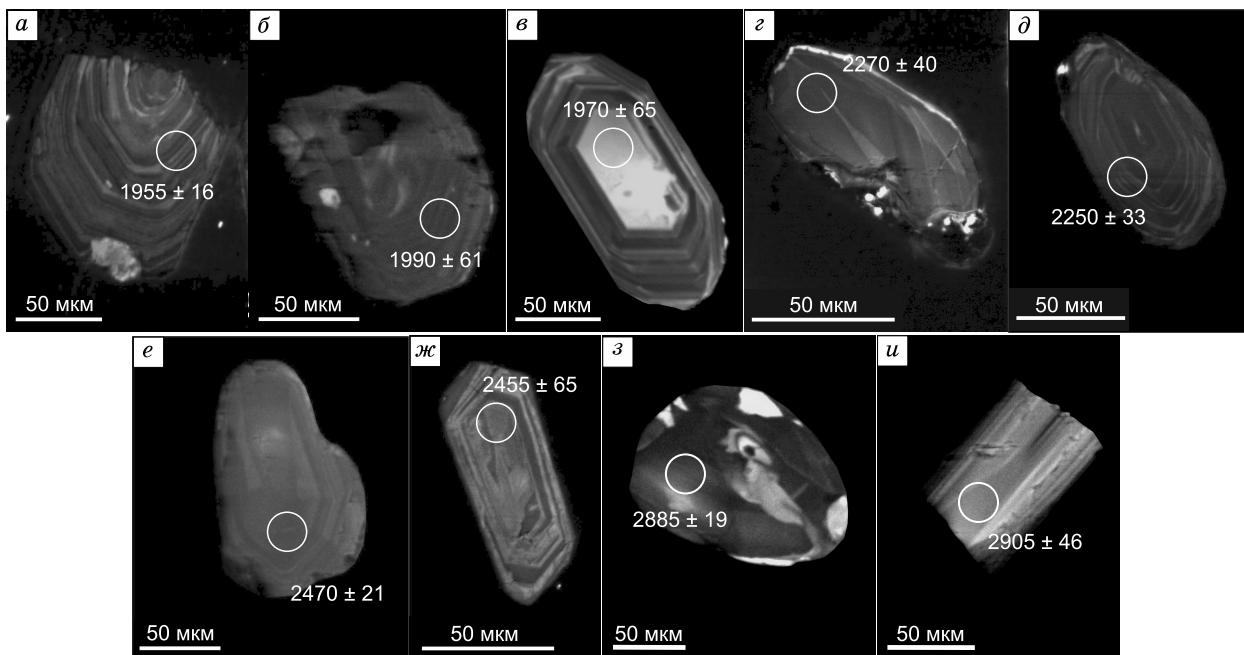


Рис. 8. Катодолюминесцентные изображения зерен цирконов из песчаников иликтинской свиты.

Цифрами указан  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраст циркона (млн лет).

ности к бассейну осадконакопления пород верхней части иликтинской свиты, в то время как для цирконов остальных возрастных групп можно допускать и источники сноса, расположенные на некотором удалении от бассейна осадконакопления.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Терригенные породы верхней части иликтинской свиты на всех изученных участках представлены в разной степени метаморфизованными песчаниками и сланцами, вторичные преобразования которых были связаны с раннепалеозойскими коллизионными событиями, фиксирующими присоединение Ольхонского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса к Сибирскому кратону [Donskaya et al., 2017]. Признаки раннепротерозойского регионального метаморфизма в изученных разрезах терригенных пород отмечены не были, а среди терригенных пород на участках Тытери и Курга были зафиксированы практически неизмененные песчаники, для которых реконструируются псаммитовые и псевопсаммитовые структуры (см. рис. 2, а, б). Региональный метаморфизм возрастом 1.95 млрд лет в Сарминской зоне Акитканского орогенного пояса проявлен в породах харгитайской (нижележащей) свиты сарминской серии [Савельева и др., 2019]. На основании этих данных о возрасте регионального метаморфизма, а также с учетом возраста прорывающих пород иликтинской свиты гранитоидов (1.86—1.91 млрд лет) [Бибикова и др., 1987; Донская и др., 2003; Базарова, 2011; Donskaya, Gladkochub, 2021] время накопления терригенных пород иликтинской свиты можно оценить в узком диапазоне 1.91—1.95 млрд лет. Полученные U-Pb геохронологические данные по возрасту дегритовых цирконов не противоречат этим выводам. Самые молодые зерна дегритового циркона имеют возраст 1955—1989, а также 2052 млн лет (см. рис. 7). Эти цирконы обнаруживают признаки преимущественно магматических зерен с подчиненным количеством зерен метаморфического генезиса (см. рис. 8). С учетом погрешности определения возрастов дегритового циркона (1—3 %), источниками этих цирконов могли быть гранитоиды кутимского ( $2019 \pm 16$  млн лет [Донская и др., 2013]) и чуйского ( $2020 \pm 12$  млн лет [Неймарк и др., 1998]) комплексов Чуйской зоны Акитканского орогенного пояса Сибирского кратона, а также граниты Еловского массива ( $2018 \pm 18$  млн лет [Poller et al., 2005]) и гранитогнейсы ( $1985 \pm 15$  млн лет [Донская и др., 2016]) Голоустенской зоны Акитканского орогенного пояса. Источниками цирконов, формирующими возрастной пик на отметке 2160 млн лет, вероятно, являются граниты с возрастом  $2153 \pm 11$  млн лет [Донская и др., 2016], известные в Западном Прибайкалье в пределах Хомутского массива Голоустенской зоны. Полученные возрастные пики в интервале 2265—2277 млн лет являются нетипичными для региона, поскольку интервал 2.2—2.4 млрд лет считается практически полностью амагматичным для Сибирского кратона [Donskaya, 2020], и предполагаемые источники терригенного материала с близким

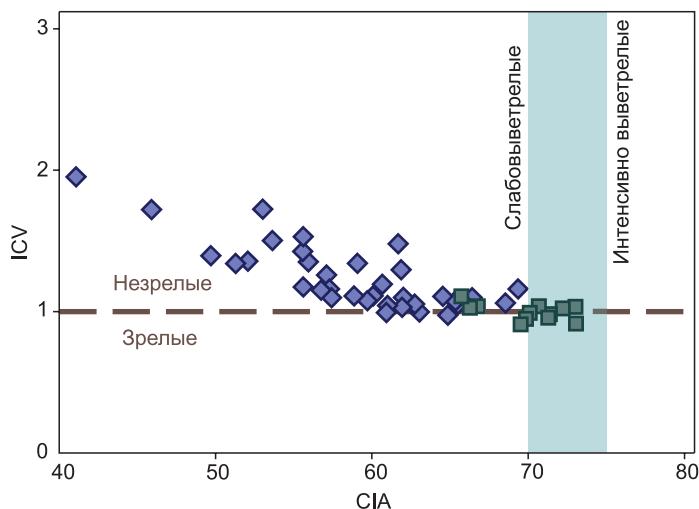


Рис. 9. Диаграмма в координатах CIA—ICV [Safonova et al., 2022] для песчаников и сланцев иликтинской свиты.

Голубая область соответствует диапазону значений CIA для PAAS [Taylor, McLennan, 1985]. Индекс химического изменения CIA =  $(\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})) \times 100$ , где  $\text{CaO}^*$  — содержание CaO только в силикатных минералах, приведен по [Nesbitt, Young, 1982], индекс изменчивости состава ICV =  $(\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)/\text{Al}_2\text{O}_3$  [Cox, Lowe, 1995]. Расчеты проводятся в мол. кол. Усл. обозн. см. на рис. 3.

попасть в отложения иликтинской свиты в результате разрушения метаморфических пород харгитуйской свиты. Для цирконов с возрастными пиками в интервале 2461—2493 млн лет нет возрастных аналогов магматических комплексов в пределах Акитканского орогенного пояса, однако на Алданском щите в зоне сочленения Чара-Олекминского и Западно-Алданского блоков Алданского супертеррейна отмечаются гранитоиды нелюкинского комплекса возрастом 2.4—2.5 млрд лет [Сальникова и др., 1997; Котов и др., 2004], которые могли являться потенциальными источниками цирконов этого возраста при накоплении пород иликтинской свиты. Цирконы возрастом в интервале 2843—2887 млн лет, вероятно, поступали при размыве гранитоидов тоналит-трондемит-гранодиоритовой серии возрастом  $2884 \pm 12$  млн лет [Donskaya et al., 2009], известных в северной части Сарминской зоны Акитканского орогенного пояса. Таким образом, в качестве основных источников дегритового материала для терригенных пород иликтинской свиты можно рассматривать преимущественно магматические и метаморфические породы Акитканского орогенного пояса при некотором добавлении материала из пород прилегающего Алданского супертеррейна.

Петрографические данные по слабоизмененным песчаникам иликтинской свиты показывают, что эти породы сложены обломками пород и минералов преимущественно полуокатанной, а иногда и неокатанной формы. Дегритовый циркон в проанализированных песчаниках также в большинстве своем представлен полуокатанными или неокатанными зернами и обломками. Кроме того, все изученные песчаники характеризуются плохой степенью сортировки зерен и обилием обломков пород (от 9 до 30 %). Также для песчаников иликтинской свиты отмечается низкие значения индекса химического выветривания CIA [Nesbitt, Young, 1982], варьирующиеся от 47 до 69, и повышенные индексы изменчивости состава ICV [Cox, Lowe, 1995], изменяющиеся от 0.91 до 1.95, что позволяет предполагать незрелые

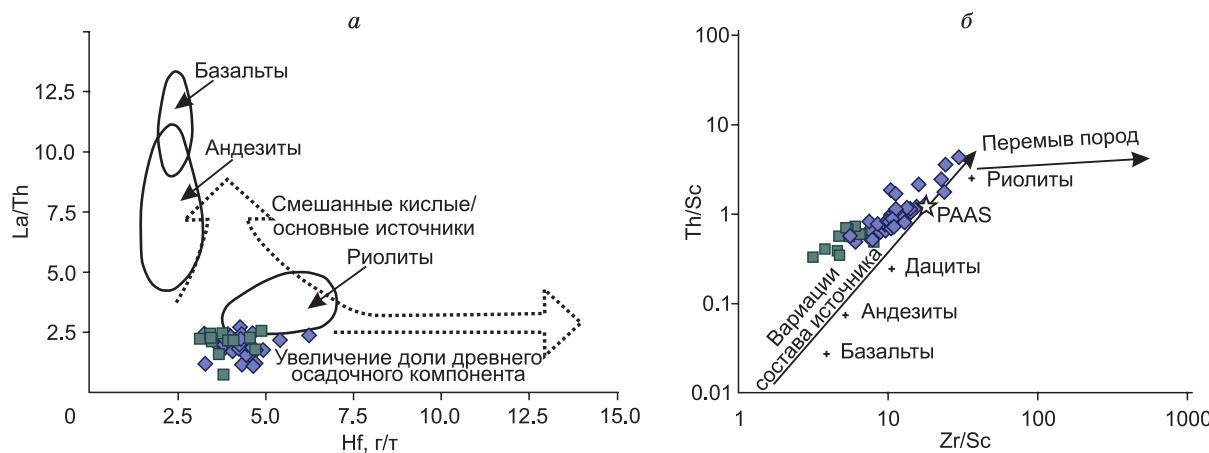


Рис. 10. Диаграммы La/Th—Hf [Floyd, Liveridge, 1987] (а) и Th/Sc—Zr/Sc [McLennan et al., 1993] (б) для песчаников и сланцев иликтинской свиты.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

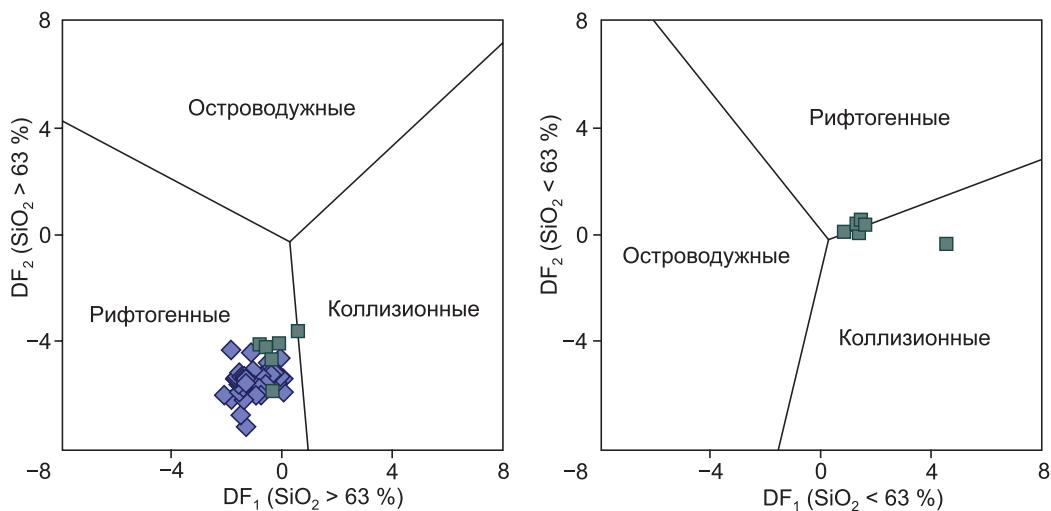


Рис. 11. Дискриминационная диаграмма  $DF_1$ — $DF_2$  [Verma, Armstrong-Altrin, 2013].

Для пород с содержанием  $SiO_2 = 63—95$  мас. %:

$$DF_1 = (-0.263 \cdot \ln(TiO_2/SiO_2)) + (0.604 \cdot \ln(Al_2O_3/SiO_2)) + (-1.725 \cdot \ln(Fe_2O_3_{общ.}/SiO_2)) + (0.660 \cdot \ln(MnO/SiO_2)) + (2.191 \cdot \ln(MgO/SiO_2)) + (0.144 \cdot \ln(CaO/SiO_2)) + (-1.304 \cdot \ln(Na_2O/SiO_2)) + (0.054 \cdot \ln(K_2O/SiO_2)) + (-0.330 \cdot \ln(P_2O_5/SiO_2)) + 1.588.$$

$$DF_2 = (-1.196 \cdot \ln(TiO_2/SiO_2)) + (1.064 \cdot \ln(Al_2O_3/SiO_2)) + (0.303 \cdot \ln(Fe_2O_3_{общ.}/SiO_2)) + (0.436 \cdot \ln(MnO/SiO_2)) + (0.838 \cdot \ln(MgO/SiO_2)) + (-0.407 \cdot \ln(CaO/SiO_2)) + (1.021 \cdot \ln(Na_2O/SiO_2)) + (-1.706 \cdot \ln(K_2O/SiO_2)) + (-0.126 \cdot \ln(P_2O_5/SiO_2)) - 1.068.$$

Для пород с содержанием  $SiO_2 = 35—63$  мас. %:

$$DF_1 = (0.608 \cdot \ln(TiO_2/SiO_2)) + (-1.854 \cdot \ln(Al_2O_3/SiO_2)) + (0.299 \cdot \ln(Fe_2O_3_{общ.}/SiO_2)) + (-0.550 \cdot \ln(MnO/SiO_2)) + (0.120 \cdot \ln(MgO/SiO_2)) + (0.194 \cdot \ln(CaO/SiO_2)) + (-1.510 \cdot \ln(Na_2O/SiO_2)) + (1.941 \cdot \ln(K_2O/SiO_2)) + (0.003 \cdot \ln(P_2O_5/SiO_2)) - 0.294.$$

$$DF_2 = (-0.554 \cdot \ln(TiO_2/SiO_2)) + (-0.995 \cdot \ln(Al_2O_3/SiO_2)) + (1.765 \cdot \ln(Fe_2O_3_{общ.}/SiO_2)) + (-1.391 \cdot \ln(MnO/SiO_2)) + (-1.034 \cdot \ln(MgO/SiO_2)) + (0.225 \cdot \ln(CaO/SiO_2)) + (0.713 \cdot \ln(Na_2O/SiO_2)) + (0.330 \cdot \ln(K_2O/SiO_2)) + (0.637 \cdot \ln(P_2O_5/SiO_2)) - 3.631.$$

Усл. обозн. см. на рис. 3.

слабовыветрельные источники для этих пород (рис. 9). Петрографические и геохимические данные для песчаников иликтинской свиты свидетельствуют о низкой степени сортировки, слабой степени выветривания и небольшой дальности переноса обломочного материала, поступающего в область осадконакопления этих пород. Что касается сланцев, то для них характерны более высокие значения индекса CIA (66—73) и более низкие показатели ICV (0.95—1.1) по сравнению с песчаниками (см. рис. 9). Точки составов некоторых сланцев находятся в области слабовыветрельных пород, а часть — в переходной зоне между слабовыветрельными и интенсивно выветрельными породами на диаграмме ICV—CIA (см. рис. 9) [Safonova et al., 2022].

Петрографические и геохимические характеристики терригенных пород иликтинской свиты, а также данные по внутреннему строению зерен дегритового циркона свидетельствуют об их образовании за счет разрушения магматических и метаморфических пород главным образом кислого состава. Среди обломочной массы в изученных терригенных породах преобладают кварц и полевые шпаты, а обломки пород в проанализированных песчаниках в основном представлены гранитоидами и кварцитами, что указывает преимущественно на кислый состав пород в области источника сноса. Присутствие таких акцессорных минералов, как циркон, титанит, апатит, турмалин, также свидетельствует о преобладании кислых пород в области сноса. Кроме того, источники кислого состава подтверждаются и на основании анализа состава возможных источников сноса для пород иликтинской свиты, выполненного с использованием содержаний и отношений тех элементов, которые не коррелируются с содержанием  $Al_2O_3$ , т. е. не связаны с глинистой фракцией осадка в сланцах и могут отражать состав источника, а именно с помощью таких элементов, как редкие земли,  $Zr$ ,  $Hf$ ,  $Th$  (см. рис. 6). В частности, отмечается наличие отрицательной европиевой аномалии на спектрах распределения редкоземельных элементов всех пород свиты, что свидетельствует в пользу кислых магматических пород в области источника сноса (см. рис. 5). Расположение точек составов песчаников и сланцев на диаграмме  $La/Th$ — $Hf$  [Floyd, Liveridge, 1987] также указывает на их образование за счет разрушения пород кислого состава (рис. 10, а). Притом, несмотря на то, что песчаники относительно сланцев характеризуются преимущественно более высокими значениями отношений  $Zr/Sc$  (5.6—29.7 против 3.2—8.0) и  $Th/Sc$  (0.5—4.3 против 0.3—0.7), как песчаники, так и сланцы располагаются на диаграмме  $Th/Sc$ — $Zr/Sc$  [McLennan et al., 1993] вблизи точек состава магматических пород кислого состава и вдоль тренда, отражающего вариации состава источника (см. рис. 10, б).

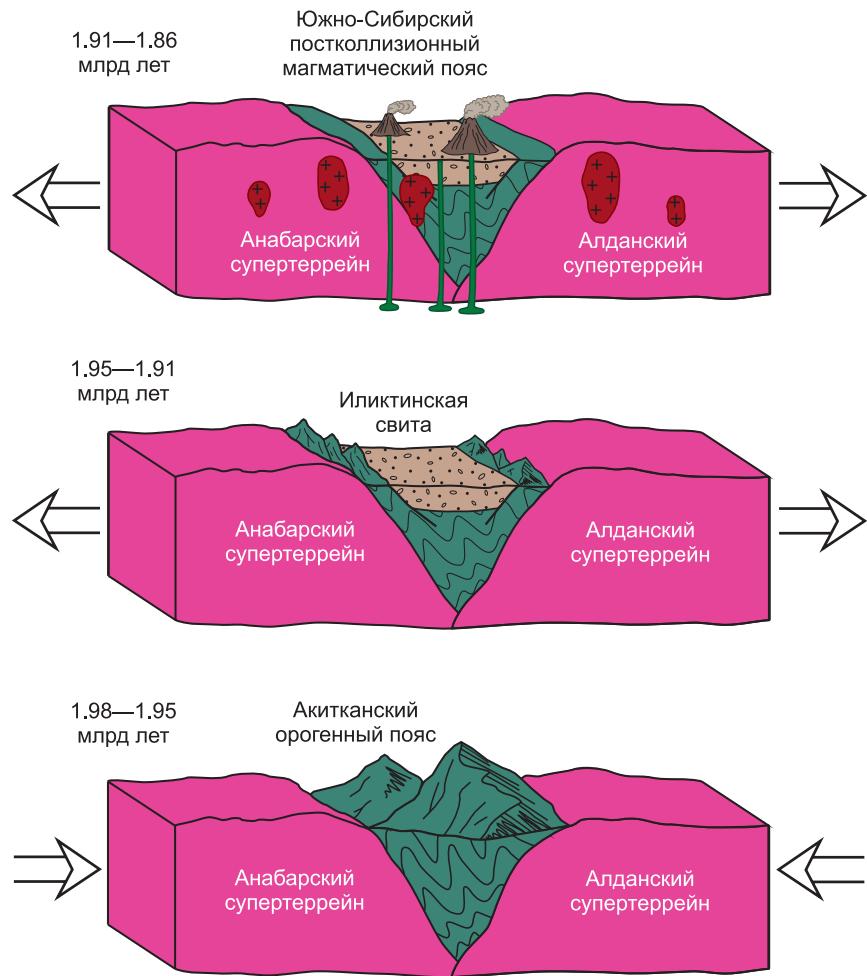


Рис. 12. Схема геодинамической эволюции Сарминского сегмента Акитканского орогенного пояса на временном интервале 1.86—1.98 млрд лет.

Для установления геодинамической обстановки осадконакопления терригенных пород иликтинской свиты была использована диаграмма в координатах  $DF_1—DF_2$  [Verma, Armstrong-Altrin, 2013] (рис. 11). На данной диаграмме большинство точек составов песчаников и сланцев попали в поля, характерные для пород, формирование которых имело место в условиях континентального рифта. Таким образом, полученные данные в совокупности с незрелым характером терригенных пород иликтинской свиты позволяют предполагать, что породы свиты могли накапливаться как молассоидные образования в бассейнах, связанных с процессами растяжения.

На основании всех проведенных исследований можно сделать вывод, что накопление терригенных пород иликтинской свиты сарминской серии могло происходить в период 1.91—1.95 млрд лет в пределах осадочных бассейнов, сформированных после завершения коллизионных событий и образования структуры Акитканского орогенного пояса, а собственно породы иликтинской свиты можно рассматривать как индикаторы проявления орогенных событий, которые отражают эволюцию Акитканского орогенного сооружения, сформированного в результате реализации коллизионных процессов на временном интервале 1.95—2.00 млрд лет после объединения Анабарского и Алданского супертеррейнов (рис. 12). Дальнейшая эволюция Акитканского орогена фиксируется внедрением гранитоидов возрастом около 1.91 млрд лет и магматических пород Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса возрастом 1.85—1.88 млрд лет (рис. 12). Обоснование геодинамической позиции и возраста пород иликтинской свиты в пределах Акитканского орогенного пояса позволило сделать вывод, что в пределах всех раннепротерозойских орогенных поясов Сибирского кратона (Ангарского, Акитканского и Пристанового) присутствуют терригенные толщи, сформированные после образования этих орогенных сооружений.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Верхняя часть иликтинской свиты сарминской серии Байкальского выступа фундамента Сибирской платформы сложена преимущественно песчаниками с редкими прослойями сланцев. Петрографические исследования позволили установить, что породы верхней части иликтинской свиты не были подвержены раннепротерозойскому региональному метаморфизму, а вторичные изменения в породах отражают в разной степени проявленную метаморфическую переработку, связанную с раннепалеозойскими коллизионными событиями.

2. Петрохимические и петрографические характеристики позволяют рассматривать изученные породы иликтинской свиты как полимиктовые и граувакковые песчаники, а также как граувакковые алевролиты и алевропелитовые аргиллиты. Содержания редких и редкоземельных элементов в терригенных породах иликтинской свиты указывают преимущественно на породы кислого состава как основной материал в области их источника, что подтверждается минеральным составом исследуемых пород, в том числе преобладанием гранитоидов и кварцитов среди обломков пород.

3. На основании сведений о возрасте регионального метаморфизма, проявившегося на изученной территории, а также с учетом возраста гранитоидов, прорывающих породы иликтинской свиты, время накопления терригенных пород иликтинской свиты можно оценить в диапазоне 1.91—1.95 млрд лет. Полученная информация по возрасту дегритовых цирконов из пород свиты не противоречит сделанным выводам, так как самые молодые зерна дегритового циркона в песчаниках иликтинской свиты обнаружили возраст 1955—1993 млн лет. Основными источниками дегритового материала для терригенных пород иликтинской свиты могли являться магматические и метаморфические породы Акитканского орогенного пояса при некотором добавлении материала из пород прилегающего к нему с востока Алданского супертеррейна.

4. Анализ геодинамических условий осадконакопления в совокупности с петрографическими и геохимическими характеристиками изученных пород позволяют заключить, что породы иликтинской свиты сарминской серии Байкальского выступа фундамента могли накапливаться как молассоидные образования в осадочных бассейнах, сформированных после образования раннепротерозойского Акитканского орогенного сооружения.

Авторы благодарны рецензентам за конструктивные замечания, позволившие улучшить качество статьи.

Геохронологические и геохимические исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00196 (<https://rscf.ru/project/23-17-00196/>), а геологические исследования — при поддержке гранта правительства Российской Федерации № 075-15-2022-1100. В работе использовалось оборудование ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН в рамках гранта № 075-15-2021-682.

## ЛИТЕРАТУРА

**Базарова Е.П.** Петрология и геохимия раннепротерозойских гранитов приморского комплекса: Автореф. дис.... к.г.-м.н. Иркутск, 2011, 24 с.

**Бибикова Е.В., Кориковский С.П., Кирнозова Т.И., Сумин Л.В., Аракелянц М.М., Федоровский В.С., Петрова З.И.** Определение возраста пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса изотопно-геохронологическими методами // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. М., Наука, 1987, с. 154—164.

**Галимова Т.Ф., Пермяков С.А., Бобровский В.Т., Пашкова А.Г., Бормоткина Л.А., Поваринцева С.А., Матвейчук А.А., Намолова М.М., Садриев В.М.** Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1: 1 000 000 (третье поколение). Лист N-48 (Иркутск). Объяснительная записка, 2006, 490 с.

**Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Ванг К.-Л., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М.** Оценка возраста отложений сарминской серии Западного Прибайкалья по результатам изотопного (LA-ICP-MS) датирования дегритовых цирконов // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. 2—5 июня 2015 г., Санкт-Петербург, ИГГД РАН. СПб, Sprinter, 2015, с. 62—64.

**Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М.** Феномен аномально быстрого накопления отложений удоканской серии и формирования уникального Удоканского медного месторождения (Алданский щит, Сибирский кратон) // Геодинамика и тектонофизика, 2020, т. 11, № 4, с. 664—671, <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-4-0498>.

**Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К.** Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника, 2008, № 1, с. 12—26.

**Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикова Е.В., Водовозов В.Ю., Хильтова В.Я., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Левицкий В.И., Травин А.В., Шевченко Д.О., Рассказов С.В.** Палеомагнетизм нижне-протерозойских гранитоидов шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона и геодинамические следствия // ДАН, 2003, т. 390, № 3, с. 368—373.

**Донская Т.В., Бибикова Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В., Резницкий Л.З.** Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (10), с. 1006—1016.

**Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М.** Петрогенезис раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология, 2005, т. 13, № 3, с. 253—279.

**Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Пресняков С.Л., Баянова Т.Б.** Палеопротерозойские гранитоиды чуйского и кутимского комплексов (юг Сибирского кратона): возраст, петрогенезис и геодинамическая природа // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (3), с. 371—389.

**Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Лепехина Е.Н.** Возраст и источники палеопротерозойских дометаморфических гранитоидов Голоустенского блока Сибирского кратона: геодинамические следствия // Петрология, 2016, т. 24, № 6, с. 587—606, <https://doi.org/10.1134/S0869591116050040>.

**Ефремова У.С., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Брянский Н.В.** Состав, U-Pb возраст дегритовых цирконов и источники вещества терригенных пород иликтинской свиты (Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2022а, вып. 20, с. 101—104.

**Ефремова У.С., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Иванов А.В., Брянский Н.В.** Оценка возраста дегритовых цирконов как инструмент в разделении сильно дислоцированных метаморфических толщ (на примере харгитуйской свиты Байкальского выступа фундамента Сибирской платформы) // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов. Материалы VIII Российской конференции по изотопной геохронологии (Санкт-Петербург, 7—10 июня 2022 г.). СПб, Картфабрика ВСЕГЕИ, 2022б, с. 52—54.

**Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Горюховский Б.М., Подковыров В.Н., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В.** Возраст и источники метапесчаников чинейской подсерии (Удоканская группа, Алданский щит): результаты U-Th-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) и Nd изотопных исследований // ДАН, 2018, т. 482, № 2, с. 177—180, <https://doi.org/10.31857/S086956520003184-5>.

**Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Ковач В.П., Саватенков В.М., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Плоткина Ю.В.** Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовых областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология, 2004, т. 12, № 1, с. 46—67.

**Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А.** Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования, тектоническое положение // ДАН, 2003, т. 392, № 7, с. 963—967.

**Мотова З.Л., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Демонтерова Е.И.** Геохимия и источники сноса раннепротерозойских терригенных пород Урикско-Ийского грабена (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2022, т. 63 (1), с. 39—54.

**Неелов А.Н.** Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л., Наука, 1980, 100 с., <https://doi.org/10.2113/RGG20204254>.

**Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю.** Анорогенная природа магматизма в Северо-Байкальском вулканическом поясе: геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) данные // Петрология, 1998, т. 6, № 2, с. 139—164.

**Розен О.М.** Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника, 2003, № 3, с. 3—21.

**Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Шумилова Т.Г., Иванов А.В., Данилов Б.С., Базарова Е.П.** Эпигенетическая графитизация в фундаменте Сибирского кратона — свидетельство миграции обогащенных углеводородами флюидов в палеопротерозое // ДАН, 2019, т. 486, № 2, с. 217—222, <https://doi.org/10.1134/S1028334X19050155>.

**Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Беляцкий Б.В., Яковлева С.З., Морозова И.М., Бережная Н.Г., Загорная Н.Ю.** U-Pb возраст гранитоидов зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1997, т. 5, № 2, с. 3—12.

**Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Основы литохимии. СПб, Наука, 2000, 497 с.

**Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C.** Improved  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  microprobe geochronology by the

monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chem. Geol.*, 2004, v. 205 (1–2), p. 115–140, doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.01.003.

**Cox R., Lowe D.R.** A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover // *J. Sediment. Res.*, 1995, v. A65 (1), p. 1–12.

**Donskaya T.V.** Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // *Precambrian Res.*, 2020, v. 348 (1), 105869, doi: 10.1016/j.precamres.2020.105869.

**Donskaya T.V., Gladkochub D.P.** Post-collisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the southern Siberian Craton: An overview // *Precambrian Res.*, 2021, v. 367 (3), 106447, doi: 10.1016/j.precamres.2021.106447.

**Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Poller U., Mazukabzov A.M., Bayanova T.B.** Discovery of Archaean crust within the Akitkan orogenic belt of the Siberian craton: New insight into its architecture and history // *Precambrian Res.*, 2009, v. 170 (1–2), p. 61–72, doi: 10.1016/j.precamres.2008.12.003.

**Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demeterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J.** Pre-collisional (>0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (Southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.*, 2017, v. 42, p. 243–263, doi: 10.1016/j.gr.2016.10.016.

**Floyd P.A., Leveridge B.E.** Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // *J. Geol. Soc. London*, 1987, v. 144 (4), p. 531–542, doi: 10.1144/gsjgs.144.4.0531.

**Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Natapov L.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Sklyarov E.V.** Siberian craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // *Episodes*, 2006, v. 29 (3), p. 169–174, doi: 10.18814/epiugs/2006/v29i3/002.

**Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Donskaya T.V., Motova Z.L., Vanin V.A.** Precambrian sedimentation in the Urik–Iya Graben, southern Siberian craton: Main stages and tectonic settings // *Geotectonics*, 2014, v. 48, p. 359–370, doi: 10.1134/S0016852114050033.

**Herron M.M.** Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sediment. Res.*, 1988, v. 58 (5), p. 820–829, doi: 10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D.

**Ludwig K.R.** User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Center. Spec. Publ. 5, 2012, 75 p.

**McLennan S.M., Hemming, S., McDaniel D.K., Hanson G.N.** Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments* / Eds. M.J. Johnson, A. Basu. GSA Spec. Pap., 1993, v. 284, p. 21–40, doi: 10.1130/SPE284-p21.

**Nesbitt H.W., Young G.M.** Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*, 1982, v. 299, p. 715–717, doi: 10.1038/299715a0.

**Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P.** Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // *Spectrochim. Acta, Part B*, 2003, v. 58 (2), p. 341–350, doi: 10.1016/S0584-8547(02)00151-9.

**Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Herdt J.** Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // *J. Anal. At. Spectrom.*, 2011, v. 26, p. 2508–2518, doi: 10.1039/c1ja10172b.

**Poller U., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Todt W.** Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Palaeoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precambrian Res.*, 2005, v. 136 (3–4), p. 353–368, doi: 10.1016/j.precamres.2004.12.003.

**Powerman V.I., Buyantuev M.D., Ivanov A.V.** A review of detrital zircon data treatment, and launch of a new tool 'Dezirteer' along with the suggested universal workflow // *Chem. Geol.*, 2021, v. 583 (S02), 120437, doi: 10.1016/j.chemgeo.2021.120437.

**Priyatrina N.S., Ernst R.E., Khudoley A.K.** A preliminary reassessment of the Siberian cratonic basement with new U-Pb-Hf detrital zircon data // *Precambrian Res.*, 2020, v. 340 (10), 105645, doi: 10.1016/j.precamres.2020.105645.

**Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D.** Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian Craton: a preliminary assessment // *Archean Crustal Evolution* / Ed. K.C. Condie. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 411–459.

**Safonova I., Perfilova A., Savinskiy I., Kotler P., Sun M., Wang B.** Sandstones of the Itmurundy accretionary complex, central Kazakhstan, as archives of arc magmatism and subduction erosion: Evidence from U-Pb zircon ages, geochemistry and Hf-Nd isotopes // *Gondwana Res.*, 2022, v. 111, p. 35–52, doi: 10.1016/j.gr.2022.06.018.

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

**Smelov A.P., Timofeev V.F.** The age of the North Asian Cratonic basement: An overview // *Gondwana Res.*, 2007, v. 12, p. 279—288, doi: 10.1016/j.gr.2006.10.017.

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

**Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S.** New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // *Chem. Geol.*, 2013, v. 355, p. 117—133, doi: 10.1016/j.chemgeo.2013.07.014.

**Wakita H., Rey P., Schmitt R.A.** Abundances of the 14 rare-earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: Five igneous and one breccia rocks and four soils // *Proc. 2nd Lunar Sci Conf.* Oxford, Pergamon Press, 1971, p. 1319—1329.

**Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W.** Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostand. Newslett.*, 1995, v. 19 (1), p. 1—23, doi: 10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x.