

УДК 551.733.1:571.5(549+552)

ВОЗРАСТ ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА И СОСТАВ КЕМБРИЙСКО-ОРДОВИКСКИХ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ Р. ВИЛЮЙ (ЮГ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

© 2025 г. А. В. Зайцев^{a,*}, К. А. Докукина^{a,**}, И. А. Бакшеев^{b,***}

¹Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия

²Геологический факультет Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова,
Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

*e-mail: a.v.zaitsev@bk.ru

**e-mail: dokukina@mail.ru

***e-mail: ivan.baksheev@gmail.com

Поступила в редакцию 21.08.2024 г.

После доработки 22.10.2024 г.

Принята к публикации 14.01.2025 г.

Приводятся результаты литологического и минералогического исследования терригенно-карбонатных отложений верхнего кембрия и нижнего ордовика среднего течения р. Вилюй (юг Сибирской платформы). Изучение состава детритного циркона, граната, турмалина и хромшпинелидов в пробе из холмолохской свиты верхнего кембрия и двух проб из балыктахской свиты (верхний кембрий – нижний ордовик) позволило установить, что источниками изученных минералов являлись преимущественно докембрийские породы фундамента Сибирского кратона: магматические и метаморфические породы среднего и кислого состава, метаосадки амфиболитовой фации и гранулит-амфиболитовые комплексы мафит-ультрамафитового состава. Результаты U-Th-Pb датирования циркона из холмолохской и балыктахской свит среднего течения р. Вилюй показали заметное различие в источниках сноса терригенного материала в позднекембрийское и в ордовикское время. В пробе из холмолохской свиты верхнего кембрия циркон представлен более молодой популяцией, для нее характерно преобладание неопротерозойских значений возраста (пиковые значения 550 и 845 млн лет). Это указывает, что основным источником сноса в позднекембрийское время являлись породы неопротерозойских террейнов южного обрамления Сибирской платформы. Для раннеордовикских пород балыктахской свиты основной (~70%) популяцией являются зерна циркона палеопротерозойского (1880–1890 млн лет) возраста. Наиболее вероятным источником материала для территории Вилюйской синеклизы в раннем ордовике являлся выступ архей-палеопротерозойского фундамента, располагающийся в центральной части Сибирской платформы и представлявший собой размываемую сушу на протяжении всего ордовика. Почти полное отсутствие более молодого циркона (~500–900 млн лет) в отложениях балыктахской свиты свидетельствует о слабом влиянии источника сноса, располагавшегося в ордовикское время на юго-восточной окраине Сибирской платформы.

Ключевые слова: верхний кембрий, нижний ордовик, Сибирская платформа, Вилюйская синеклиза, геохронология, циркон, гранат, турмалин, шпинель

DOI: 10.31857/S0024497X25030047, EDN: IAQMZT

В позднекембрийское и ордовикское время территория Сибирской платформы представляла собой мелководный эпиконтинентальный морской бассейн, с юга и востока ограниченный сушей. Его связь с открытым морем осуществлялась в северной и западной частях платформы

[Каныгин и др., 2007; Сухов, 2016]. В позднем кембрии практически вся территория Сибирской платформы была покрыта мелководным морем [Сухов, 2016]. В ордовикское время внутри бассейна существовал ряд крупных поднятий, представлявших собой низкую размываемую сушу

[Каныгин и др., 2007]. В развитии ордовикского палеобассейна выделяется два крупных этапа: 1) раннеордовикский (включающий и средний ордовик) и 2) позднеордовикский. Раннеордовикский этап в целом наследует общие черты позднекембрийского бассейна. Для него характерны мелководные обстановки седиментации и терригенно-карбонатные отложения. По характеру седиментации ордовикские отложения Сибирской платформы подразделяются на ряд структурно-фациальных зон (СФЗ [Каныгин и др., 2007]). Рассматриваемый район относится к Вилюйской СФЗ, граничащей с Мархинско-Моркокинской СФЗ, которые имеют сходный литологический состав нижнеордовикских отложений.

Породы верхнего кембрия и нижнего ордовика в Вилюйской СФЗ представлены преимущественно доломитами. Уровни обогащения терригенным материалом в верхах нижнего ордовика фиксируются во многих разрезах Сибирской платформы, они имеют разную степень выраженности и, вероятно, связаны с последствиями проявления салаирской фазы складчатости на Сибирской платформе [Государственная..., 2001]. В других регионах к этому же (или близкому) стратиграфическому уровню приурочены перерывы, имеющие региональное и межрегиональное распространение [Зайцев, Барабошкин, 2006]. В частности, крупные перерывы в нижнем ордовике фиксируются в Прибалтике [Дронов, 1999; Зайцев, Барабошкин, 2006], Скандинавии [Nielsen, 1995], юго-восточной Польше [Trela, 2004], восточной Авалонии [Vanguetaine, Servais, 2002], США [Franseen et al., 2004] и др. В связи с ограниченностью применения биостратиграфического [Каныгин и др., 2007; Михайлов, Тесаков, 1972; Сухов, 2016; Тесаков и др., 1975] и хемотратиграфического [Покровский и др., 2018, 2022] методов для стратиграфического расчленения нижнего ордовика Сибирской платформы (рис. 1д) эти уровни можно рассматривать в качестве вспомогательных стратиграфических маркеров.

В центральной и южной частях Сибирской платформы нижнепалеозойские отложения часто залегают на значительных глубинах и мало обнажены на поверхности [Бергер и др., 2014; Геологическая..., 1960; Геологическая..., 1964; Государственная..., 2001; Каныгин и др., 2007; Люфанов, 1958; Тесаков и др., 1975]. Имеющиеся палеогеографические реконструкции в основном базируются на результатах литолого-фациальных построений, полученных на основе изучения керн ряда скважин [Каныгин и др., 2007; Сухов, 2016].

В настоящее время появилось множество работ, посвященных изучению детритных минералов из разновозрастных осадочных образований юга Сибирской платформы [Кочнев, Прошенкин, 2013; Летникова и др., 2013; Gladkochub et al., 2013, 2022; Glorie et al., 2014; Koreshkova et al., 2009; Kröner et al., 2015; Motova et al., 2024; Sal'nikova et al., 2007; Turkina et al., 2010 и др.], которые показали их высокий потенциал для геодинамических и палеогеографических реконструкций. Однако в большинстве своем эти публикации посвящены вопросам тектонической эволюции и геодинамики Сибирской платформы и Центрально-Азиатского складчатого пояса в докембрии—раннем фанерозое и почти не касаются проблем палеогеографии.

Целью настоящей статьи является уточнение палеогеографических обстановок и выявление источников терригенного материала для южной части Сибирской платформы в позднекембрийское и раннеордовикское время по результатам изучения минералов тяжелой фракции (циркон, гранат, турмалин, шпинелиды) и U-Th-Pb изотопного датирования детритного циркона.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Сибирская платформа (см. рис. 1а) имеет площадь около 4×10^6 км². Значительная ее часть перекрыта осадочным чехлом. С севера и востока платформа обрамлена фанерозойскими Таймырским и Верхоянским складчатыми поясами, а с запада и юга — Центрально-Азиатским и Монголо-Охотским орогенными поясами [Розен, 2003; Розен и др., 2006; Федоровский и др., 1995; Эволюция..., 2006; Gladkochub et al., 2013, 2022]. В строении фундамента платформы выделяется ряд крупных преимущественно архейских террейнов различного состава, разделенных сутурными зонами и протерозойскими складчатыми поясами. Породы фундамента здесь перекрываются рифейско-фанерозойским осадочным чехлом, сложным разнообразными терригенными, и карбонатными морскими отложениями [Каныгин и др., 2007; Мельников и др., 2005; Михайлов, Тесаков, 1972; Сухов, 2016; Тесаков и др., 1975].

Складчатое обрамление юга Сибирской платформы представляет собой коллаж террейнов разной геодинамической природы, сформированный в результате аккреционно-коллизонных процессов в краевой части Палеоазиатского океана [Fedorovsky et al., 2005] и протягиваются с северо-востока на юго-запад в виде зональных метаморфических комплексов с

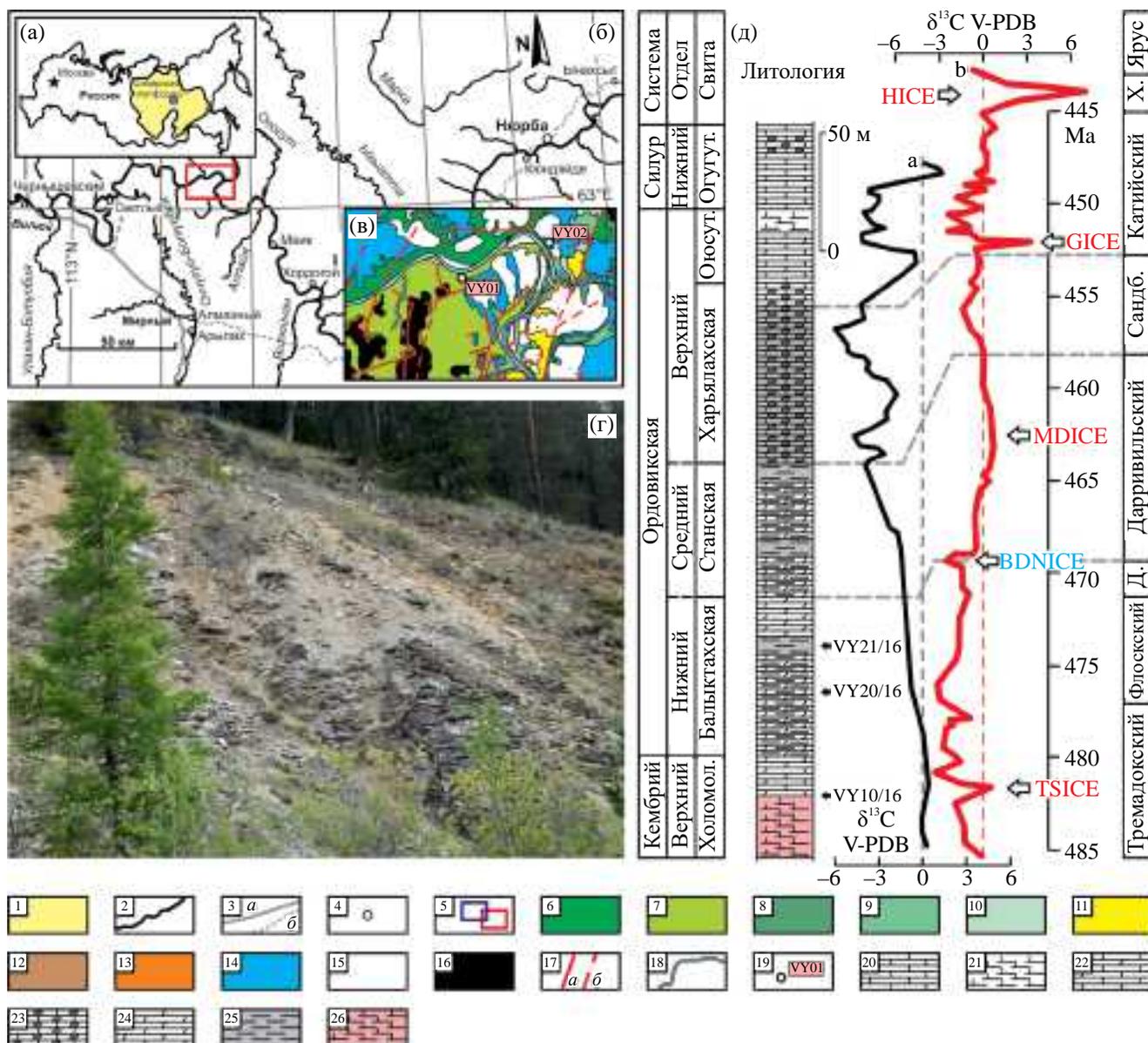


Рис. 1. Схематическая карта России с границей Сибирской платформы (а) и схема среднего течения р. Вилюй (б); упрощенная геологическая карта изученного района по [Геологическая ..., 1960; Геологическая ..., 1964; Михайлов, Тесаков, 1972; Государственная ..., 2001] (в); обнажение средней части балыктахской свиты на левом берегу р. Вилюй, в 4–5 км выше устья р. Куранах (г); сводная стратиграфическая колонка нижнепалеозойских отложений среднего течения р. Вилюй (по [Покровский и др., 2022] с изменениями) и их корреляция с местной (черная линия, по [Покровский и др., 2022]) и глобальной (красная линия, по [Geologic ..., 2020]) углеродно-изотопными кривыми (д). Положительные (красный цвет) и отрицательные (голубой цвет) глобальные углеродно-изотопные экскурсы: тремадокский (TSICE); ниже-среднеордовикский (дапинский) отрицательный экскурс (BDNICE); среднедарривильский (MDICE); гуттенбергский (GICE); хирнантский (NICE).
 а, б – схемы: 1 – территория Сибирской платформы, 2 – крупные реки, 3 – дороги: главные (а) и местного значения (б), 4 – населенные пункты, 5 – границы изученного района; в – геологическая карта: 6 – нижний-средний кембрий, 7 – верхний кембрий – нижний ордовик, 8 – нижний ордовик, 9 – средний-верхний ордовик, 10 – верхний ордовик, оюсутская свита, 11 – нижний силур, 12 – верхний девон, 13 – верхняя пермь, 14 – нижняя юра, 15 – четвертичные отложения, 16 – траппы, 17 – разрывные нарушения: достоверные (а) и предполагаемые (б), 18 – акватории (реки), 19 – номер и место расположения обнажения: VY01 – холомолохская свита, VY02 – балыктахская свита; д – литология: 20 – известняки, 21 – глинистые известняки и мергели, 22 – доломитистые известняки, 23 – чередование доломитов, гипса, известняков, мергелей и глин, 24 – доломиты, 25 – глины и алевролиты, 26 – серые, красноватые, глинистые и песчаные доломиты холомолохской свиты.

раннепалеозойским возрастом метаморфизма [Макрыгина и др., 2007].

Нижнепалеозойские отложения в Вилюйской и Мархинско-Моркокинской СФЗ вскрыты локально в серии обнажений в среднем течении рр. Вилюй, Ыгыатта и Моркока, в верхнем и среднем течении р. Марха, а также их притоках (см. рис. 1б). На остальной части территории они перекрыты более молодыми отложениями [Бергер и др., 2014; Геологическая..., 1960; Геологическая..., 1964; Каныгин и др., 2007; Люфанов, 1958; Тесаков и др., 1975].

Рассматриваемый район расположен на северо-западном краю Вилюйской синеклизы и граничит с Непско-Ботуобинской антеклизой на западе и Сюгджерской седловиной севернее [Государственная..., 2001]. Фундамент имеет архейско-палеопротерозойский возраст от >3.5 до 1.8 млрд лет. На метаморфических породах фундамента залегают позднепротерозойские, палеозойские и мезо-кайнозойские отложения чехла, достигающие мощности 3500 м. В структуре чехла выделяются венд-нижнепалеозойский, среднепалеозойский, верхнепалеозойский и мезозойский структурные ярусы, разделенные угловыми или географическими несогласиями [Государственная..., 2001; Розен, 2003; Розен и др., 2006]. В структурном плане (см. рис. 1в) породы венд-нижнепалеозойского яруса представляют собой пологую моноклираль, погружающуюся в юго-восточном направлении и состоящую из ряда наклонных тектонических блоков, разделенных субпараллельными разломами [Государственная..., 2001].

Породы холмолохской свиты изучены на правом берегу р. Вилюй, в 2 км ниже устья р. Холмолох-Юрях (см. рис. 1в). Ассоциация пород представлена зеленовато-серыми, в разной степени доломитистыми известняками и доломитами с примесью кварца (рис. 2а–2в), оолитовыми грейнстоунами, плоскогалечными известковыми и доломитовыми конгломератами, а также пестроцветными песчаными доломитами с стяжениями сульфидов и трещинами усыхания [Покровский и др., 2022].

Балыктахская свита охватывает интервал от верхнего кембрия до низов ордовика [Каныгин и др., 2007; Тесаков и др., 1975]. Нами изучен фрагмент средней части свиты, мощностью 35–40 м, расположенный на левом берегу р. Вилюй, в 4–5 км выше устья р. Куранах (см. рис. 1в). Видимая часть разреза представлена розовато-зеленовато-серыми доломитистыми известняками с

примесью кварца (см. рис. 2г–2е), в верхней части обнажения переходящими в чередование желтовато-серых песчаных доломитов (см. рис. 2ж–2и) и ржаво-буро-охристых слабосцементированных мелко-тонкозернистых песчаников и алевролитов [Покровский и др., 2022].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Всего в ходе полевых работ, проведенных в 2016 г., отобрано 109 проб пород объемом 0.2–1 кг. Изучение литологического состава пород и анализ песчаной фракции выполнены методами оптической микроскопии в шлифах при помощи поляризационного микроскопа Carl Zeiss AxioLab (Геологический институт РАН) и методом рентгеновской дифрактометрии препаратов порошка в лаборатории рентгенофазового анализа кафедры нефтегазовой седиментологии и морской геологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (дифрактометр Rigaku MiniFlex 600).

При подсчете обломочных компонентов в шлифах использована методика, предложенная [Dickinson, Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983]. Проведен отдельный подсчет таких категорий зерен, как: монокристаллический кварц (Qm), монокристаллические зерна полевых шпатов (F), поликристаллический кварц, включающий зерна кварцита (Qt), поликристаллические литические фрагменты (или обломки пород) разного состава и происхождения (Lt). Для определения состава песчаной терригенной примеси использована классификационная диаграмма Р.Л. Фолка [Folk, 1980]. Минеральный состав тяжелой фракции детально исследован в 3 пробах карбонатных пород, содержащих максимальное количество песчаной терригенной примеси (холмолохская свита, верхний кембрий – 1 проба, балыктахская свита, верхний кембрий–нижний ордовик – 2 пробы). Тяжелая фракция выделялась стандартными методами [Крашенинников и др., 1988]. Монофракции тяжелых минералов отбирались вручную под бинокулярным микроскопом в лаборатории геологии складчатых поясов ГИН РАН.

Составы граната и турмалина получены на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6480, оборудованном энергодисперсионной приставкой Inca Energy-350 (ускоряющее напряжение 20 кВ, сила тока ~2 нА, диаметр пучка электронов 3 мкм) в Лаборатории локальных методов исследования на кафедре петрологии и вулканологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, аналитик Е.В. Гусева.

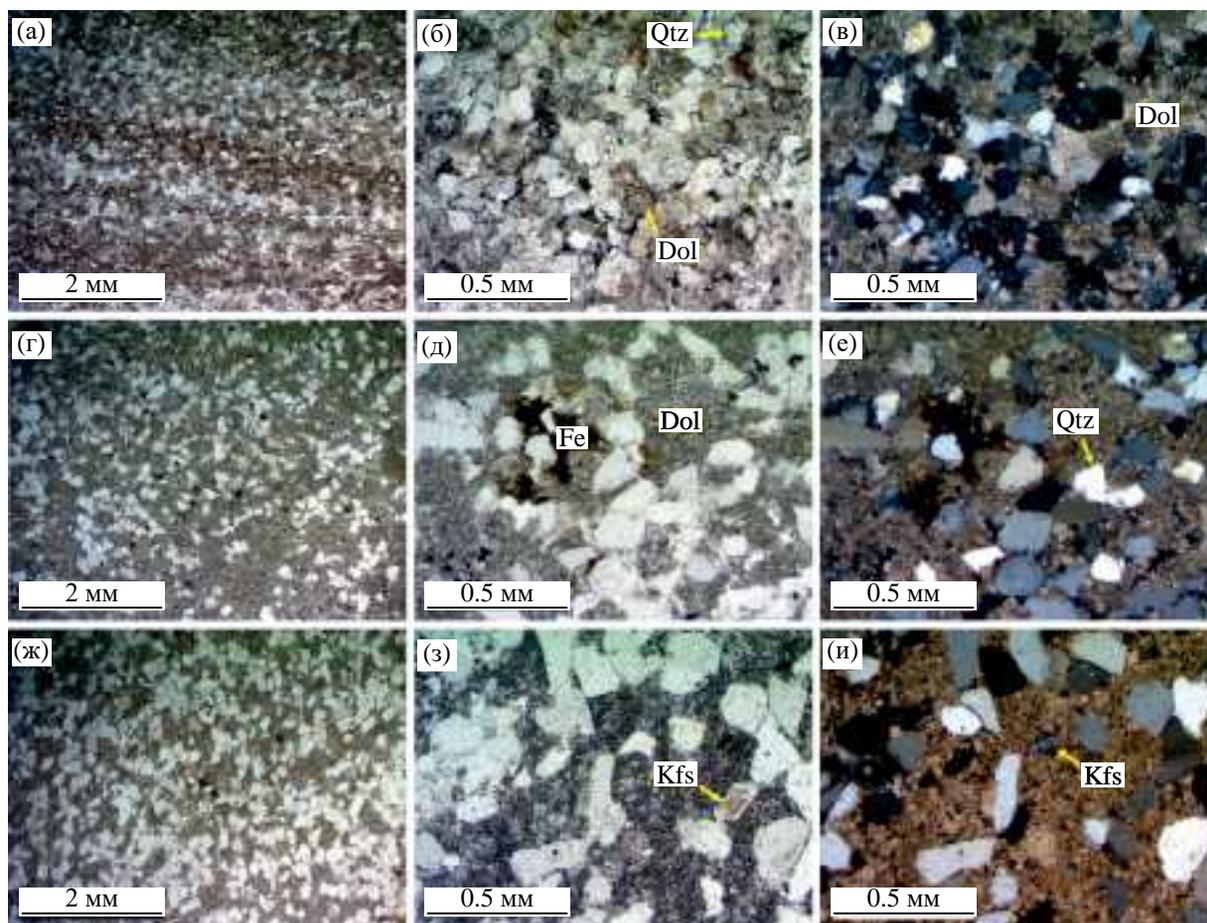


Рис. 2. Микрофотографии песчанистых доломитов холомолохской (а–в) и балыктахской (г–и) свит в параллельных (а, б, г, д, ж, з) и скрещенных (в, е, и) николях поляризационного микроскопа. Основные минеральные компоненты: Dol – доломит, Qtz – кварц, Kfs – калиевый полевой шпат, Fe – оксиды и гидроксиды железа. Здесь и далее индексы минералов приведены по [Whitney, Evans, 2010].

Погрешность измерения составила 1.5–5%. Полуколичественный анализ минералов тяжелой фракции производился на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) TESCAN Vega3, оснащенный полупроводниковым детектором рентгеновского излучения ULTIM MAX 40 (Oxford Instruments), в Геологическом институте РАН (г. Москва), аналитик Н.В. Горькова.

U-Th-Pb изотопное датирование циркона методом LA-ICP-MS выполнено в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН. Для лазерного отбора пробы использовалась система лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Ind.), совмещенная с магнито-секторным ICP масс-спектрометром повышенного разрешения Element2 (Thermo Scientific Inc.). Калибровка производилась по внешнему стандарту с использованием циркона GJ-1. Непосредственно перед измерением шашки с цирконами промывались в ультразвуковой ванне

в 5%-ном растворе HNO_3 , затем споласкивались в дистиллированной воде и сушились на воздухе. Перенос испаренного лазером вещества осуществлялся потоком гелия с последующим подмешиванием к нему аргона. Для снижения уровня газового фона и повышения стабильности аналитического сигнала применялась тонкая фильтрация и перемешивание газовых потоков [Jackson et al., 2004]. Качество анализа оценивалось путем одновременного измерения неизвестных образцов и контрольных стандартов циркона 91500 [Wiedenbeck et al., 1995] и Plesovice [Sláma et al., 2008]. Для этих контрольных стандартов в ходе исследований были получены средневзвешенные конкордантные оценки возраста (2σ), которые хорошо согласуются с данными ID-TIMS [Sláma et al., 2008; Wiedenbeck et al., 1995]. При построении гистограмм и кривых относительной вероятности возрастов принимались во внимание

только конкордантные ($D < \pm 10\%$) оценки возраста [Романюк и др., 2018].

В статье использована стратиграфическая шкала докембрия по [Geologic..., 2020]. Местные стратиграфические подразделения приведены согласно работам [Каныгин и др., 2007; Михайлов, Тесаков, 1972; Сухов, 2016; Тесаков и др., 1975].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Петрографическая характеристика обломочного материала

Терригенный обломочный материал в исследованных пробах содержится в количестве 40–70%, имеет равномернозернистую мелкозернистую структуру с примесью среднезернистого материала (до 5–10%). Основным минералом является кварц, который в холомолохской свите (проба VY10/16) составляет около 55%, а в двух пробах из балыктахской свиты (VY20/16 и VY21/16) – 87%. Также присутствуют полевые шпаты – 19% в пробе VY10/16 и 7% и 9% в пробах VY20/16 и VY21/16, представленные преимущественно калиевыми полевыми шпатами (см. рис. 2з, 2и) и единичными плагиоклазами. Обломки полевых шпатов в целом слабоокатанные, в отдельных зернах калиевых полевых шпатов видна отчетливая “микрорелиефовая” решетка (см. рис. 2а–2в). Также нередко агрегаты карбоната (кальцит и доломит) с оксидами железа и окатанные фрагменты метаморфических пород (сланцы). По своему составу терригенная песчаная примесь в пробах из балыктахской свиты отвечает субаркозу–сублитарениту в классификации [Folk, 1980]. Проба из холомолохской свиты имеет состав полевошпатового литаренита (рис. 3а).

Минеральный состав тяжелой фракции

В составе тяжелой фракции встречаются как аллотигенные (или обломочные), так и аутигенные минеральные компоненты. Отмечается незначительная примесь аутигенных минералов легкой фракции.

В породах холомолохской свиты (проба VY10/16) тяжелые минералы представлены гранатом, турмалином, цирконом, рутилом, ильменитом, хромистой шпинелью и апатитом. Зерна, как правило, хорошо окатаны и имеют размер от 0.05 до 0.2 мм. Характерен кварц “волосатик” (метаморфогенный кварц с иголками рутила). Аутигенные образования представлены изометричными угловатыми сростками кварца, доломита и кальцита. Их размер обычно составляет 0.07–0.1 мм.

В пробах из балыктахской свиты (VY20/16 и VY21/16) минеральный состав тяжелой фракции несколько отличается. В пробе из нижней части свиты (VY20/16) она состоит из граната, турмалина, циркона, апатита, ильменита. В отличие от холомолохской свиты здесь присутствуют также титанит и эпидот. Для пробы характерны зерна апатита с включениями альбита, пирита и рутила. Хорошо окатанные округлые или удлинённые зерна минералов имеют средний размер 0.1–0.15 мм. Аутигенные образования представлены угловатым агрегатом (срастанием) доломита, гидроксидов железа и пирита, размером 0.05–0.15 мм.

Проба из верхней части балыктахской свиты (VY21/16) характеризуется более бедным составом тяжелой фракции, включающей гранат, турмалин, циркон, эпидот и апатит (нередко с включениями пирита). Зерна часто удлинённые, средне-хорошо окатаны, имеют размер 0.07–0.3 мм. Аутигенные образования имеют вид угловатых удлинённых зерен, сложенных агрегатом доломита, гидроксидов железа, кварца и пирита, размером 0.1–0.35 мм.

Гранат

Во всех пробах гранат представлен преимущественно незональными средне-хорошо окатанными зернами, размером от 0.05 до 0.2 мм. Зерна граната удлинённые, в разной степени трещиноватые. Наиболее трещиноватые зерна характерны для пробы VY10/16 (холмомолохская свита, рис. 4а–4д). Гранат представлен преимущественно плохо-средне окатанными незональными изометричными зернами, размером от 0.05 до 0.2 мм. Многие зерна имеют каймы нарастания, сложенные кальцитом и доломитом (см. рис. 4а).

Зерна граната из двух проб, отобранных из средней части балыктахской свиты, более окатанные, чем в холмомолохской свите. В нижней пробе (VY20/16) это средне-хорошо окатанные незональные изометричные (частично трещиноватые) зерна, размером от 0.05 до 0.15 мм (см. рис. 4е–4и). В пробе VY21/16 гранат представлен средне-хорошо окатанными незональными или слабозональными (см. рис. 4к) округлыми и удлинённо-округлыми (не трещиноватыми) зернами, размером от 0.05 до 0.2 мм (см. рис. 4к–4м).

По содержанию основных минералов составы граната отчетливо разделяются на 4 группы (табл. 1, рис. 5).

Гранат группы I с включениями циркона, кварца, рутила и ильменита характеризуется

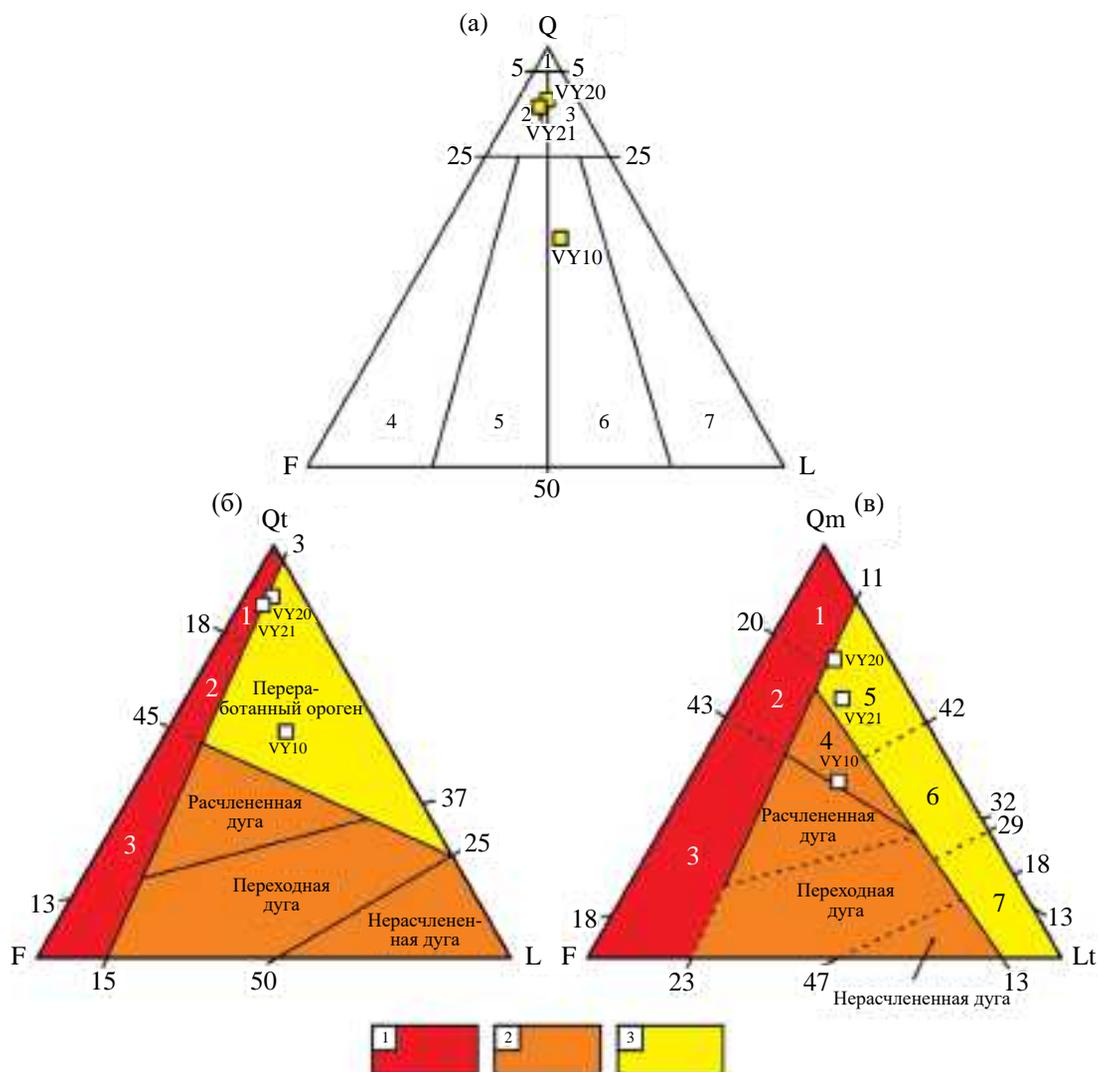


Рис. 3. Минеральный состав терригенной песчаной примеси изученных образцов на классификационных диаграммах. а – соотношение содержания кварца (Q), полевых шпатов (F) и обломков пород (L), по [Folk, 1980]: 1 – кварцарениты, 2 – субаркозы, 3 – сублитарениты, 4 – аркозы, 5 – литаркозы, 6 – полевошпатовые литарениты, 7 – литарениты; б – соотношение содержания поликристаллического кварца, включая кварциты (Qt), полевых шпатов (F) и обломков пород (L), по [Dickinson, Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983]; в – соотношение монокристаллического кварца (Qm), полевых шпатов (F) и обломков переработанных пород (Lt), по [Dickinson, Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983]. 1–3 – происхождение обломочного материала: 1 – континентальный блок, 2 – вулканическая дуга, 3 – переработанный ороген.

Цифрами (на рисунке) обозначены типы источников сноса: 1 – внутрикратонный, 2 – окраинных морей, 3 – поднятия фундамента, 4 – смешанный, 5 – кварцевый переработанный, 6 – переходный переработанный, 7 – литический переработанный.

достаточно высоким содержанием альмандинового (Alm) и пиропового (Prp) компонентов, более 50 и 20 мол. % соответственно (см. табл. 1, рис. 5).

Железистый гранат группы II характеризуется высоким содержанием альмандинового минала (>65 мол. %) при невысоком содержании пиропы (<20 мол. %); кроме того, в большинстве составов повышено содержание спессартинового минала (0.37–8.8 мол. %, среднее 3.6 мол. %, N = 14).

Гранат группы III заметно обогащен гроссуляровым компонентом (Grs >10%), при высоком содержании альмандинового минала (Alm 40–69 мол. %) и широких вариациях концентрации Mg (Prp 3.8–38 мол. %). В нем содержатся включения циркона, кварца, рутила, ильменита, амфибола, биотита, фосфатов редких земель. Зерна граната группы III по содержанию пиропового компонента можно разделить на две подгруппы: гранат IIIa с Prp >10 мол. % и гранат IIIb с Prp <10 мол. %.

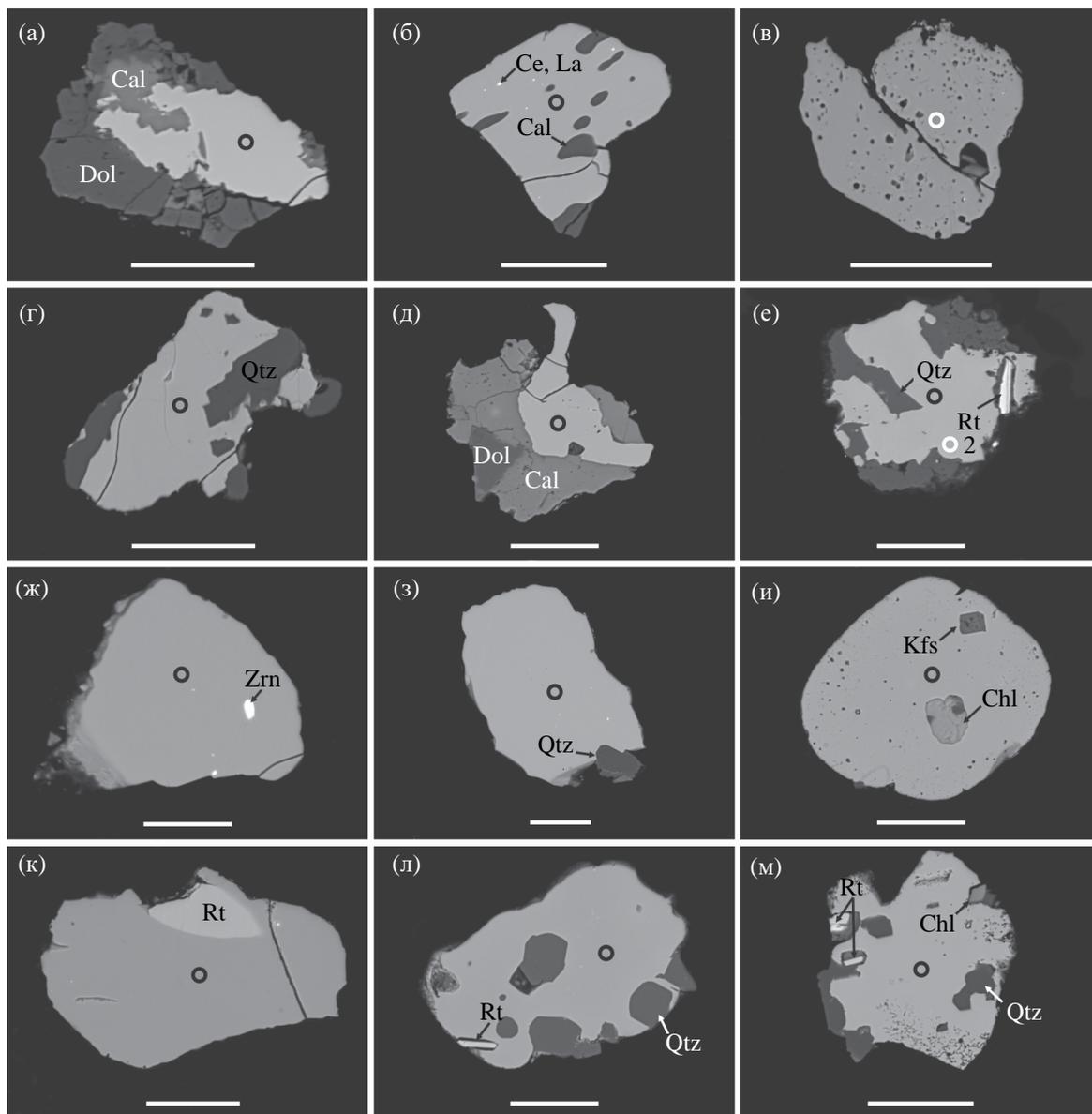


Рис. 4. Изображения в обратно рассеянных электронах основных морфологических типов зерен граната из холомолохской (а–д) и балыктахской (е–м) свит.

а – гранат с каймой кальцита и доломита, б–д – трещиноватые зерна, е–и – среднеокатанные незональные, слабобрещиноватые зерна, к–м – средне-хорошоокатанные незональные или слабозональные округлые и удлиненно-округлые, нетрещиноватые зерна.

Минеральные включения: Dol – доломит, Cal – кальцит, Qtz – кварц, Ce, La – фосфаты Ce и La, Rt – рутил, Zrn – циркон, Kfs – калиевый полевой шпат, Chl – хлорит.

Черные и белые кружки показывают место проведения анализа на сканирующем электронном микроскопе (диаметр пятна 3 мкм). Масштабная линейка – 50 мкм.

Гранат группы IV характеризуется высоким (см. табл. 1) содержанием Mn (Sps >10 мол. %) и содержит включения кварца, хлорита, пирротина, ильменита, эпидота, галенита, циркона, кальцита.

Гранаты указанных групп присутствуют во всех пробах (см. табл. 1, рис. 5г). В пробе VY10/16 преобладает гранат подгруппы IIIa, а гранаты

групп I, II и подгруппы IIIb распределены примерно равномерно. При этом, гранаты групп I и III представлены наиболее трещиноватыми и плохо окатанными зернами, для них характерно замещение карбонатами. Гранат группы IV здесь наименее распространен. Проба VY20/16 примерно в равном количестве содержит гранат групп II, III и IV, с незначительной примесью граната

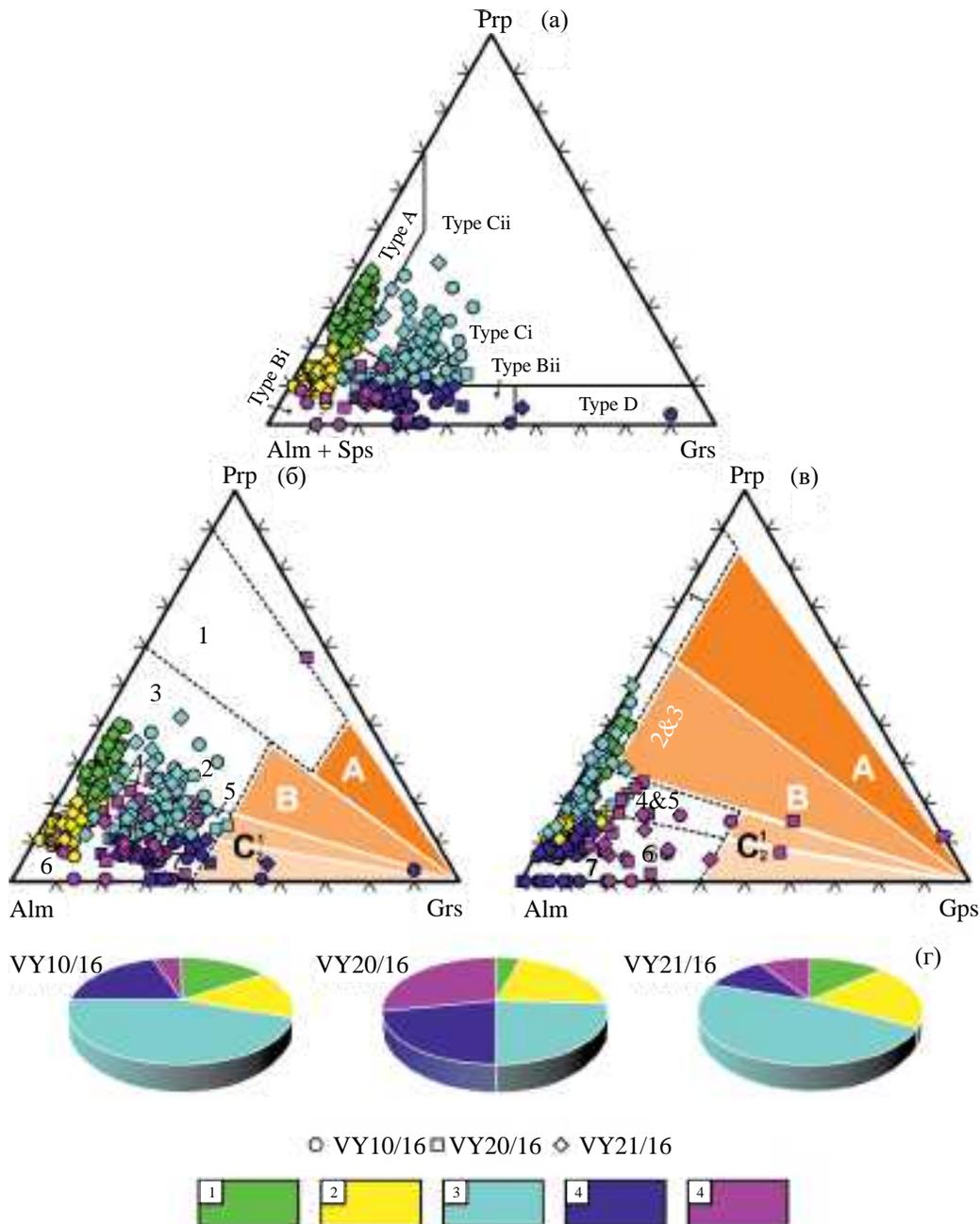


Рис. 5. Треугольные дискриминационные диаграммы (мол. %) для изученного граната. (а) – диаграмма Alm + Sps–Prp–Grs [Mange, Morton, 2007]: А – метapelиты гранулитовой фации, чарнокиты и магматические породы средне-кислого состава, В – метapelиты амфиболитовой фации, Вi – магматические породы средне-кислого состава, Сi – metabазиты высоких степеней метаморфизма, Сii – высокомагнезиальные метаультрамафиты (метапироксениты и метаперидотиты), D – метасоматические породы, metabазиты низких степеней метаморфизма, гранулиты и известково-силикатные породы, сформированные при гранулитовой фации метаморфизма ультравысоких температур. (б, в) – диаграммы Alm–Prp–Grs (б) и Alm–Prp–Sps (в) ([Mères, 2008; Aubrecht и др., 2009], изменено по [Knierzinger et al., 2019]). А – гранаты из пород высокого и сверхвысокого давления, В – гранаты из метаморфических пород эклогитовой и гранулитовой фации, С – гранаты из пород амфиболитовой фации. Переходное поле С₁ включает гранаты из пород метаморфизованных при более высоких уровнях амфиболитовой и гранулитовой фации, тогда как поле С₂ включает гранаты из пород амфиболитовой фации, голубых сланцев, скарнов, серпентинитов и магматических пород. Пронумерованные поля: 1 – ультравысокобарные эклогиты или гранатовые перидотиты, 2 – высокобарные эклогиты и основные гранулиты, 3 – гранулиты кислого и среднего состава, 4 – гнейсы, сформированные в переходных условиях между гранулитовой и амфиболитовой фациями, 5 – амфиболиты, сформированные в переходных условиях между гранулитовой и амфиболитовой фациями, 6 – гнейсы амфиболитовой фации, 7 – амфиболиты. (г) – распределение выделенных групп граната в пробах. 1 – группа I, 2 – группа II, 3 – подгруппа IIIa, 4 – подгруппа IIIb, 5 – группа IV.

Таблица 1. Состав (по миналам) и распределение гранатов в изученных пробах

Проба / группа	Описание	Количество зерен, шт.	Содержание в пробе, %	Миналы, мол. %							
				Alm (альмандин)		Sps (спессартин)		Prp (пироп)		Grs (грассуляр)	
				Среднее	Диапазон	Среднее	Диапазон	Среднее	Диапазон		
<i>Холомоложская свита, верхний кембрий</i>											
УУ10/16											
Группа I	Alm > 50, Prp > 20	31	15.4	63.5	52.8–68.8	2.0	0.5–4.3	29.0	21.2–34.4	5.4	2.4–10.0
Группа II	Alm > 65, Prp < 20	30	14.9	77.8	69.0–87.4	3.6	0.6–10.0	12.1	5.5–18.6	6.4	1.4–10.7
Подгруппа IIIa	Grs > 10, Prp > 10	90	44.8	57.1	45.4–69.6	2.3	0.5–8.0	19.4	10.3–35.0	21.1	11.1–34.1
Подгруппа IIIb	Grs > 10, Prp < 10	40	19.9	63.2	8.5–79.5	3.8	0.0–8.7	4.7	0–9.6	28.3	14.2–89.2
Группа IV	Sps > 10	10	5.0	58.5	40.0–77.6	17.9	10.2–34.6	5.7	0–13.5	17.8	3.3–29.3
	Сумма	201	100.0								
<i>Балыкташская свита, верхний кембрий – нижний ордовик</i>											
УУ20/16											
Группа I	Alm > 50, Prp > 20	2	4.3	61.3	60.2–62.5	1.1	1.05–1.13	32.2	32.0–32.5	5.2	4.4–6.0
Группа II	Alm > 65, Prp < 20	10	21.7	74.6	67.3–81.1	6.1	1.7–9.5	14.0	10.1–15.2	5.2	2.1–8.9
Подгруппа IIIa	Grs > 10, Prp > 10	11	23.9	57.4	41.4–68.8	6.7	2.1–9.8	13.7	10.1–25.6	22.1	15.3–38.3
Подгруппа IIIb	Grs > 10, Prp < 10	10	21.7	63.0	52.0–73.8	3.3	0–5.0	5.8	0–9.8	27.9	16.4–41.4
Группа IV	Sps > 10	13	28.26	48.9	1.0–69.3	23.8	10.3–81.4	12.9	1.4–20.5	14.1	5.6–30.1
	Сумма	46	100.0								
УУ21/16											
Группа I	Alm > 50, Prp > 20	10	13.2	64.4	55.2–70.7	1.9	0.6–2.6	27.6	18.3–39.4	6.1	3.9–8.6
Группа II	Alm > 65, Prp < 20	15	19.7	76.1	69.6–81.1	3.3	0.4–8.8	14.0	9.7–19.1	6.4	4.5–9.9
Подгруппа IIIa	Grs > 10, Prp > 10	36	47.4	57.0	41.0–77.3	2.2	0–7.4	20.5	10.9–41.3	20.3	10.6–33.0
Подгруппа IIIb	Grs > 10, Prp < 10	8	10.5	58.5	40.4–73.3	3.3	0–6.6	7.0	0–9.6	31.2	18.9–55.1
Группа IV	Sps > 10	7	9.21	56.2	44.0–63.0	17.7	11.0–31.5	8.2	4.6–14.1	18.0	10.6–21.2
	Сумма	76	100.0								

группы I. Состав пробы VY21/16 близок составу пробы VY10/16. Незначительное различие заключается в меньшем содержании граната подгруппы IIIb в пробе VY21/16.

Турмалин

Наиболее разнообразная морфология зерен турмалина зафиксирована в пробе VY10/16. Здесь турмалин представлен округлыми и удлиненно-округлыми концентрически-зональными (реже с полигональной зональностью) нетрещиноватыми или слаботрещиноватыми зернами, размером 0.05–0.1 мм (рис. 6а–6г). Характерны включения кварца, циркона, титаномагнетита, рутила, хлорита. Также наблюдаются сложные включения, представленные агрегатом рутила и кварца, где кварц развивается позднее рутила; в рутиле встречаются включения никельсодержащего пирротина.

В пробе VY20/16 (см. рис. 6д, 6е), по сравнению с пробой VY10/16, зерна турмалина (0.05–0.15 мм) более трещиноватые, незональные или с полигональной зональностью. Форма зерен округлая, округло-удлиненная, реже округло-угловатая. Включения представлены цирконом, кварцем, апатитом, рутилом, пирротинном с медью, сульфидами с висмутом, галенитом, титанитом, окислами железа, флогопитом, кальцитом, турмалином более ранней генерации, биотитом.

Турмалин из пробы VY21/16 представлен округлыми, реже округло-удлиненными не трещиноватыми зернами, размер 0.05–0.15 мм. Изображения в обратно рассеянных электронах (см. рис. 6ж–6и) показывают, что для турмалина преимущественно характерна секториальная зональность, либо зональность отсутствует. В части зерен отмечается округлая (скорее всего

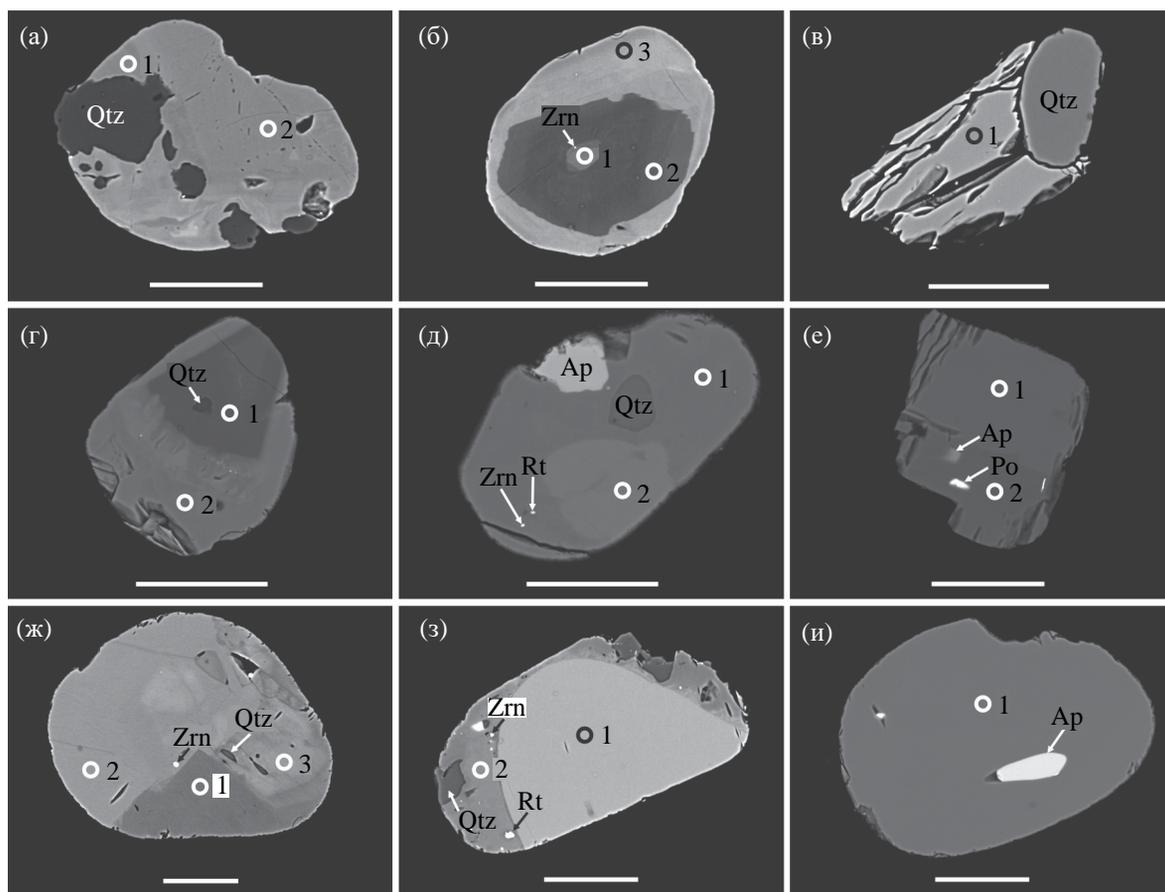


Рис. 6. Изображения в обратно рассеянных электронах основных морфологических типов зерен турмалина. а, б, г — округлые и удлиненно-округлые нетрещиноватые или слаботрещиноватые с концентрической, реже полигональной зональностью зерна из холомолохской свиты (проба VY10/16); в — сильнотрещиноватое зерно турмалина из холомолохской свиты; д, е — среднетрещиноватые, незональные или с полигональной зональностью турмалины из балыктахской свиты (проба VY20/16); ж–и — нетрещиноватые округлые и удлиненно-округлые, пятнисто-зональные зерна из балыктахской свиты (проба VY21/16).

Минеральные включения: Qtz — кварц, Rt — рутил, Zrn — циркон, Ap — апатит, Po — пирротин.

Черные и белые кружки показывают место проведения анализа на сканирующем электронном микроскопе (диаметр пятна 3 мкм). Масштабная линейка — 50 мкм.

окатанная) центральная часть, на которую нарастает более поздний турмалин (см. рис. 6з). Можно отметить, что включения кварца и циркона в этом зерне находятся только в позднем турмалине. В других зернах выявлены также включения титанина, рутила, апатита.

Согласно классификации [Henry et al., 2011], изученные турмалины во всех пробах в большинстве относятся к дравиту, ряд составов отвечает шерлу (табл. 2). Железистость турмалинов варьирует от 0.06 до 0.71, содержание Са и доля вакансий в позиции X находятся в пределах 0–0.40 и 0.09–0.43 а.ф. (атомов на формулу). В некоторых составах фиксируется примесь хрома, ванадия и марганца, до 0.03, 0.01 и 0.04 а.ф. соответственно. На треугольных диаграммах в координатах Fe–Al–Mg и Fe–Ca–Mg [Henry, Guidotti, 1985] большинство составов находится в поле, отвечающем турмалину из низкокальциевых метапелитов и метапсаммитов сосуществующих или нет с глиноземастыми фазами (рис. 7). Часть составов попадает в поля, соответствующие турмалинам из гранитоидов и метасоматам по ним [Henry, Guidotti, 1985].

Шпинель

Шпинель зафиксирована только в пробе VY10/16, отобранной из пород холмолохской свиты. Зерна, как правило, имеют неправильную

или удлиненную форму среднюю окатанность, часто трещиноватые. Размер зерен 0.02–0.1 мм. По химическому составу (рис. 8а, 8б) шпинель представлена хромитами и хромистой шпинелью с переменными содержаниями Mg, Fe и Cr ($Mg/(Mg + Fe^{2+}) = 25–67$; $Cr/(Cr + Al) = 44–82$) [Barnes, Roeder, 2001].

Морфология и возраст циркона

Исследованы 273 зерна циркона (93 из холмолохской (проба VY10/16) и 178 из балыктахской (пробы VY20/16 и VY21/16) свит). Результаты U–Pb LA-ICP-MS датирования приведены в таблице (табл. 3) и отображены на графиках с конкордией (рис. 9а, 9в, 9д) и на графиках кумулятивных гистограмм с наложенной кривой относительной вероятности (см. рис. 9б, 9г, 9е).

Циркон представлен округлыми, реже удлиненно-округлыми и удлиненными зональными и незональными зернами, размером 0.5–0.2 мм (рис. 10). В трех изученных пробах преобладает циркон магматического генезиса, представленный зернами с осцилляторной зональностью (см. рис. 10а, 10г, 10л). Для них характерны высокие Th/U отношения (> 0.1 и достигают 1.7).

Среди метаморфических и предположительно метаморфических [Каулина, 2010; Coffu et al., 2003; Hoskin, Black, 2000; Schaltegger et al.,

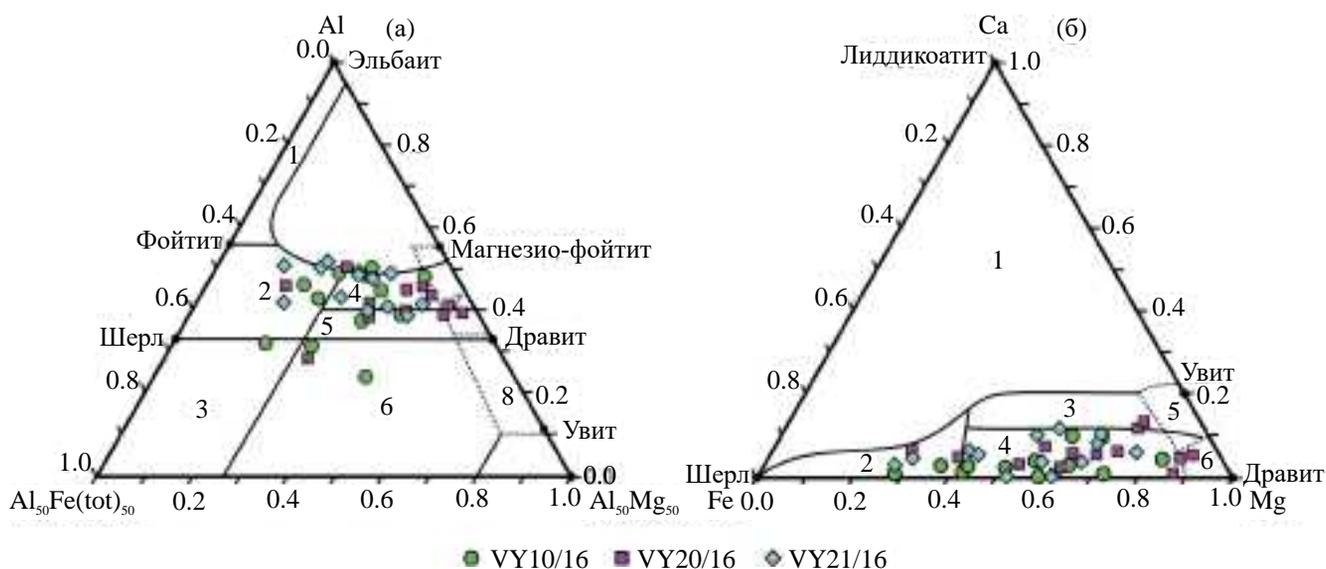


Рис. 7. Треугольные диаграммы для турмалина по типу материнских пород [по Henry, Guidotti, 1985].

(а) – диаграмма Al–Al₅₀Fe(tot)₅₀–Al₅₀Mg₅₀: 1 – богатые Li гранитоиды, пегматиты и аплиты, 2 – бедные Li гранитоиды, пегматиты и аплиты, 3 – гидротермально измененные гранитные породы, 4 – метапелиты и метапсаммиты, 5 – бедные Al метапелиты и метапсаммиты, 6 – богатые Fe³⁺ кварц-турмалиновые породы, кальцисиликатные породы и метапелиты, 7 – низкокальциевые ультрамафиты, 8 – метакarbonаты и метапироксениты.

(б) – диаграмма Ca–Fe–Mg: 1 – богатые Li гранитоиды, пегматиты и аплиты, 2 – бедные Li гранитоиды и ассоциирующие им пегматиты и аплиты, 3 – богатые Ca метапелиты, метапсаммиты и кальцисиликатные породы, 4 – бедные Ca метапелиты, метапсаммиты и кварц-турмалиновые породы, 5 – метакarbonаты; 6 – метультрамафиты.

Таблица 2. Представительные химические составы (мас. %) турмалина

Компонент	VY10/16			VY20/16			VY21/16	
	1	2	3	4	5	6	7	8
B ₂ O ₃	10.77	10.87	10.43	10.56	10.81	10.66	10.80	10.82
SiO ₂	36.02	36.38	35.22	35.38	36.80	36.27	36.73	36.69
TiO ₂	1.34	0.92	1.24	0.81	0.46	0.46	0.25	0.49
Cr ₂ O ₃	0.16	н.п.о.						
V ₂ O ₃	0.08	0.10	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Al ₂ O ₃	32.98	35.55	29.4	34.2	33.09	29.11	33.48	33.64
FeO	5.00	6.33	13.39	10.92	5.52	10.38	7.65	6.17
MnO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.10	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
MgO	8.53	6.34	5.39	3.79	8.39	8.29	6.97	7.71
CaO	1.68	0.32	0.89	0.38	0.10	0.77	н.п.о.	0.57
K ₂ O	0.05	0.04	0.05	0.04	н.п.о.	0.08	н.п.о.	н.п.о.
Na ₂ O	1.72	2.20	2.29	1.89	2.70	2.39	2.59	2.21
H ₂ O	3.37	3.40	3.60	3.44	3.64	3.67	3.68	3.58
Сумма	101.70	102.45	101.90	101.52	101.50	102.08	102.14	101.88
Формула в расчете на 15 катионов без учета (Na+K+Ca)								
Si	5.810	5.817	5.867	5.821	5.918	5.915	5.913	5.894
^T Al	0.190	0.183	0.133	0.179	0.082	0.085	0.087	0.106
Сумма T	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
^Z Al	6.000	6.000	5.639	6.000	6.000	5.511	6.000	6.000
^Z Mg	—	—	0.361	—	—	0.489	—	—
Сумма Z	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
^Y Mg	2.052	1.512	0.978	0.930	2.012	1.527	1.673	1.847
^Y Al	0.080	0.518	0.000	0.453	0.190	0.000	0.266	0.264
Ti	0.163	0.111	0.155	0.100	0.056	0.056	0.030	0.059
Fe ²⁺	0.675	0.847	1.752	1.504	0.743	0.998	1.031	0.830
Fe ³⁺	—	—	0.115	—	—	0.419	—	—
V	0.010	0.013	—	—	—	—	—	—
Cr	0.020	—	—	—	—	—	—	—
Mn	—	—	—	0.014	—	—	—	—
Сумма Y	3.000	3.001	3.000	3.001	3.001	3.000	3.000	3.000
Na	0.538	0.682	0.740	0.603	0.842	0.756	0.808	0.688
X-вакансия	0.161	0.255	0.091	0.322	0.141	0.093	0.192	0.213
Ca	0.291	0.055	0.159	0.067	0.017	0.135	0.000	0.098
K	0.010	0.008	0.011	0.008	0.000	0.017	0.000	0.000
Сумма X	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
^v OH	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
^w OH	0.624	0.631	1.000	0.781	0.905	1.000	0.952	0.838
^w O	0.376	0.369	—	0.219	0.095	—	0.048	0.162
Alf	6.270	6.700	5.772	6.632	6.272	5.596	6.353	6.370
Mg	2.052	1.512	1.339	0.930	2.012	2.016	1.673	1.847
Fe _{общ}	0.675	0.847	1.867	1.504	0.743	1.417	1.031	0.830
Fe/(Fe _{общ} + Mg)	0.25	0.36	0.58	0.62	0.27	0.41	0.38	0.31

Примечание. н.п.о – содержание элемента ниже предела обнаружения; Fe²⁺ и Fe³⁺ рассчитаны по балансу зарядов.

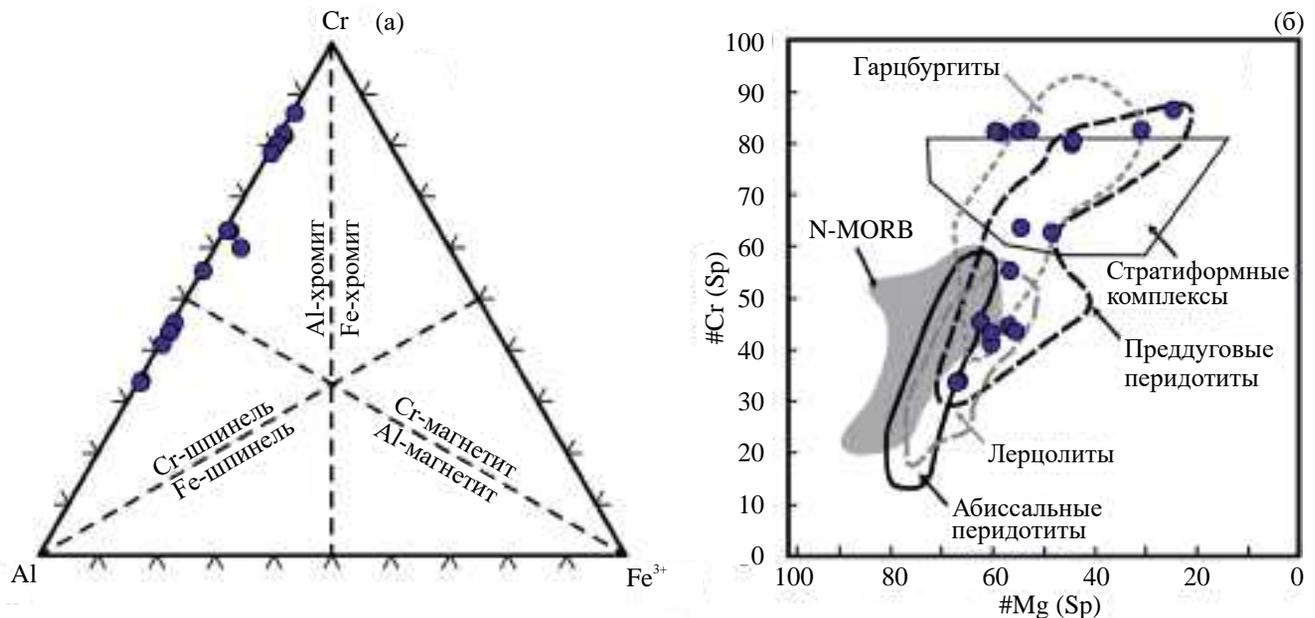


Рис. 8. Состав обломочной шпинели в пробе VY10/16 из холомолохской свиты: треугольная классификационная диаграмма Cr-Al-Fe³⁺ [Barnes, Roeder, 2001] (a); комбинированная тектоническая дискриминационная диаграмма #Mg-#Cr (#Mg = Mg/(Mg + Fe²⁺), #Cr = Cr/(Cr + Al) [Dick, Bullen, 1984; Hirose, Kawamoto, 1995; Pober, Faupl, 1988] (б). N-MORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов.

1999; Vavra et al., 1996; Vavra et al., 1999] зерен циркона в изученных пробах диагностируются зерна с “fir-tree” (зональность “елового дерева” (см. рис. 10б, 10в, 10ж, 10к) и “soccer ball” (“футбольный мяч”, см. рис. 10д, 10и) зональностью, а также незональные или пятнистые зерна (см. рис. 10е, 10з, 10м).

Исследование минеральных микровключений в датированных зернах циркона показало, что включения малочисленны и представлены кварцем, биотитом, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, также присутствуют единичные включения мусковита, пирита, шпинели, магнетита и ильменита. Также в трех пробах было диагностировано 11 зерен циркона с повышенным содержанием гафния (1.85–2.19 мас. %, 3 шт. – 792, 823, 881 млн лет; 1 шт. – 1029 млн лет; 5 шт. – 1761, 1824, 1865, 1869, 1898 млн лет; 1 шт. – 2188 млн лет).

В пробе из холомолохской свиты полученные значения возраста отчетливо разделяются на 4 популяции (см. рис. 9б), имеющие максимумы на кривой относительной вероятности: 555 млн лет (поздний неопротерозой – 26% выборки), 845 млн лет (неопротерозой – 45%), 1361 млн лет (ранний мезопротерозой – 12%), 1919 млн лет (средний палеопротерозой – 19%). Также несколько зерен циркона дали возраст 2490 млн лет (ранний палеопротерозой – 2%).

Популяция циркона поздненеопротерозойского возраста представлена преимущественно среднеокатанными зернами, с осцилляторной зональностью, а также единичными цирконами с зональностью “елового дерева”. Наиболее представительной по количеству датировок является популяция циркона неопротерозойского возраста (845 млн лет). Зерна отличаются средней-хорошей окатанностью, наряду с концентрической зональностью встречаются незональные зерна, а также с полосчатой и другими типами зональности. Мезопротерозойская популяция морфологически не отличима от циркона неопротерозойского возраста. Палеопротерозойские зерна циркона в пробе из холомолохской свиты показали два значения возраста: 1919 и 2490 млн лет.

В песчаных доломитах балыктахской свиты (проба VY20/16) выделяется 4 популяции циркона (см. рис. 9г) с возрастными значениями: 551 млн лет (поздний неопротерозой – 6%), 893 млн лет (ранний неопротерозой – 17%), 1882 млн лет (средний палеопротерозой – 67%) и 2615 млн лет (неоархей – 10%). В отличие от пород холомолохской свиты, в данной пробе отсутствует циркон позднего неопротерозоя и самого древнего палеопротерозойского возраста. При этом циркон поздне-неопротерозойского возраста имеет морфологию, идентичную циркону из холомолохской свиты.

Таблица 3. Результаты U-Pb-Th изотопного LA-ICPMS датирования цирконов

№	Зерно, точка	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		D, %
		млн лет	2σ	млн лет	2σ	млн лет	2σ	млн лет	2σ	
<i>Холомохская свита, верхний кембрий</i>										
<i>Проба VY10/16, N = 79</i>										
1	1	858	20	860	12	861	16	817	26	-0.35
2	3	1231	22	1231	18	1231	24	1280	58	0.00
3	2	822	34	824	18	824	16	807	58	-0.24
4	5	1947	18	1948	20	1950	34	2045	96	-0.15
5	6	949	70	945	36	943	24	1008	118	0.64
6	9	656	22	652	12	650	12	670	24	0.92
7	7	659	28	653	14	652	12	645	30	1.07
8	8	1502	40	1503	32	1505	30	1497	132	-0.20
9	11	919	22	915	14	913	16	919	40	0.66
10	15	513	36	512	14	512	10	524	26	0.20
11	17	527	30	517	12	514	10	495	24	2.53
12	18	900	20	895	14	893	16	922	32	0.78
13	19	552	136	520	38	513	16	506	58	7.60
14	16	1737	22	1737	22	1737	32	1805	96	0.00
15	23	579	70	577	24	576	14	599	44	0.52
16	24	528	26	522	12	521	10	537	28	1.34
17	25	829	26	824	16	822	16	855	44	0.85
18	27	2021	18	2021	20	2020	36	2006	76	0.05
19	26	523	22	522	10	522	10	534	16	0.19
20	28	823	28	821	16	820	16	768	30	0.37
21	27-1	151	32	149	4	149	2	154	6	1.34
22	26-1	511	28	521	12	524	10	535	22	-2.48
23	33	813	30	808	18	806	16	821	48	0.87
24	34	521	68	504	22	501	12	466	58	3.99
25	32	839	24	837	14	836	16	853	34	0.36
26	30	957	30	961	20	962	18	895	54	-0.52
27	29	660	26	656	14	655	12	646	30	0.76
28	28	803	54	798	26	796	18	867	76	0.88
29	35	651	48	648	20	647	14	709	56	0.62
30	36	2011	24	2011	26	2012	36	2185	152	-0.05
31	37	1636	20	1632	20	1629	28	1707	90	0.43
32	39	485	36	499	14	503	10	538	32	-3.58
33	40	2503	22	2501	26	2498	44	2589	172	0.20
34	42	488	68	498	20	500	12	538	74	-2.40
35	49	508	32	508	12	508	10	527	26	0.00
36	46	871	42	868	22	867	18	925	56	0.46
37	54	894	32	890	20	889	18	829	44	0.56
38	55	603	54	613	20	616	14	640	46	-2.11
39	53	477	120	482	32	482	14	459	66	-1.04
40	51	522	88	517	26	516	12	361	36	1.16
41	57	795	20	788	12	786	14	785	24	1.15
42	56	894	34	887	20	884	18	850	44	1.13

Таблица 3. Продолжение

№	Зерно, точка	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		D, %
		млн лет	2σ	млн лет	2σ	млн лет	2σ	млн лет	2σ	
43	58	813	24	812	14	812	16	791	34	0.12
44	62	775	38	774	20	774	16	779	38	0.13
45	65	1540	20	1541	20	1542	28	1509	62	-0.13
46	64	2565	20	2563	26	2560	46	2585	140	0.20
47	76	823	38	813	20	810	16	834	66	1.60
48	72	773	70	773	30	774	18	740	82	-0.13
49	71	1447	22	1442	20	1439	26	1445	62	0.56
50	73	570	120	572	36	572	16	564	46	-0.35
51	74	845	26	850	16	852	16	829	36	-0.82
52	69	2302	24	2302	28	2303	42	2316	166	-0.04
53	75	880	26	880	16	880	18	861	42	0.00
54	82	791	28	789	16	789	16	803	34	0.25
55	84	1173	68	1168	42	1166	30	1183	178	0.60
56	77	838	76	841	34	843	22	850	68	-0.59
57	79	1330	16	1328	14	1327	22	1305	36	0.23
58	80	1344	18	1346	18	1347	24	1313	48	-0.22
59	85	2010	16	2008	20	2007	34	2016	80	0.15
60	86	916	26	913	18	912	18	923	44	0.44
61	87	1813	22	1811	22	1809	34	1812	82	0.22
62	88	884	24	880	16	878	16	878	40	0.68
63	89	1089	20	1089	16	1089	20	1037	40	0.00
64	90	1873	16	1806	18	1749	30	1601	56	7.09
65	91	1817	22	1815	22	1814	32	1847	102	0.17
66	93	515	50	496	16	491	10	483	32	4.89
67	95	1436	20	1434	20	1432	26	1438	60	0.28
68	96	780	110	775	44	774	24	566	60	0.78
69	98	1864	32	1863	30	1862	34	1275	122	0.11
70	99	929	36	936	22	939	20	905	52	-1.06
71	100	1848	32	1848	30	1849	34	1826	160	-0.05
72	101	1234	20	1237	18	1238	22	1145	50	-0.32
73	102	844	24	842	14	842	16	865	40	0.24
74	103	1916	18	1913	20	1911	32	1900	74	0.26
75	104	2028	16	2029	18	2031	34	2072	60	-0.15
76	107	815	34	808	18	805	16	820	38	1.24
77	109	821	58	824	28	826	18	788	64	-0.61
78	110	1547	50	1544	38	1542	32	1020	132	0.32
79	111	905	20	901	14	899	16	902	34	0.67
<i>Балыктахская свита, верхний кембрий – нижний ордовик (?)</i>										
<i>Проба VY20/16, N = 114</i>										
1	112	946	18	944	14	944	18	921	28	-0.2
2	113	2705	14	2704	20	2703	44	2614	76	-0.1
3	114	787	28	780	16	778	16	789	34	-1.29
4	115	999	28	907	18	870	18	1147	78	-4.8

Таблица 3. Продолжение

№	Зерно, точка	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		D, %
		млн лет	2 σ	млн лет	2 σ	млн лет	2 σ	млн лет	2 σ	
5	116	1869	18	1864	20	1860	32	1844	76	-0.56
6	118	803	20	803	12	803	14	799	28	-0.03
7	119	1846	18	1846	20	1846	32	1778	64	-
8	120	1847	24	1840	24	1834	34	1893	124	-0.77
9	121	1860	18	1861	20	1862	32	1861	68	0.12
10	122	1915	20	1916	22	1917	34	1874	80	0.09
11	123	1905	18	1900	20	1896	32	1856	70	-0.55
12	124	2340	18	2339	22	2338	40	2312	78	-0.1
13	125	1879	18	1880	20	1880	32	1874	54	0.04
14	126	1902	20	1901	22	1900	32	1784	86	-0.16
15	127	2419	16	2418	20	2417	40	2445	84	-0.07
16	128	1965	22	1964	24	1964	34	1907	114	-0.13
17	129	1858	18	1859	20	1859	32	1805	74	0.06
18	130	842	50	859	26	866	18	875	66	2.95
19	132	1877	18	1878	20	1878	32	1755	64	0.04
20	133	1994	16	1993	18	1993	34	1865	54	-0.04
21	134	2022	16	2021	18	2021	34	1963	52	-0.02
22	135	1874	18	1858	20	1844	34	1816	76	-1.8
23	136	1877	16	1877	18	1877	32	1833	52	-0.03
24	137	1902	20	1902	22	1903	32	1766	88	0.08
25	138	948	24	947	16	946	18	909	36	-0.15
26	139	588	32	586	14	586	12	580	24	-0.29
27	140	1895	16	1895	20	1896	32	1856	62	0.04
28	141	1794	40	1774	36	1756	36	1711	172	-2.29
29	142	2009	24	2007	26	2005	36	1933	128	-0.25
30	143	1903	16	1903	18	1904	32	1889	60	0.04
31	144	2444	28	2434	32	2422	46	2463	158	-1.1
32	145	1889	18	1889	20	1890	32	1863	80	0.07
33	146	1295	30	1285	24	1280	24	1281	88	-1.37
34	147	2871	16	2871	22	2870	44	2818	108	-0.03
35	148	1871	20	1870	22	1869	34	1783	82	-0.16
36	149	1886	18	1885	20	1885	32	1931	78	-0.06
37	150	1877	18	1876	20	1875	32	1832	72	-0.08
38	151	913	22	912	16	911	18	878	38	-0.18
39	152	1874	18	1873	20	1872	32	1778	76	-0.1
40	153	1832	18	1833	20	1834	32	1830	60	0.12
41	154	1850	18	1851	20	1851	34	1842	72	0.07
42	155	975	20	974	14	974	18	929	34	-0.13
43	156	1876	18	1876	20	1876	32	1817	64	0.03
44	157	2485	20	2485	26	2485	44	2556	146	0.04
45	158	1863	18	1864	20	1864	32	1805	66	0.06
46	159	1895	18	1895	20	1895	34	1826	72	-0.03
47	161	615	28	615	14	615	12	612	32	-0.07

Таблица 3. Продолжение

№	Зерно, точка	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		D, %
		млн лет	2 σ	млн лет	2 σ	млн лет	2 σ	млн лет	2 σ	
48	162	1895	20	1895	22	1895	34	2004	104	—
49	163	1849	20	1851	22	1852	34	1797	86	0.14
50	164	1911	16	1911	20	1911	32	1854	66	0.01
51	166	1897	18	1897	22	1897	34	1871	80	-0.03
52	167	1892	18	1894	20	1895	32	1697	74	0.21
53	168	1857	16	1857	20	1857	32	1875	68	-0.04
54	169	912	20	911	14	911	18	844	32	-0.14
55	170	1794	24	1794	24	1793	32	1790	98	-0.05
56	171	2813	16	2813	24	2813	48	2801	118	-0.05
57	172	1865	18	1865	20	1865	32	1854	76	-0.02
58	173	1934	30	1934	30	1934	34	1718	150	0.01
59	175	962	26	961	18	961	20	970	40	-0.11
60	176	1859	22	1851	24	1845	36	1882	98	-0.91
61	177	1885	18	1886	20	1888	32	1808	74	0.12
62	178	637	60	599	22	589	14	687	62	-7.88
63	179	2087	16	2086	20	2086	36	2155	72	-0.09
64	180	2066	20	2066	24	2066	36	2013	104	-0.08
65	181	1841	18	1842	18	1842	32	1827	66	0.01
66	184	1823	26	1817	26	1813	36	1791	142	-0.63
67	185	2504	20	2478	26	2448	44	2514	128	-2.69
68	187	1688	20	1689	20	1689	30	1581	62	0.08
69	188	1893	24	1886	26	1881	36	1905	122	-0.81
70	189	1845	24	1845	26	1845	34	1804	128	-0.05
71	190	2831	16	2829	22	2828	46	2823	118	-0.14
72	191	914	22	915	14	915	18	887	34	0.08
73	192	1897	22	1896	24	1896	36	1914	102	-0.06
74	193	1850	22	1845	22	1841	32	1765	92	-0.56
75	195	817	26	818	16	818	16	795	34	0.11
76	196	819	20	818	14	818	16	812	26	-0.16
77	197	1953	18	1953	20	1954	34	1866	88	—
78	198	1897	20	1898	22	1898	34	1845	60	0.07
79	199	1908	20	1907	22	1907	32	1553	82	-0.08
80	200	2640	16	2637	22	2634	44	2633	108	-0.28
81	201	828	32	827	18	827	16	848	54	-0.21
82	202	1836	22	1832	24	1829	32	1823	100	-0.48
83	203	524	34	524	12	524	10	514	20	0.03
84	204	1832	20	1831	22	1831	32	1680	92	-0.19
85	205	792	34	795	18	796	18	774	52	0.52
86	206	1858	24	1859	26	1860	36	1741	100	0.07
87	207	1877	18	1875	20	1875	34	1799	66	-0.14
88	208	1855	18	1856	20	1857	34	1783	70	0.13
89	209	1761	24	1761	26	1761	34	1705	80	0.01
90	210	1213	34	1212	26	1212	26	1138	84	-0.13

Таблица 3. Продолжение

№	Зерно, точка	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		D, %
		млн лет	2σ	млн лет	2σ	млн лет	2σ	млн лет	2σ	
91	211	676	58	668	24	665	16	669	70	-1.62
92	212	1757	58	1745	46	1737	42	1606	252	-1.44
93	213	1824	18	1824	20	1824	32	1821	74	-0.02
94	214	1809	24	1776	26	1749	34	1694	110	-3.84
95	215	1880	18	1880	20	1880	34	1787	72	-0.01
96	217	1026	42	1020	26	1017	22	1042	108	-1
97	218	1871	18	1871	20	1870	32	1829	74	-0.05
98	220	1109	40	1110	26	1110	22	1080	86	0.11
99	221	1909	26	1910	26	1910	34	1796	130	0.05
100	222	1858	24	1857	24	1858	36	1875	118	-0.02
101	224	1880	28	1878	28	1877	38	1873	122	-0.13
102	225	1877	22	1877	24	1878	36	1881	100	0.01
103	226	2046	18	2046	22	2046	36	1983	80	-
104	227	1876	20	1874	22	1873	34	1837	82	-0.19
105	228	2649	20	2649	26	2648	44	2270	140	-0.08
106	229	514	36	512	14	512	10	501	24	-0.41
107	230	816	44	831	22	837	18	833	62	2.62
108	231	1887	18	1887	20	1886	34	1794	72	-0.07
109	232	1886	22	1886	24	1886	36	1852	112	-0.05
110	233	1887	46	1848	38	1814	38	1803	220	-4.48
111	234	1927	28	1897	28	1870	38	1673	124	-3.46
112	235	520	22	517	10	517	10	491	18	-0.74
113	236	1854	20	1853	22	1853	34	1785	86	-0.05
114	237	1761	18	1760	18	1760	32	1692	64	-0.06

Проба VY21/16, N = 45

1	239	1878	16	1881	18	1884	30	1913	54	-0.32
2	242	2048	16	2047	18	2047	34	2096	64	0.05
3	243	2744	16	2746	22	2750	46	2987	112	-0.22
4	244	1867	16	1864	18	1862	30	1909	60	0.27
5	245	1904	28	1907	28	1909	36	1989	150	-0.26
6	246	881	20	895	14	900	16	920	38	-2.11
7	248	1859	16	1859	18	1858	30	1880	66	0.05
8	247	1877	20	1880	22	1882	32	2002	102	-0.27
9	249	1863	16	1860	18	1858	32	1958	68	0.27
10	250	3247	26	3245	34	3244	56	3373	298	0.09
11	251	1898	26	1894	26	1891	34	2021	148	0.37
12	252	863	40	858	22	856	18	931	60	0.82
13	253	1908	20	1906	22	1905	32	1983	106	0.16
14	256	2561	24	2562	28	2564	42	2482	174	-0.12
15	257	914	44	912	24	911	20	986	70	0.33
16	258	1897	22	1897	24	1897	34	1956	120	0.00
17	259	1870	30	1866	30	1862	36	2088	184	0.43
18	260	1910	16	1909	20	1909	32	1935	80	0.05

Таблица 3. Окончание

№	Зерно, точка	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		D, %
		млн лет	2 σ	млн лет	2 σ	млн лет	2 σ	млн лет	2 σ	
19	261	621	22	616	12	614	12	641	30	1.14
20	262	1863	18	1860	20	1857	32	1924	96	0.32
21	263	1878	18	1879	20	1880	32	1878	82	-0.11
22	264	1915	22	1916	24	1918	34	1990	128	-0.16
23	268	1891	20	1889	22	1888	32	1819	106	0.16
24	265	1913	20	1912	22	1913	32	1823	94	0.00
25	266	1892	18	1898	20	1904	32	1983	96	-0.63
26	267	2051	46	2049	42	2047	44	2174	276	0.20
27	269	1898	20	1898	22	1898	34	1959	86	0.00
28	271	911	26	913	18	914	18	937	46	-0.33
29	272	3089	14	3090	22	3093	48	3197	110	-0.13
30	275	975	52	913	24	887	16	883	16	9.92
31	274	928	20	924	14	923	16	893	34	0.54
32	273	1901	20	1899	22	1898	34	1975	92	0.16
33	278	875	34	868	18	865	16	806	60	1.16
34	277	3009	16	3008	22	3008	48	3108	128	0.03
35	279	2679	14	2680	20	2681	42	2660	74	-0.07
36	280	1822	18	1820	20	1819	32	2064	88	0.16
37	282	1914	18	1909	22	1905	34	1996	90	0.47
38	283	1905	16	1900	18	1896	30	1901	62	0.47
39	284	1893	22	1894	24	1894	34	1960	110	-0.05
40	281	1877	22	1875	24	1874	30	1783	108	0.16
41	285	1954	34	1867	30	1789	32	1773	32	9.22
42	286	1861	20	1862	22	1862	32	1868	102	-0.05
43	288	1836	62	1756	44	1689	34	1676	36	8.70
44	287	1723	20	1722	20	1720	30	1729	72	0.17
45	289	1895	20	1893	22	1890	34	1965	106	0.26

Зерна циркона среднего неопротерозоя (893 млн лет) морфологически не отличимы от разновозрастных зерен из пробы VY10/16. Мезопротерозой представлен 5 зернами, имеющими возраст от 1026 до 1295 млн лет. Палеопротерозойская популяция (1882 млн лет) является доминирующей в данной пробе. Зерна, как правило, хорошо окатаны, для них характерна концентрическая зональность, а также распространены незональные зерна. Другие типы зональности имеют подчиненное значение.

Несколько зерен циркона архейского возраста (2615 млн лет) хорошо окатаны, наряду с магматическими среди них присутствуют цирконы метаморфического генезиса (зерна с “fir-tree” и “soccer ball” зональностью).

В пробе VY21/16 цирконы имеют более древние значения возраста (см. рис. 9е). Циркон представлен тремя основными популяциями, имеющими

максимумы на кривой относительной вероятности: 805 млн лет (неопротерозой – 17%), 1890 млн лет (средний палеопротерозой – 70%) и 2860 млн лет (архей – 13%). Как и в пробе VY20/16, здесь доминирует циркон палеопротерозойского возраста. Некоторое отличие состоит в преобладании циркона первоначально магматического генезиса с концентрической зональностью. Структуры, характерные для метаморфического циркона, представлены бесструктурными зернами и единичными зернами с “fir-tree” и “soccer ball” зональностью.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Гранат

Состав граната достаточно разнообразен и характеризует различные метаморфические источники сноса (см. рис. 5). Во всех изученных

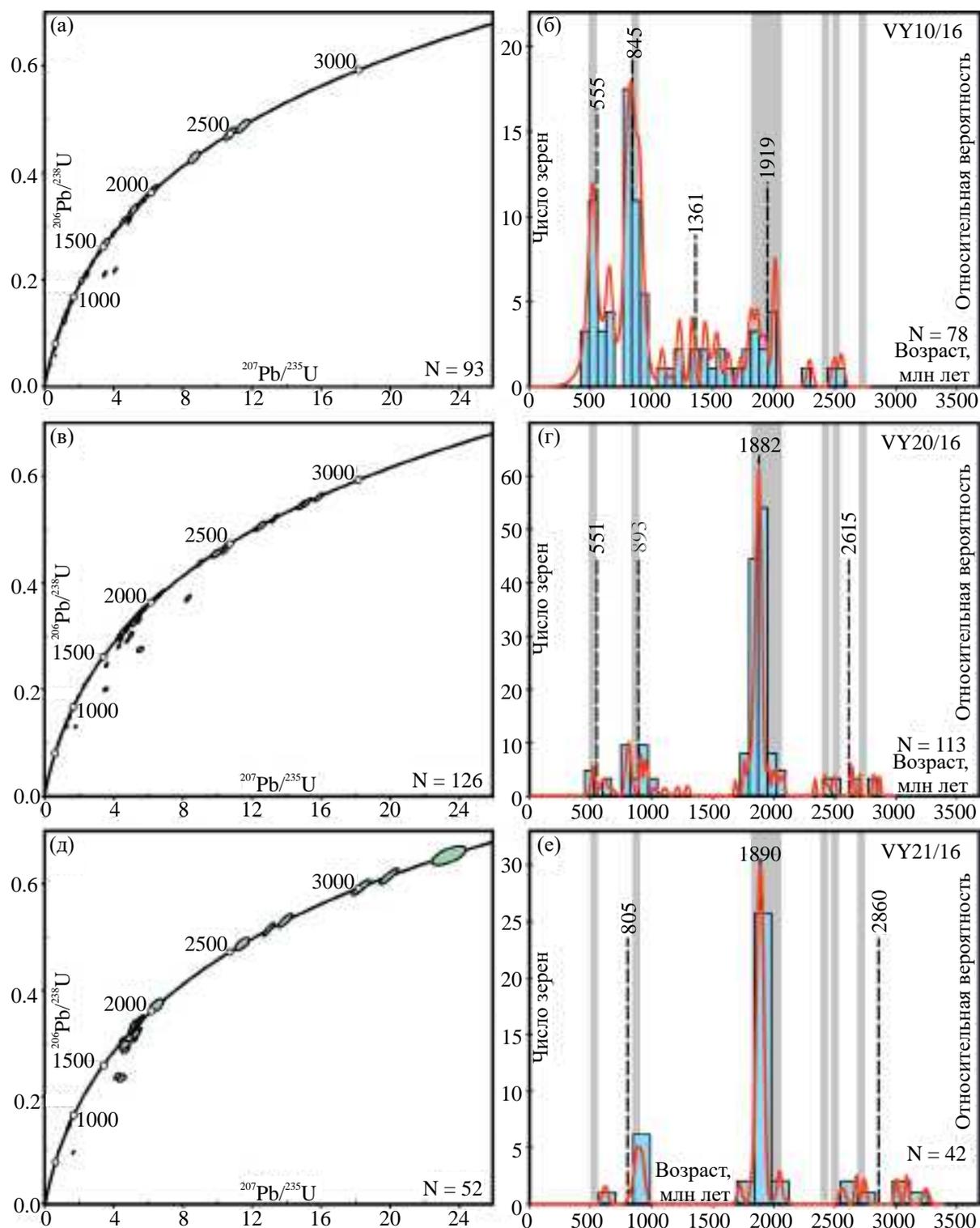


Рис. 9. U-Pb диаграммы с конкордией, показывающие результаты LA-ICP-MS анализа циркона из пород холмолохской (а) и балыктахской (в, д) свит; гистограммы $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов и относительные вероятности возраста циркона: холмолохская (б) и балыктахская (г, е) свиты. Гистограммы построены для конкордантных и близко-конкордантных значений возраста ($D = -4-4\%$, см. табл. 3). На шкале $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов серыми линиями отмечены проявления циркона предположительно метаморфического генезиса.

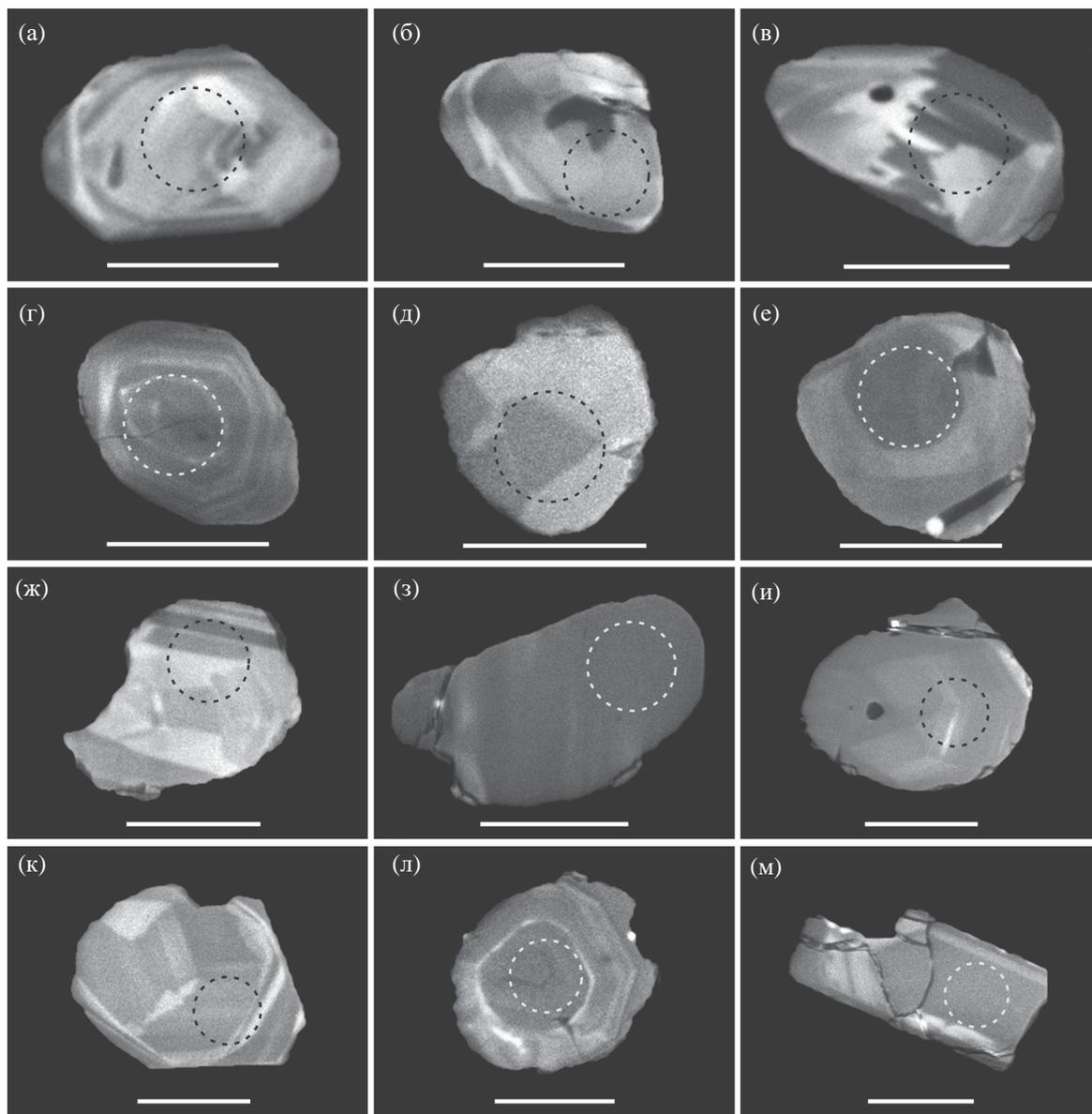


Рис. 10. Катодолюминесцентные (КЛ) изображения циркона из холмолохской (а–г) и балыктахской (д–м) свит. Типы зональности: а, г, л – осцилляторная, б, в, ж, к – “елового дерева”, з – “пламенивидная”, д, и – “футбольного мяча”, е, з, м – бесструктурная. Пунктирные окружности показывают место проведения LA-ICP-MS анализа (диаметр пятна 30 мкм). Масштабная линейка – 50 мкм.

пробах присутствуют все 4 выделенные группы, с преобладанием кальциевого граната группы III (см. табл. 1).

Гранат группы I на диаграмме (см. рис. 5а, 5б) попадает в поле А – осадочных пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, чарнокитов и магматических пород среднего и кислого состава.

Железистый гранат группы II на диаграмме (см. рис. 5а) соответствует гранату из метаосадков амфиболитовой фации метаморфизма или

гранату среднекислых магматических пород. Согласно диаграммам (см. рис. 5б, 5в), источником граната могли быть гнейсы амфиболитовой фации метаморфизма и амфиболиты.

Гроссуляровый гранат группы III характеризует метаморфические породы основного состава (см. рис. 5). Гранат с повышенным содержанием магния подгруппы IIIa – самый распространенный тип граната в исследованных пробах. Такой гранат характерен для базитов высоких степеней метаморфизма, включающих

высокобарные эклогиты, мафические гранулиты и амфиболиты повышенных температур и давлений (см. рис. 5). Гранат подгруппы IIIb с низким содержанием магния (см. рис. 5б, 5в) может быть связан с метаосадками амфиболитовой фации метаморфизма или амфиболитами [Mères, 2008; Aubrecht et al., 2009].

Гранат группы IV характеризуется высоким (см. табл. 1) содержанием Mn (Sps >10 мол. %), и на диаграмме (см. рис. 5а) попадает в область граната из метаосадков амфиболитовой фации метаморфизма. Поскольку составы граната группы IV очень богаты спессартиновым компонентом, также можно предположить его образование в среднекислых магматических породах. Согласно диаграммам (см. рис. 5б, 5в), источником граната могут быть кислые или мафические метаморфические породы, кристаллизовавшиеся при РТ условиях перехода между гранулитовой и амфиболитовой фациями.

Турмалин

Состав детритного турмалина показывает, что источником материала могли служить гранитоиды и связанные с ними аплиты, пегматиты и метасоматиты по ним (см. рис. 7). В зональном зерне турмалина из пробы VY21/16 состав центральной окатанной части соответствует турмалину из гранитоидов, а краевая – турмалину из метапелитов и метапсамитов. Это позволяет сделать предположение, что сначала эродировались гранитоидные породы, и турмалин из них попадал в глинистые осадки. При метаморфизме последних на окатанные зерна гранитоидного турмалина нарастал новый более магнезиальный метаморфогенный турмалин. В дальнейшем при разрушении метаосадочных пород турмалин накапливался во вновь образованных терригенных породах. Пробы VY10/16 и VY20/16 характеризуются наибольшим разнообразием химического состава турмалинов, часть которых на диаграмме попадает в поля 6 и 7. Источником материала могли являться богатые Fe³⁺ кварц-турмалиновые, известково-силикатные породы и метапелиты.

Циркон

В составе изученных проб преобладают зерна циркона с осцилляторной зональностью и высоким Th/U отношением (>0.1), что обычно для циркона, кристаллизовавшегося из магматического расплава [Corfu et al., 2003; Rubatto, 2002]. Вместе с цирконом магматического генезиса в пробах регулярно встречается циркон с “fir-tree” (см. рис. 10б, 10в, 10ж, 10к) и “soccer ball” (см. рис. 10д, 10и) зональностью, а также незональные

или пятнистые зерна (см. рис. 10е, 10з, 10м), которые можно отнести к циркону метаморфического и предположительно метаморфического генезиса [Каулина, 2010; Coffu et al., 2003; Hoskin, Black, 2000; Schaltegger et al., 1999; Vavra et al., 1996; Vavra et al., 1999].

Возрасты метаморфических и предположительно метаморфических зерен циркона были вынесены на гистограммы возрастов, полученных для каждой пробы (см. рис. 9б, 9г, 9е). Наибольшее количество метаморфических зерен датируются концом палеопротерозоя. Также метаморфические события фиксируются на границе архея и палеопротерозоя, несколько зерен отвечают архею. В совокупности эти данные предполагают, что источником циркона были магматические и метаморфические породы архей-палеопротерозойского фундамента платформы. Несколько зерен, предположительно метаморфических, датируются концом протерозоя и началом палеозоя. Это свидетельствует о том, что источником терригенного материала также могли являться метаморфизованные в раннем палеозое комплексы складчатого обрамления платформы [Макрыгина и др., 2007]. Несмотря на структуру, характерную для циркона из пород метаморфического генезиса, Th/U отношения в исследованных зернах часто превышает принятую величину (<0.1) для метаморфического циркона (рис. 11). Вероятно, часть их кристаллизовалась при метаморфизме в составе частично расплавленных пород (мигматиты) [Vavra et al., 1996; Rubatto, 2002; Whitehouse, Kamber, 2003].

Возрастной спектр датированных зерен циркона колеблется в пределах от раннего кембрия до архея. Проба из холмолахской свиты (VY10/16) представлена более молодой ассоциацией зерен. Здесь доминируют цирконы неопротерозойского возраста (845 млн лет – 45%). Такие же спектры возрастов определены в пробах из вендских отложений керна скважин, расположенных на северо-востоке Вилюйской синеклизы [Кочнев, Прошенкин, 2013], а также оселковой серии Присаянья [Летникова и др., 2013]. Схожий возраст циркона (пики 890, 780 и 625 млн лет) также зафиксирован в разрезах верхнеленской свиты на юге Сибирской платформы [Gladkochub et al., 2022]. Предполагается, что обогащение проб цирконом неопротерозойского возраста может быть связано с размывом неопротерозойских комплексов, которые располагались к югу от Сибирского кратона [Gladkochub et al., 2022].

В стратиграфически более молодой пробе VY20/16 из балыктахской свиты выделяются 4 основных возрастных пика: 551 млн лет (поздний

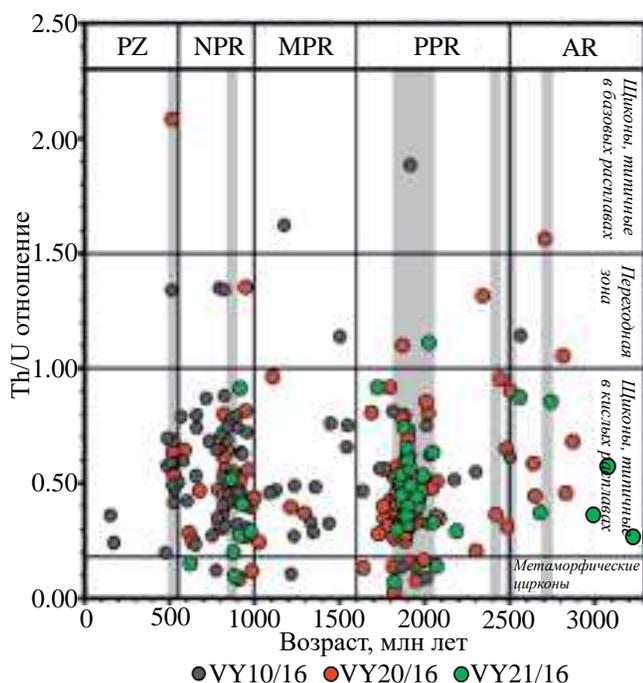


Рис. 11. Диаграмма соотношения Th/U и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста для изученных зерен циркона. Линии дискриминации проведены согласно работе [Rubatto, 2002]. На шкале $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов вертикальной серой заливкой отмечены проявления циркона предположительно метаморфического генезиса.

неопротерозой – 6%), 893 млн лет (неопротерозой – 17%), 1882 млн лет (средний палеопротерозой – 67%) и 2615 млн лет (неоархей – 10%). Практически идентичный набор пиков мы наблюдаем в пробах из разновозрастных пород нижнего ордовика Присянья [Glorie et al., 2014]: 0.5 млрд лет, 0.6 млрд лет, 0.85–0.75 млрд лет, 1.85–1.7 млрд лет и 2.6–2.5 млрд лет. Авторы работы [Glorie et al., 2014] предполагают, что такой набор зерен циркона получен из пород фундамента Сибирского кратона, так как здесь преобладает циркон палеопротерозойского и архейского возраста.

Основными популяциями циркона для пород балыктахской свиты являются зерна с возрастом 1882 млн лет (средний палеопротерозой – 67%) для пробы VY20/16 и 1890 млн лет (средний палеопротерозой – 70%) в пробе VY21/16. Подобный пик с возрастом 2.0–1.8 млрд лет (52% от общей популяции) зафиксирован в породах фундамента Анабарского выступа в пределах Далдынского-Мархинского террейна [Raquette et al., 2017]. Данный пик подтверждается разновозрастными определениями изотопов Hf и ассоциируется с крупномасштабным тектоническим событием [Розен, 2003; Raquette et al., 2017] окончательной

консолидации Сибирского кратона и образования мафических и кислых гранулитов и синхронных с ними гранитоидов. Аналогичные определения возраста также характерны для гранулитов из ксенолитов кимберлитовой трубки Удачная [Koreshkova et al., 2009]. Циркон с возрастом ~1.9 млрд лет также определен из тоналитовых гнейсов, гарцбургитовых и мафических даек Алданского щита [Jahn et al., 1998]. В настоящей работе среди датированных зерен количество зерен циркона с повышенным содержанием гафния незначительно. Преимущественно они имеют палеопротерозойский возраст. Известно, что обогащение Hf характерно для циркона из гранитных пегматитов, особенно на поздних стадиях их кристаллизации [Owen, 1987; Uher, Černý, 1998]. Для юга Сибирской платформы одно из важнейших тектонических событий, связанное с консолидацией Сибирского кратона, фиксируется в интервале ~1.9–1.8 млрд лет назад. Для этого события характерно проявление регионального метаморфизма в условиях гранулитовой и амфиболитовой фации [Sal'nikova et al., 2007; Turkina et al., 2010].

Источники обломочного материала

Состав песчаной обломочной (легкой) компоненты во всех изученных пробах показывает разнообразное происхождение материала [Dickinson, Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983]. Обломки представлены магматическими, метаморфическими, метаосадочными, осадочными породами и аутигенными образованиями. Более древняя проба из холмолохской свиты характеризуется наиболее смешанным составом обломочной компоненты и на диаграммах попадает в поле “переработанного орогена” (см. рис. 3б) и в поле “смешанного” типа (см. рис. 3в). Более молодые пробы из балыктахской свиты имеют более зрелый состав песчаного материала и в целом соответствуют “переработанному орогену” (см. рис. 3б, 3в). Источником материала также могла являться внутренняя часть кратона (см. рис. 3в). Согласно используемой модели [Dickinson, Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983], полученные результаты показывают 2 основных источника обломочного материала. Главным компонентом в обеих пробах являются продукты разрушения складчатого сооружения орогена, а также осадочные породы, сформированные по ним. Более зрелый состав и меньшее количество литокластов в пробах из балыктахской свиты не исключают поступление части материала из внутренней части кратона. Источником обломочного материала в этом случае могли являться поднятия фундамента внутри бассейна и ассоциирующие осадочные породы.

Тяжелая фракция во всех изученных пробах представлена гранатом, турмалином, цирконом, рутилом, ильменитом и апатитом. В пробе из холмолохской свиты также присутствуют хромшпинелиды; на дискриминационной диаграмме (см. рис. 8б) их состав ложится в поля перидотитов передовых дуг [Dick, Bullen, 1984; Hirose, Kawamoto, 1995; Pober, Faupl, 1988]. Ничтожное (вплоть до полного отсутствия) содержание титана в проанализированных зернах характеризует скорее всего высокую степень деплетированности мантийного источника [Reddy, Evans, 2009]. По наличию хромистой шпинели в пробе VY10/16 и преобладающему неопротерозойскому возрастному пику циркона ~850–900 млн лет, отсутствующему в других пробах, можно предполагать, что разрушались неопротерозойские мафит-ультрамафитовые породы преддугового бассейна.

Присутствие во всех пробах значительного количества неустойчивых акцессорных минералов, таких как гранат, титанит, эпидот и ильменит, показывает близкое расположение основного источника сноса [Гроссгейм, 1984; Morton, Hallsworth, 2007]. В пользу коренного происхождения большинства минералов тяжелой фракции свидетельствует тот факт, что в других частях Сибирской платформы в отложениях ордовика практически полностью отсутствует гранат, в то время как в разрезе р. Вилюй он является одним из основных компонентов тяжелой фракции. В частности, в песчаниках киренско-кудринского горизонта р. Мойеро тяжелая фракция представлена цирконом и турмалином с незначительной примесью других минералов [Zaitsev et al., 2017].

Составы исследованных гранатов свидетельствуют, что весь гранат был получен из метаморфических пород дифференцированного состава (кислые, средние, основные), испытавших метаморфизм средних и высоких степеней (от амфиболитовой и гранулитовой, вплоть до эклогитовой фаций). Преобладание в пробах наименее устойчивого к переносу [Гроссгейм, 1984; Morton, Hallsworth, 2007] гроссулярового граната является свидетельством близкого расположения источника сноса. В качестве такого источника можно предполагать выступ фундамента, в ордовикское время располагавшийся в центральной части Сибирской платформы [Каныгин и др., 2007].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Общей чертой позднекембрийско-раннеордовикского этапа развития морского бассейна на юге Сибирской платформы являлась крайне

мелководная глинисто-карбонатная седиментация с неравномерным привносом более крупного обломочного материала [Каныгин и др., 2007; Сухов, 2016]. Минеральный состав песчаной фракции из пород холмолохской и балыктахской свит показывает как общие черты, так и некоторое различие источников терригенного материала. Эти источники были представлены различными магматическими, метаморфическими, метаосадочными и осадочными комплексами [Dickinson, Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983]. Вывод подтверждается результатами исследования химического состава граната и турмалина, которое показало, что преобладающим источником этих акцессорных минералов являлись магматические и метаморфические породы среднего и кислого состава, метаосадочные породы амфиболитовой фации и гранулит-амфиболитовые комплексы мафит-ультрамафитового состава.

Результаты датирования циркона из холмолохской и балыктахской свит среднего течения р. Вилюй показали заметное различие в источниках терригенного сноса в позднекембрийское и раннеордовикское время. U-Th-Pb датирование циркона из холмолохской свиты верхнего кембрия выявило преобладание зерен неопротерозойского возраста (~845 млн лет), а также значительное количество более молодых (~550 млн лет) зерен циркона (поздний неопротерозой). Эти результаты отчасти согласуются с другими, ранее опубликованными данными для поздненеопротерозойских и кембрийских образований юга Сибирской платформы [Летникова и др., 2013; Gladkochub et al., 2013, 2022; Kröner et al., 2015; Motova et al., 2024; Turkina et al., 2010]. Так же, как и в холмолохской свите, в них преобладают неопротерозойские цирконы, связываемые с разрушением неопротерозойских террейнов в южном обрамлении Сибирской платформы (рис. 12а). Присутствие в пробах из верхоленской свиты верхнего кембрия единичных зерен циркона раннепротерозойского возраста авторами работы [Gladkochub et al., 2022] объясняется переотложением их из более древних осадочных комплексов. В отличие от верхоленской свиты, в исследованной нами пробе холмолохской свиты содержится 19% циркона палеопротерозойского возраста. Более значительные популяции циркона палеопротерозойского возраста также фиксируются в поздненеопротерозойских (вендских) отложениях юга Сибирской платформы, а также в ее центральной части, севернее изученного района [Кочнев, Прошенкин, 2013; Летникова и др., 2013; Gladkochub et al., 2013]. Анализ

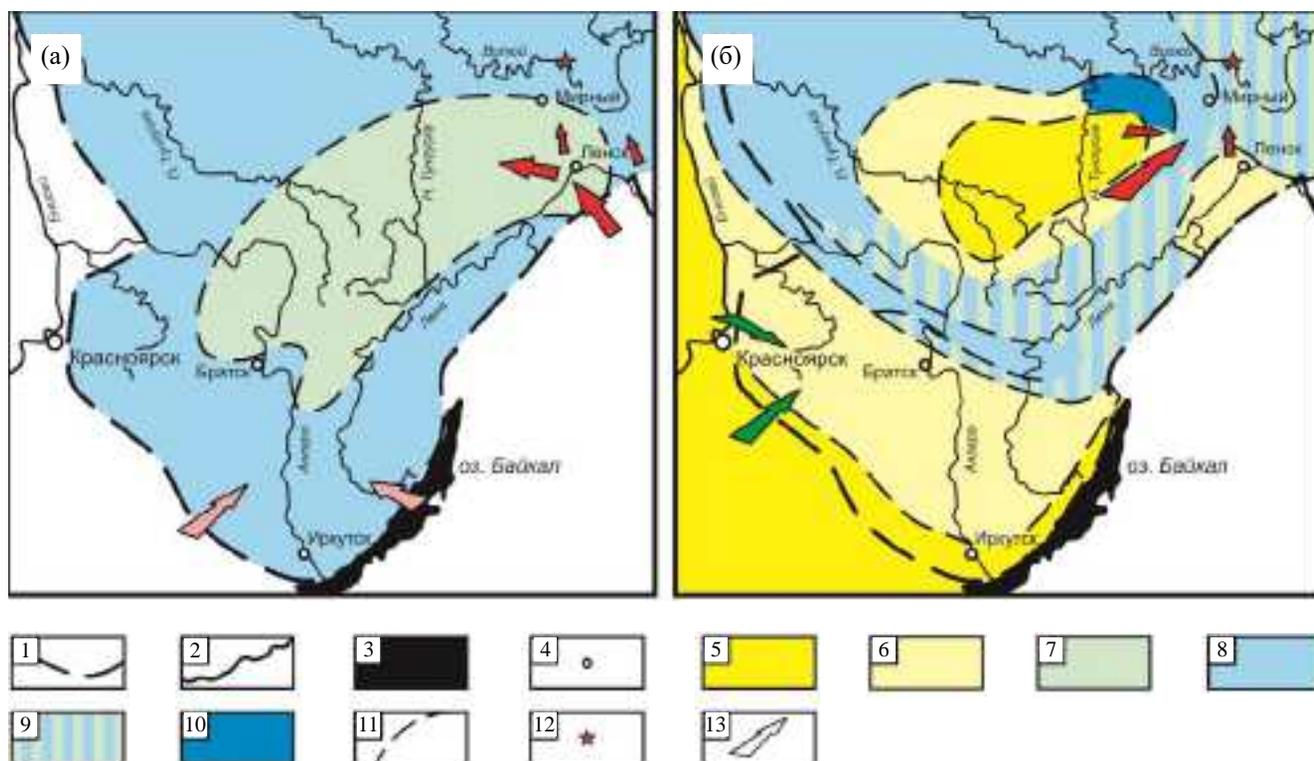


Рис. 12. Схематические палеогеографические карты Сибирской платформы в позднекембрийское (а) (по [Сухов, 2016] с изменениями) и раннеордовикское, позднеяньейское, позднейяньейское время (б) (по [Каныгин и др., 2007] с изменениями).

1 – граница Сибирской платформы, 2 – крупные реки, 3 – оз. Байкал, 4 – населенные пункты; обстановки осадконакопления и фации: 5 – низкая и высокая суша; 6 – прибрежные песчаные фации, 7 – субаэральные прибрежные обстановки (себха), 8 – доломитовые строматолитовые фации, 9 – мелководно-морские, в том числе приливно-отливные обстановки, 10 – западинно-шельфовые условия, глинисто-карбонатные фации, 11 – границы фациальных зон; 12 – расположение изученного района, 13 – предполагаемое направление сноса терригенного материала: розовые стрелки – верхний кембрий, верхоленское время (по [Gladkochub et al., 2022]), зеленые стрелки – ранний ордовик (по [Glorie et al., 2014]), красные стрелки – настоящая работа.

минерального состава обломочной компоненты и химического состава отдельных минералов из пород холмолохской свиты свидетельствуют о том, что основным компонентом в ней являются продукты разрушения как коренных комплексов, так и ассоциирующих с ними осадочных образований [Dickinson, Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983]. Учитывая присутствие в пробе значительного количества неустойчивых минералов, сложно предполагать их переотложение из более древних осадочных пород. Не исключено существование в позднекембрийское время альтернативного источника сноса, располагавшегося в юго-восточной части платформы (см. рис. 12а).

Для раннеордовикских пород балыктахской свиты основной (около 70%) популяцией являются зерна циркона палеопротерозойского (1880–1890 млн лет) возраста. Неопротерозойская популяция (845–900 млн лет) циркона является второй по значимости, но ее содержание значительно меньше, чем в холмолохской свите (45 и

17% соответственно). Очевидно, что на рубеже кембрия и ордовика произошла смена источника сноса терригенного материала. Наиболее вероятным источником материала для территории Вилюйской синеклизы в раннем ордовике являлся выступ архей-палеопротерозойского фундамента, располагавшийся в центральной части Сибирской платформы и представлявший собой размываемую сушу на протяжении всего ордовика [Каныгин и др., 2007]. Циркон с возрастом 1.8–2.0 млрд лет широко распространен в магматических и метаморфических комплексах фундамента платформы. Такой циркон характерен для пород, распространенных в пределах Мархинского террейна Анабарского выступа [Raquette et al., 2017], а также в пределах Алданского щита [Jahn et al., 1998].

Имеющиеся палеогеографические реконструкции для раннеордовикского времени [Каныгин и др., 2007] показывают, что транспортировка терригенного материала в изученный район из

центральной части платформы напрямую маловероятна (см. рис. 12б). Вероятным механизмом поступления обломочного терригенного материала в бассейн являлись вдольбереговые течения [Барaboшкин, 2011; Рейнек, Сингх, 1981], что также подтверждается малым размером обломочных частиц, поступавших в бассейн. Невысокое содержание более молодого циркона (~500–900 млн лет) в отложениях балыктахской свиты свидетельствует о слабом влиянии источника сноса, располагавшегося в раннеордовикское время на юго-восточной окраине Сибирской платформы [Gladkochub et al., 2022; Kröner et al., 2015].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны Н.Б. Кузнецову, Н.В. Горьковой (ГИН РАН), Е.В. Гусевой, В.О. Япаскурту (Геологический факультет МГУ) за помощь в организации и проведении U-Th-Pb изотопного датирования циркона методом LA-ICP-MS и электронно-микроскопических исследований (соответственно). Ценные замечания по ряду вопросов геологии и геохимии исследованного объекта в разное время были озвучены Б.Г. Покровским (ГИН РАН).

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена за счет средств госбюджета в соответствии с госзаданием ГИН РАН № FMMG-2021-0003 и FMMG-2023-0007. Исследование турмалина выполнено при финансовой поддержке госбюджетной темы МГУ “Минералогическое изучение месторождений Арктической зоны России с целью их комплексного освоения” номер ЦИТИС 121061600049-4.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барaboшкин Е.Ю.* Практическая седиментология. Терригенные резервуары. Пособие по работе с керном. Тверь: ООО “Издательство ГЕРС”, 2011. 152 с.
- Бергер А.Я., Ковалевская Е.О., Тесаков Ю.И. и др.* Пограничные отложения ордовика и силура в междуречье Оленека, Мархи и Моркоки (северо-восток Сибирской платформы) // Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 54–58.
- Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхне-Вилуйская. Лист Р-49-ХII. Объяснительная записка / Сост. Е.В. Тихомирова. М.: Недра, 1964. 110 с.
- Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхне-Вилуйская. Лист Р-50-ХIII. Объяснительная записка / Сост. Н.В. Кинд, М.П. Метелкина, В.В. Юдина. М., 1960. 74 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Верхневилуйская. Лист Р-50-П. Объяснительная записка / Сост. Ю.А. Дукарт, Д.В. Блажкун. СПб., 2001. 101 с.
- Гроссгейм В.А., Бескровная О.В., Геращенко И.Л. и др.* Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа). Л.: Недра, 1984. 271 с.
- Дронов А.В.* Колебания уровня моря в раннем ордовике и их отражение в темпеститовых разрезах восточной части глинта // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Вып. 4. Т. 74. С. 39–47.
- Зайцев А.В., Барaboшкин Е.Ю.* Стратиграфические перерывы в латорпско-кундаских отложениях (нижний-средний ордовик) центральной и восточной частей Балтийско-Ладожского глинта // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2006. № 3. С. 12–32.
- Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В. и др.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы. Новосибирск: “Гео”, 2007. 267 с.
- Каулина Т.В.* Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2010. 144 с.
- Кочнев Б.Б., Прошенкин А.И.* Детритовые цирконы из рифейских и вендских отложений центральных и северо-восточных районов Сибирской платформы // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. Т. II. С. 79–83.
- Крашенинников Г.Ф., Волкова А.Н., Иванова Н.В.* Учение о фациях с основами литологии. Руководство к лабораторным занятиям. М.: Изд-во МГУ, 1988. 214 с.
- Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А. и др.* Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, изотопные (Sr, Sm-Nd) свидетельства, данные U-Pb датирования LA-ICP-MS детритовых цирконов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1507–1529.
- Люфанов Л.Е.* Стратиграфия палеозоя и мезозоя бассейна р. Ыгыатты (западная окраина Вилуйской впадины) // Сборник статей молодых научных сотрудников Ленинградских геологических учреждений. Вып. 1 / Отв. ред. С.С. Кузнецов. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 91–131.
- Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З.* Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 141–155.
- Мельников Н.В., Якишин М.С., Шишкин Б.Б. и др.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: “Гео”, 2005. 428 с.

- Михайлов М.В., Тесаков Ю.И. Стратиграфия верхнего кембрия, ордовика и силура бассейна среднего течения р. Вилюй // Геология и геофизика. 1972. № 1. С. 32–42.
- Покровский Б.Г., Зайцев А.В., Буякайте М.И. и др. С–О–Sr–S-изотопная геохимия и хемотратиграфическая корреляция ордовикских отложений вилюйской структурно-фациальной зоны, Сибирская платформа // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 6. С. 1–27.
- Покровский Б.Г., Зайцев А.В., Дронов А.В. и др. Геохимия изотопов С, О, S, Sr и хемотратиграфия отложений ордовика в разрезе р. Мойеро, север Сибирской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 4. С. 1–27.
- Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 440 с.
- Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование и этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
- Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазонасность. М.: Научный мир, 2006. 212 с.
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. и др. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирско-го поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом “TERRANECHRONЕ®” // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 1–37.
- Сухов С.С. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. Т. 1. Стратиграфия. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2016. 497 с.
- Тесаков Ю.И., Занин Ю.Н., Малич Н.С. и др. Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1975. 254 с.
- Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
- Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии / Научный ред. Е.В. Скляров. Институт земной коры СО РАН и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 367 с.
- Aubrecht R., Meres S., Sykora M. et al. Provenance of the detrital garnets and spinels from the Albian sediments of the Czorsztyn Unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia) // Geol. Carpath. 2009. V. 60. P. 463–483.
- Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel composition in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrology. 2001. V. 42. № 12. P. 2279–2302.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O. et al. / Eds J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin // Zircon // Review in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. P. 469–500.
- Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Ibid. 1984. V. 86. P. 54–76.
- Dickinson W.R., Suczek C.A. Plate tectonics and sandstone compositions // Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 1979. V. 63. P. 2164–2182.
- Dickinson W.R., Beard L., Brakenridge G.R. et al. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting // Bull. Geol. Soc. Am. 1983. V. 94. P. 222–235.
- Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P. et al. The Ol’khon collision system (Baikal region) // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: North-Eastern segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480) / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk, 2005. P. 5–76.
- Folk R.L. Petrology of Sedimentary Rocks / 2nd ed. Austin, Texas: Hemphill Press, 1980. 184 p.
- Franseen E.K., Byrnes A.P., Cansler J.R. et al. The Geology of Kansas – Arbuckle Group // Current Research in Earth Sciences. 2004. V. 250. P. 1–43.
<https://doi.org/10.17161/cres.v0i250.11789>
- Gladkochub D.P., Motova Z.L., Donskaya T.V. et al. Cambrian/Ordovician boundary as a milestone in the sedimentation history of the southern Siberian craton: Evidence from U-Pb dating of detrital zircons // Journal of Asian Earth Sciences: X. 2022. V. 8. 100107.
<https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2022.100107>
- Gladkochub D.P., Stanevich A.M., Mazukabzov A.M. et al. Early evolution of the Paleasian ocean: LA-ICP-MS dating of detrital zircon from Late Precambrian sequences on the southern flank of the Siberian craton // Russian Geology and Geophysics. 2013. V. 54. P. 1150–1163.
- Glorie S., De Grave J., Buslov M.M. et al. Detrital zircon provenance of early Palaeozoic sediments at the southwestern margin of the Siberian Craton: Insights from U–Pb geochronology // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 82. P. 115–123.
- Geologic Time Scale 2020 / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Boston, USA: Elsevier, 2020. V. 1. 561 p.
- Henry D.J., Novák M., Hawthorne F.C. et al. Nomenclature of the tourmaline-supergruop minerals // Am. Mineral. 2011. V. 96. P. 895–913.
- Henry D.J., Guidotti C.V. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine // Am. Mineral. 1985. V. 70. P. 1–15.
- Hirose K., Kawamoto T. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 Gpa: the effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 133. P. 463–473.
- Hoskin P.W.O., Black L.P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon // J. Metamorph. Geol. 2000. V. 18. P. 423–439.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L. et al. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.

- Jahn B.-M., Gruau G., Capdevila R. et al.* Archean crustal evolution of the Aldan Shield, Siberia: geochemical and isotopic constraints // *Precambrian Res.* 1998. V. 91. P. 333–363.
- Knierzinger W., Wagreich M., Kiraly F. et al.* TETGAR_C: a novel three-dimensional (3D) provenance plot and calculation tool for detrital garnets // *J. of Geosciences.* 2019. V. 64. P. 127–148.
- Koreshkova M.Yu., Downes H., Nikitina L.P. et al.* Trace element and age characteristics of zircons in granulite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Siberia // *Precambrian Res.* 2009. V. 168. P. 197–212.
- Kröner A., Fedotova A.A., Khain E.V. et al.* Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Baikal–Muya belt, Siberia: Geochronology and geodynamic implications // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2015. V. 111. P. 138–160.
- Mange M.A., Morton A.C.* Geochemistry of heavy minerals / Eds M.A. Mange, D.T. Wright // *Heavy Minerals in Use. Developments in Sedimentology.* V. 58. Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 345–391.
- Méres Š.* Garnets – an important information resource about source area and parent rocks of siliciclastic sedimentary rocks // Conference “Cambelové dni 2008”. Abstract Book / Ed. L. Jurkovič. Bratislava: Comenius University, 2008. P. 37–43. (in Slovak with English summary)
- Morton A.C., Hallsworth C.R.* Stability of Detrital Heavy Minerals during Burial Diagenesis // *Heavy Minerals in Use / Eds M.A. Mange, D.T. Wright / Developments in Sedimentology.* 2007. V. 58. P. 215–245.
- Motova Z.L., Donskaya T.V., Gladkochub D.P. et al.* U-Pb ages of detrital zircons and composition of clastic sedimentary rocks from the southern periphery of the Siberian craton: Implications for the earliest Cambrian evolution of southern Siberia // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2024. V. 264. 106048.
- Nielsen A.T.* Trilobite systematics, biostratigraphy and palaeoecology of the Lower Ordovician Komstad Limestone and Huk Formations, southern Scandinavia // *Fossils and Strata.* V. 38. Oslo, Norway: Scandinavian University Press, 1995. 374 p.
- Owen M.R.* Hafnium content of detrital zircons, a new tool for provenance study // *J. Sediment. Petrol.* 1987. V. 57. P. 824–830.
- Paquette J.L., Ionov D.A., Agashev A.M. et al.* Age, provenance and Precambrian evolution of the Anabar shield from U-Pb and Lu-Hf isotope data on detrital zircons, and the history of the northern and central Siberian craton // *Precambrian Res.* 2017. V. 301. P. 134–144.
- Pober E., Faupl P.* The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps // *Geol. Rundsch.* 1988. V. 77. P. 641–670.
- Reddy S.M., Evans D.A.D.* Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution: correlations from core to atmosphere // *Geol. Soc. Spec. Pub.* 2009. V. 323. P. 1–26.
- Rubatto D.* Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism // *Chem. Geol.* 2002. V. 184. P. 123–138.
- Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Levitskii V.I. et al.* Age Constraints of High-Temperature Metamorphic Events in Crystalline Complexes of the Irkut Block, the Sharyzhalgai Ledge of the Siberian Platform Basement: Results of the U–Pb Single Zircon Dating // *Stratigraphy and Geological Correlation.* 2007. V. 15. № 4. P. 343–358.
- Schaltegger U., Fanning C.M., Günther D. et al.* Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 134. P. 186–201.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J. et al.* Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. V. 249. P. 1–35.
- Trela W.* Ordovician sea-level changes in the Malopolska Block (south-eastern Poland) // *WOGOGOB – 2004: Conference materials.* Tartu, 2004. P. 96–97.
- Turkina O.M., Urmantseva L.N., Berezhnaya N.G. et al.* Paleoproterozoic Age of the Protoliths of Metaterrigenous Rocks in the East of the Irkut Granulite–Gneiss Block (Sharyzhalgai Salient, Siberian Craton) // *Stratigraphy and Geological Correlation.* 2010. V. 18(1). P. 16–30.
- Uher P., Černý P.* Accessory zircon in Hercynian granitic pegmatites of the Western Carpathians, Slovakia // *Geol. Carpath.* 1998. V. 49. P. 261–270.
- Vanguetstaine M., Servais T.* Early Ordovician acritarchs of the Lierneux Member (Stavelot Inlier, Belgium): stratigraphy and palaeobiogeography // *Bull. Soc. Geol. Fr.* 2002. V. 173(6). P. 561–568.
- Vavra G., Gebauer D., Schmid R. et al.* Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 122. P. 337–358.
- Whitehouse M.J., Kamber B.S.* A rare earth element study of complex zircons from early Archaean Amitsoq gneisses, Godthåbsfjord, south-west Greenland // *Precambrian Res.* 2003. V. 126. P. 363–377.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Am. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Wiedenbeck M.P.A., Corfu F., Griffin W.L. et al.* Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // *Geostand. Geoanalytical Res.* 1995. V. 19. P. 1–23.
- Zaitsev A., Ziyatdinova I., Kosorukov V.* Carbonate microfacies analysis and mineral composition of the Middle–Upper Ordovician succession of the Moyero River section, NE of Siberian Platform // *GeoScience.* 2017. V. 2. P. 39–44.

AGE OF DETRITIC ZIRCON AND COMPOSITION OF CAMBRIAN-ORDOVICIAN TERRIGENOUS-CARBONATE DEPOSITS IN THE MIDDLE REACH OF THE VILYUI RIVER (SOUTH OF THE SIBERIAN PLATFORM)

A. V. Zaitsev^{1,*}, K. A. Dokukina^{1,**}, I. A. Baksheev^{2,***}

¹*Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

²*Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia*

**e-mail: a.v.zaitsev@bk.ru*

***e-mail: dokukina@mail.ru*

****e-mail: ivan.baksheev@gmail.com*

The article presents result of lithological and mineralogical studies of Upper Cambrian and Lower Ordovician terrigenous-carbonate deposits within the Vilyui syncline (the middle reaches of the Vilyui River, south of the Siberian platform). The composition of detritic zircon, garnet, tourmaline and chromium spinels were carried out in a sample from the Upper Cambrian Kholomolokh Formation and two samples from the Balyktakh Formation (Upper Cambrian–Lower Ordovician). Predominant sources of the detritic minerals were igneous and metamorphic rocks of the Archean–Paleoproterozoic basement of the Siberian platform: rocks of acidic and intermediate compositions, amphibolite-facies metasediments and granulite- and amphibolite-facies mafic-ultramafic complexes. Results of U-Th-Pb dating of zircon from the Kholomolokh and Balyktakh Formations of the middle reaches of the Vilyui River showed a noticeable difference in the demolition sources of terrigenous matter in the Late Cambrian and Ordovician times. The sample from the Upper Cambrian Kholomolokh Formation contains the youngest zircon with a predominance of Neoproterozoic ages (peak ages of 550 and 845 Ma) indicating the main source of demolition in the Late Cambrian time were Neoproterozoic terranes rocks which are widespread along the southern margin of the Siberian craton. The Early Ordovician rocks of the Balyktakh Formation contain the main zircon population (~70%) of Paleoproterozoic (1880–1890 Ma) age. The Early Ordovician the most probable source of matter for the Vilyui syncline was an uplift of the Archean–Paleoproterozoic basement in the Siberian platform central part that represented an eroded land during the Ordovician. The almost complete absence of younger zircon (~500–900 million years) in the Balyktakh deposits indicates a weak influence of the demolition source from the southeastern margin of the Siberian platform in the Ordovician time.

Keywords: Upper Cambrian, Lower Ordovician, Siberian Platform, Vilyui syncline, geochronology, zircon, garnet, tourmaline, spinel