

Железисто-глиноземистые метапелиты Северо-Енисейского кряжа: палеообстановки формирования, природа и возраст протолита

И. И. Лиханов¹, П. С. Козлов², Н. В. Попов³

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, e-mail: likh@igm.nsc.ru

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15

³Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3

Поступила в редакцию 14.03.2022 г., принята к печати 11.04.2022 г.

Предмет исследования. Изучались неоднородные по *P-T* условиям метаморфизма железисто-глиноземистые метапелиты тейского, гаревского и приангарского комплексов Северо-Енисейского кряжа (западная окраина Сибирского кратона). *Методы исследования.* На основании анализа новых геохронологических (*U-Pb* SHRIMP-II датирование по цирконам) и геохимических данных по распределению главных и редких элементов в породах проведена реконструкция состава, условий формирования и возраста их протолита. *Результаты.* Железисто-глиноземистые метапелиты Северо-Енисейского кряжа представляют собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания преимущественно каолинитового, а не латеритного типа, как считалось ранее. Химическое выветривание пород в раннем протерозое на Енисейском кряже не достигало глубокой стадии латеритизации с образованием зон конечного разложения алумосиликатов, а ограничивалось формированием продуктов выветривания преимущественно каолинит-иллит-монтмориллонит-кварцевого состава. *Выводы.* Петро- и геохимические характеристики изученных метапелитов обусловлены главным образом особенностями осадконакопления при формировании протолита, образование которого могло происходить за счет размыва нижнепротерозойских микрогнейсов Сибирского кратона с возрастными в диапазоне 2043–1962 млн лет с примесью материала кислых и основных пород (сухопитская серия) и последующего накопления в окраинно-континентальных мелководных бассейнах в условиях гумидного климата и спокойного тектонического режима. Полученные выводы о природе и составе протолита этих пород согласуются с данными литолого-фациального анализа и геодинамическими реконструкциями эволюции геологических комплексов Северо-Енисейского кряжа в докембрии.

Ключевые слова: метапелиты, геохимия, палеообстановки, протолиты, *U-Pb* датирование циркона, Северо-Енисейский кряж

Источник финансирования

Работа выполнена за счет средств гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20018) с частичной поддержкой полевых работ по госзаданиям ИГМ СО РАН и ИГГ УрО РАН (AAAA-A18-118052590032-6)

Ferruginous-aluminous metapelites of the North Yenisei Ridge: Formation paleosettings, nature and age of protolith

Igor I. Likhanov¹, Pavel S. Kozlov², Nikolai V. Popov³

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Akad. Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia, e-mail: likh@igm.nsc.ru

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia

³A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, 3 Akad. Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia

Received 14.03.2022, accepted 11.04.2022

Research subject. Fe- and Al-rich metapelites of the Teya, Garevka and Angara complexes of the North Yenisei Ridge (western margin of the Siberian craton) were studied. *Research methods.* Recently-obtained geochronologic (SHRIMP II *U-Pb* zircon dating) and geochemical data on the distribution of major and trace elements were used to reproduce the composition and age of the protolith, along with the paleofacies formation conditions. *Results.* The ferruginous-aluminous metapelites of the North Yenisei Ridge constitute redeposited and metamorphosed products of Precambrian weathering

Для цитирования: Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В. (2022) Железисто-глиноземистые метапелиты Северо-Енисейского кряжа: палеообстановки формирования, природа и возраст протолита. *Литосфера*, 22(4), 448–471. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-448-471>

For citation: Likhanov I.I., Kozlov, P.S. Popov N.V. (2022) Ferruginous-aluminous metapelites of the North Yenisei Ridge: Formation paleosettings, nature and age of protolith. *Lithosphere (Russia)*, 22(4), 448–471. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-448-471>

crusts predominantly of the kaolinite rather than lateritic type, as was previously thought. The chemical weathering of rocks in the Early Proterozoic on the Yenisei Ridge did not reach the deep stage of lateritization with the formation of zones of final decomposition of aluminosilicates; however, this process was limited to the formation of weathering products of predominantly kaolinite-illite-montmorillonite-quartz composition. *Conclusions.* The petro- and geochemical characteristics of the studied metapelites are mainly due to the features of sedimentation during the formation of the protolith, which could have been formed due to the erosion of the Lower Proterozoic microgneisses of the Siberian craton with ages in the range of 1962-2043 Ma with the involvement of granitoid and volcanic admixture of mafic rocks into the erosion area and subsequent accumulation in marginal continental shallow basins under the conditions of a humid climate and a calm tectonic regime. These results are consistent with the data of lithofacies analysis and geodynamic reconstructions of the Precambrian evolution of geological complexes in the North Yenisei Ridge.

Keywords: metapelites, geochemistry, protoliths, paleosettings, U-Pb zircon dating, North Yenisei Ridge

Funding information

This research was funded by Russian Science Foundation (RSF), grant No. 21-77-20018 with additional support of field works in the framework of the state tasks of the Institute of Geology and Mineralogy (Novosibirsk) and Institute of Geology and Geochemistry (Ekaterinburg) (AAA-A18-118052590032-6)

ВВЕДЕНИЕ

Интерес к метаморфическим комплексам Северо-Енисейского кряжа обусловлен фундаментальными и прикладными аспектами. Минералы группы силлиманита – кианит, андалузит и силлиманит – важнейшие индикаторы метаморфизма горных пород. При одинаковом химическом составе они имеют разную кристаллическую структуру, стабильную при различных P - T параметрах. На основе таких трендов изменения температуры с глубиной и соотношения этих трендов на P - T диаграмме с полями устойчивости полиморфов Al_2SiO_5 выделяются разные “барические” типы метаморфизма (Ревердатто и др., 2017). Андалузит устойчив при низких давлениях и температурах, с повышением давления он сменяется кианитом, а при увеличении температуры они оба замещаются силлиманитом. Это приводит к формированию зональных метаморфических комплексов, что используется для выделения фациальных серий низких и умеренных давлений. “Тройная точка”, соответствующая равновесному сосуществованию всех полиморфов Al_2SiO_5 , является одним из наиболее важных инвариантных узлов в метаморфической петрологии, а минеральные ассоциации с участием полиморфов “тройной точки” информативны для калибровки геотермобарометров. В то же время Северо-Енисейский кряж Сибири – один из наиболее перспективных регионов с потенциальными источниками высокоглиноземистого сырья, представляющими особый интерес для производства глинозема, силумина и алюминия (Kozlov, 2017).

Глинистые сланцы и продукты их метаморфизма в отношении поведения ряда микроэлементов могут рассматриваться как индикаторы состава континентальной коры, а их геохимическая летопись позволяет проследить ее эволюцию (Тейлор,

Мак-Леннан, 1988). Геохимические особенности глинистых отложений широко используются для расшифровки состава пород областей сноса и условий их выветривания. В последние годы одним из эффективных методов таких реконструкций становится анализ содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ) и ряда индикаторных соотношений, рассчитанных по другим микроэлементам (Маслов и др., 2004, 2005, 2007, 2020). Это связано с тем, что относительно инертные редкие элементы, включая РЗЭ, мало фракционируются в процессах седиментации, литогенеза и метаморфизма, и осадочные толщи даже в условиях высоких давлений гранулитовой фации наследуют геохимические особенности, свойственные исходным породам в области эрозии (Сох, Lowe, 1995). Гомогенизирующий эффект осадочного процесса приводит к смешению продуктов выветривания при формировании глинистых пород, характеризующихся низкой проницаемостью для постседиментационных флюидов, что обуславливает устойчивый уровень концентрации РЗЭ и других микроэлементов (Taylor, McLennan, 1985, 1995).

Значительную долю в строении докембрийских метаморфических комплексов в складчатом обрамлении юго-западной окраины Сибирского кратона составляют пелиты специфического железисто-глиноземистого состава, метаморфизм которых приводил к появлению редких минеральных парагенезисов с участием экстремально железистых минералов (Likhanov et al., 2004). Геохимическая специфика этих пород, особенно в отношении индикаторных для выяснения геодинамических особенностей формирования протолита микроэлементов, изучена недостаточно, что отражается в противоречии взглядов на их происхождение. По литературным данным, такой специфический состав пород интерпретируется как результат латеритного характера процессов выветривания (например, (Го-

ловенок, 1977)), что расходится с частым отсутствием полнопрофильных кор такого выветривания в докембрийских разрезах (Юдович, Кетрис, 2000) и вызывает повышенный интерес к происхождению этих пород. В последние годы наметился прогресс в накоплении и анализе прецизионных аналитических данных о содержании индикаторных микроэлементов в метапелитах, сформированных в разных геодинамических обстановках (Лиханов и др., 2006б, 2008; Likhanov, Reverdatto, 2007). Этот прогресс открывает новые возможности для расшифровки их первичной природы. Перспективным продолжением этих исследований является изучение геохимических, петрологических и геохронологических аспектов методами локального микроанализа, открывающими новые возможности для реконструкции процессов формирования и эволюции пород. Дальнейшее накопление и анализ геохимических данных по химически контрастным типам метапелитов, сформированным в разных геодинамических обстановках, внесут свой вклад в решение этой проблемы. В то же время современные изотопные датировки, весьма ограниченные для метаморфических пород региона, необходимы для понимания геодинамической эволюции юго-западной окраины Сибирского кратона. В частности, исследования состава и особенностей развития Енисейского кряжа имеет большое значение для решения широко дискутируемого в современной литературе вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав древних суперконтинентов – Нуны и Родинии (Likhanov, Santosh, 2017, 2019).

В данной статье на основе анализа геохимической и геохронологической информации по железисто-глиноземистым метапелитам Северо-Енисейского кряжа предпринята попытка реконструировать состав и основные черты формирования их протолита, в том числе тектонические обстановки, и определить возраст источников сноса вещества.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Енисейский кряж представляет собой древний ороген коллизионно-аккреционного типа, расположенный на западной окраине Сибирского кратона. Он вытянут в субмеридианальном направлении вдоль р. Енисей почти на 700 км при ширине от 50 до 200 км (рис. 16). Геофизические данные свидетельствуют о вертикальном утолщении и транспрессионной обстановке; ширина складчатой области Енисейского кряжа на глубине более 10 км вдвое уменьшается, что придает ему грибовидную форму. Глубина залегания поверхности Мохоровича под Енисейским кряжем, по сравнению с соседними регионами, увеличена от 40 до 50 км (Саль-

ников, 2009). Таким образом, этот ороген обладает структурой с утолщенной корой, сохранившейся в течение длительного геологического времени. Коллизионная модель формирования структуры земной коры в регионе подтверждается данными сейсмического профилирования и обосновывается “скупиванием” пород неопротерозойских формаций (Козлов и др., 2020). В строении Енисейского кряжа выделяются два крупных сегмента – Южно-Енисейский и Северо-Енисейский, разделенные субширотным Нижнеангарским региональным разломом (Ножкин и др., 2016а). К югу от этого разлома выделяются два структурных элемента – палеопротерозойский кратонный Ангаро-Канский блок и неопротерозойский островодужный Предивинский террейн (Ножкин и др., 2016б; Лиханов и др., 2016) (рис. 1а). К северу от Нижнеангарского разлома, в заангарской части, Северо-Енисейский кряж сложен палеопротерозойскими и мезо-неопротерозойскими породами, составляющими Восточный и Центральный кратонные блоки и Исаковский (западный) островодужный террейн (Ножкин и др., 2019). Все тектонические блоки и пластины разделены крупными региональными разломами – системами дизъюнктивов преимущественно северо-западного простирания с субвертикальным падением (Лиханов и др., 2021). Отличительной особенностью приразломных структур Северо-Енисейского кряжа является развитие специфического комплекса тектонитов – бластомилонитов и катаклазитов, прослеживающихся через весь кряж в виде ряда мощных зон субмеридианального простирания (Козлов и др., 2012). Региональные разломы (Приенисейский, Татарско-Ишимбинский и др.) часто сопровождаются оперяющими структурами более высокого порядка, вблизи которых происходит столкновение мелких блоков с образованием надвигов (Егоров, 2004). Последнее вызывает неоднородный по давлению региональный метаморфизм, выраженный сочетанием двух фациальных серий низких и умеренных давлений (Лиханов и др., 2005, 2006а).

Условия и время заложения региональных глубинных разломов в регионе остаются неясными. Однако интерпретация геохронологических данных разновозрастных популяций монацитов в тектонитах, испытавших перекристаллизацию в ходе последовательных деформационных процессов, указывает на неоднократную активизацию Приенисейской региональной сдвиговой зоны в диапазоне 1.54–0.6 млрд лет назад (Лиханов, Reverdatto, 2015). Это также обосновано тектоническим совмещением разновозрастных блоков высоко- и слабометаморфизованных кристаллических пород, характером взаимоотношений разломов с разновозрастными магматическими комплексами и наблюдениями синтетектонической зональности дислокационных процессов.

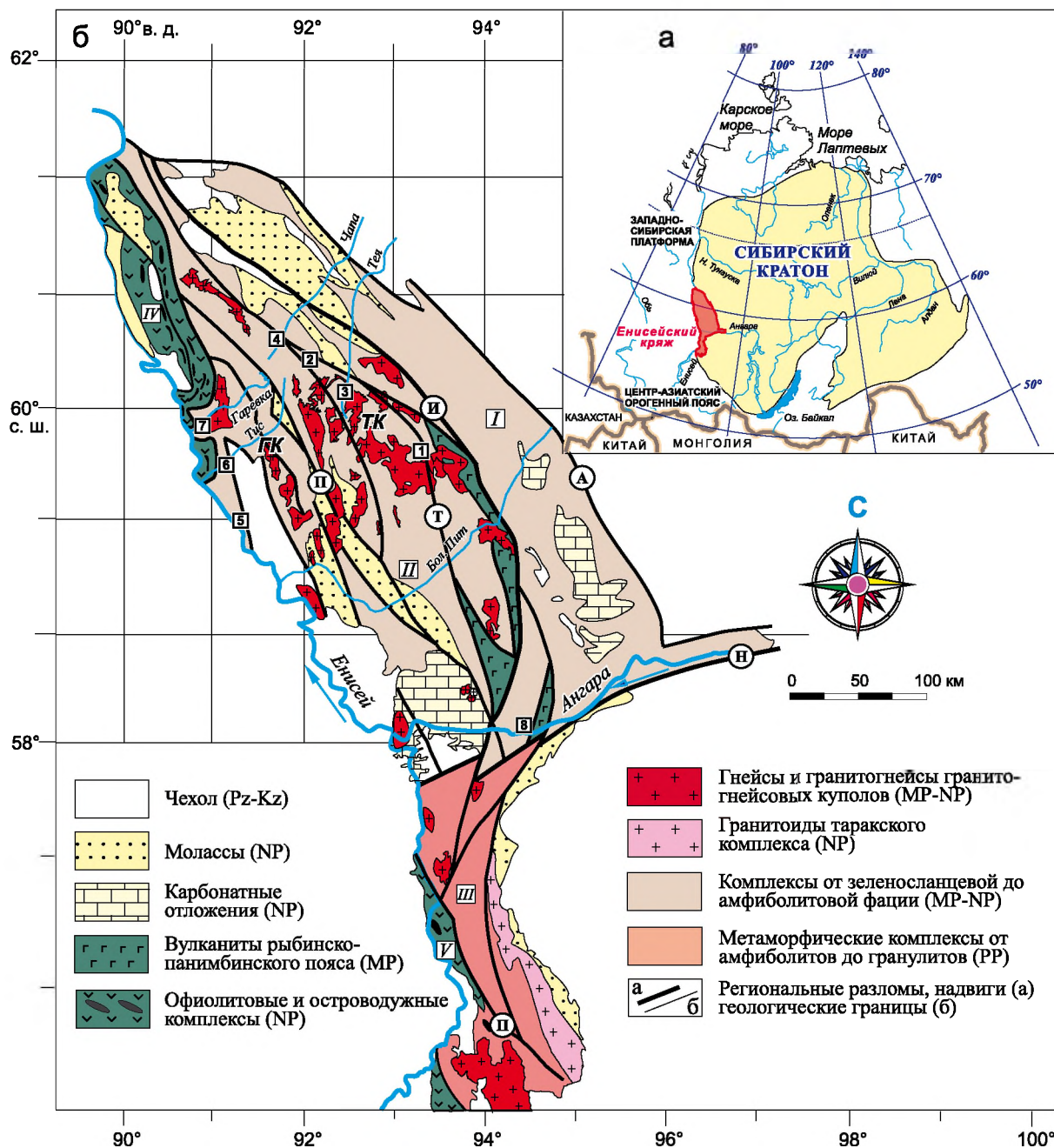


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта Енисейского кряжа и местоположение объектов исследования.

а – положение Енисейского кряжа в структуре Сибирского кратона.
 б – ГК и ТК – гаревский и тейский метаморфические комплексы (арабские цифры в квадратах). Участки тейского комплекса (ТК): 1 – маяконский, 2 – полканский, 3 – тейский, 4 – чапский; участки гаревского комплекса (ГК): 5 – енисейский, 6 – тисский, 7 – гаревский; 8 – ангарский комплекс. Блоки (римские цифры в квадратах): I – Восточный и II – Центральный блоки Заангарья; III – Исаковский и IV – Предивинские островодужные террейны; V – Ангаро-Канский блок. Региональные разломы (буквы в кружках): И – Ишимбинский, Т – Татарский, П – Приенисейский, А – Анкиновский, Н – Нижнеангарский.

Fig. 1. Geological sketch map of the Yenisey Ridge showing location of the study areas.

а – the inset map shows position of the Yenisey Ridge in Siberian craton.
 б – GK and TK are the Garevka and Teya respectively metamorphic complexes (arabic numbers in squares). Teya complex (TK): 1 – Mayakon, 2 – Polkan, 3 – Teya, 4 – Chap; Garevka complex (GK): 5 – Yenisey, 6 – Tis, 7 – Garevka; 8 – Angara complex. Locations of the five tectonic blocks discussed in the text (roman numerals in squares): I – East (platform) and II – Central blocks of the Transangarian segment; III – Isakovka and IV – Predivinsk island-arc blocks; V – South-Yenisey (Angara-Kan) block. Regional faults (letter in circles): I – Ishimbai, T – Tatarka, II – Cis-Yenisei, A – Ankinov, H – Lower Angara.

Детальный обзор геохронологии, тектонической позиции и геодинамической природы комплексов, участвующих в строении региона, приведены в работах (Лиханов и др., 2018, 2021; Козлов и др., 2020). Там же представлена хронологическая последовательность крупных этапов и событий в геологической истории Енисейского кряжа, сформировавших его тектонический облик.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве объектов исследования выбраны четыре участка в пределах тейского комплекса (маяконский, полканский, чапский и тейский), три участка в пределах гаревского комплекса (тисский, енисейский и гаревский) и ангарский участок в составе приангарского комплекса Северо-Енисейского кряжа (см. рис. 1). Первые и вторые площади приурочены к линейным зонам смятия вдоль Татарско-Ишимбинской и Приенисейской систем разломов соответственно. Выходы пород приангарского комплекса локализованы в тектонических зонах, трасирующих Татарско-Ишимбинскую и Нижнеангарскую системы разломов. Эти зоны представляет собой систему сближенных субпараллельных разломов сдвиговой, взбросовой и надвиговой кинематики, концентрирующих деформации сдвига, а также их комбинаций с проявлениями приразломного катаклаза, меланжирования и динамометаморфизма породных массивов (Козлов и др., 2020). Их протяженность определяется сотнями километров при ширине зоны стресс-метаморфизма от сотен метров до первых десятков километров. Как правило, эти линеаментные зоны играют роль швов, разделяющих тектонические блоки региона и являющихся областями их активного взаимодействия.

В разрезе складчатых структур Центрального блока гаревский комплекс – наиболее древний, в его составе выделены немтихинская и малогаревская метаморфические толщи (Попов и др., 2010). Гаревский комплекс в западной части Центрального блока надстраивается тейским комплексом, в результате чего малогаревская толща перекрывается нижнепротерозойскими отложениями свиты хребта Карпинского тейской серии. В геологическом строении приангарского комплекса принимают участие осадочно-метаморфические толщи сухопитской серии мезопротерозоя и залегающие на них с несогласием верхнерифейские отложения широкинской серии (Лиханов и др., 2016). В тектоническом отношении район развития тейского комплекса располагается главным образом в пределах осевой части Центрального блока, складчатая структура которого осложнена серией дизъюнктивов северо-западного простирания, которые относятся к Татарскому глубинному разлому,

а также рядом второстепенных надвигов преимущественно субмеридианального направления. Гаревский комплекс располагается в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны, разделяющей Центральный кратонный блок и Исаковский островодужный террейн (Likhanov et al., 2018). Приангарский комплекс расположен в области сочленения комплексов Заангарья и Ангаро-Канского выступа Енисейского кряжа (междуречье Ангары, Енисея, Тасеевой и Бол. Сполошной).

Важнейшей особенностью изученных метаморфических комплексов является неоднородность метаморфизма по режиму давления, выраженная в региональном метаморфизме двух фациальных серий: *And-Sil* (низких давлений) и *Ky-Sil* (умеренных давлений). Наиболее характерным примером совмещенной зональности двух фациальных серий является тейский участок (рис. 2), расположенный в среднем течении р. Теи в междуречье Курепы и Уволги (Лиханов и др., 2012).

В геологическом строении этого района принимают участие протерозойские регионально-метаморфические образования тейской и сухопитской серий. В ядре Тейской антиклинали, запрокинутой на юго-запад под углом 50–65°, обнажены наиболее древние метаморфизованные метакarbonатно-терригенные породы тейской серии нижнего протерозоя, прорванные гранитоидами Каламинского массива. Крылья антиклинали сложены менее метаморфизованными породами кординской и горбилокской свит сухопитской серии нижнего–среднего рифея. В строении региона с юго-запада на северо-восток выделяются четыре зоны регионального метаморфизма со следующей последовательностью предельных минеральных ассоциаций: 1) $Bt + Ms + Chl + Qz + Pl$ (*Bt* зона); 2) $Grt + Bt + Ms + Chl + Qz + Pl$ (*Grt* зона); 3) $St + Grt + Bt + Ms + Chl + Qz + Pl + Crd \pm And$ (*St-And* зона) и 4) $Sil + St + Grt + Bt + Ms + Qz + Pl \pm And \pm Crd$ (*Sil* зона) (см. рис. 2). Здесь и далее в тексте символы минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010). В пределах *St-And* зоны в малоглиноземистых недосыщенных K_2O метатерригенных породах рязановской свиты иногда устойчивы жедрит и куммингтонит в ассоциации с гранатом и кордиеритом. В целом в изученном районе региональный метаморфизм характеризуется симметричной зональностью в структуре Тейской антиклинали и отличается ростом степени метаморфизма по направлению к ядру антиклинали. По характеру метаморфической зональности прогрессивный метаморфизм изученных пород относится к сравнительно малоглубинному *LP/HT* андалузит-силлиманитовому типу (бьюкенский тип зональности), промежуточному между пиренейским и мичиганским типами зональности по классификации А. Хитанен (Hietanen, 1967). Его *P-T* условия соответствуют переходу от фации зеленых сланцев до

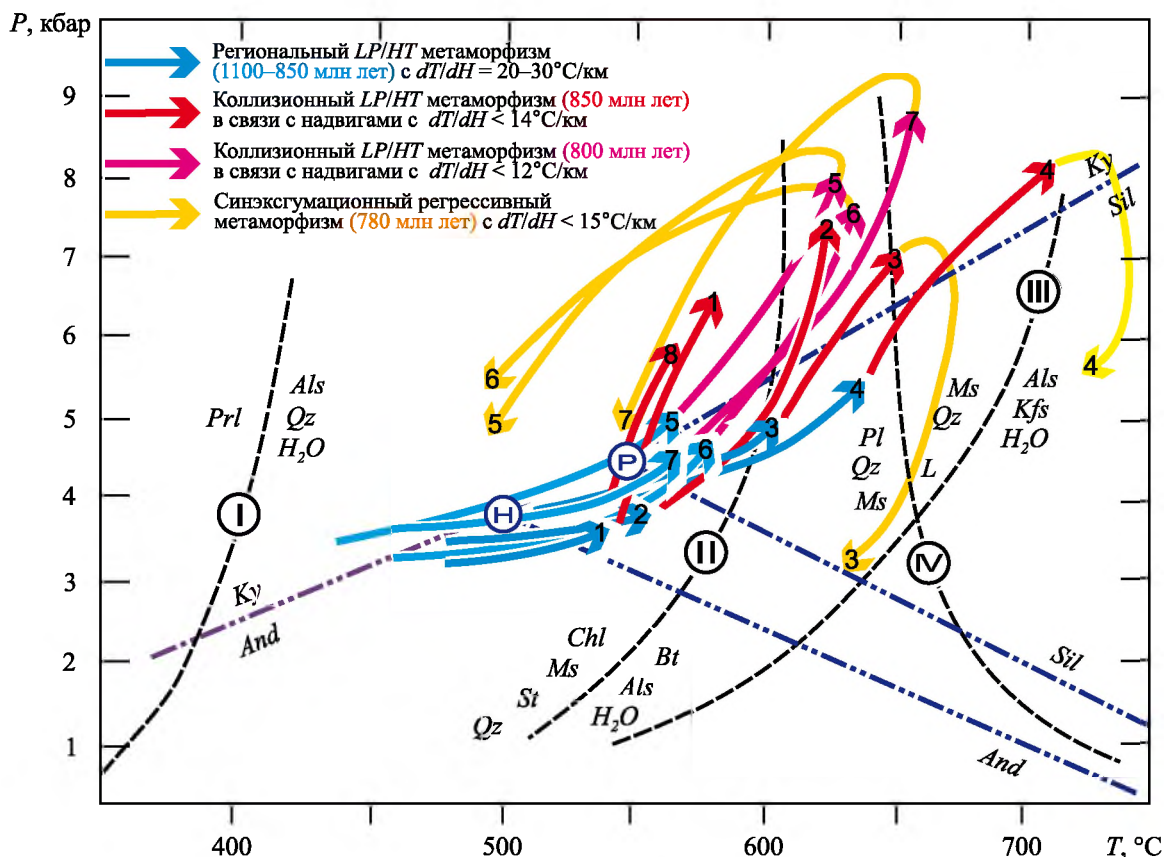


Рис. 2. *P-T* диаграмма с обобщенными *P-T* трендами метаморфизма для высокоглиноземистых метapelитов Тейского, Гаревского и Ангарского комплексов Северо-Енисейского кряжа.

Арабские цифры на сегментах *P-T* траекторий соответствуют изученным регионам Енисейского кряжа: тейский комплекс (ТК): 1 – маяконский, 2 – полканский, 3 – тейский, 4 – чапский; гаревский комплекс (ГК): 5 – енисейский, 6 – тисский и 7 – гаревский участки; 8 – ангарский комплекс (АК). Пунктирными линиями с римскими цифрами приведены известные минеральные равновесия для метapelитовой системы: I – (Haas, Holdaway, 1973), II – (Pattison, 2001), III – (Chatterjee, Johannes, 1974), IV – (Le Breton, Thompson, 1988). Координаты тройной точки и линии моновариантных равновесий полиморфов Al_2SiO_5 приведены по (Pattison, 1992) (P) и (Holdaway, 1971) (H). Символы минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010). Номера объектов исследования показаны в соответствии с рис. 1.

Fig. 2. *P-T* diagram showing the generalized *P-T* path calculations for highly aluminous metapelites in the Teya, Garevka and Angara complexes of the North Yenisey Ridge.

Arabic numerals on the segments of the *P-T* paths correspond to the studied regions of the Yenisey Ridge: Teya complex (TC): 1 – Mayakon, 2 – Polkan, 3 – Teya, 4 – Chapa; Garevka complex (GC): 5 – Yenisei, 6 – Tis and 7 – Garevka sites; 8 – Angara complex (AK). Dotted lines with Roman numerals show well-known mineral equilibria for the metapelitic system: curve I (Haas, Holdaway, 1973), curve II (Pattison et al., 2002), curve III (Chatterjee, Johannes, 1974), curve IV (Le Breton, Thompson, 1988). The coordinates of the aluminum silicate triple point and univariant equilibrium curves of Al_2SiO_5 polymorphs are after Pattison (1992) (P) and Holdaway (1971) (H). Mineral symbols are given according to (Whitney, Evans, 2010). The numbers of the objects of study are shown in accordance with Fig. 1.

границы между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовыми фациями. С приближением к надвигу породы *St-And* и *Sil* зон испытывают наложенный метаморфизм. Этот переход фиксируется по появлению в регионально-метаморфических породах кианита и фибролита – волокнистой игольчатой разновидности силлиманита (изограда кианита) с развитием предельной ассоциации $Ky + St + Grt + Ms + Bt + Qz + Pl + Sil + Fi$ с реликтами *And*. Временные соотношения между появлением кианита и

фибролита не установлены. Область распространения пород кианит-ставролитовой субфации фации кианитовых сланцев ограничена разломом северо-западного простирания и не превышает в ширину 4–5 км, что наряду с секущим характером новых изоград свидетельствует о локальном характере наложенного метаморфизма. Появление *Ky* и развитие новых деформационных структур свидетельствуют о том, что наложенный метаморфизм проходил в обстановке повышенного давления и мо-

жет быть отнесен к *Ky-Sil* типу (барровианский тип зональности). Региональный метаморфизм *And-Sil* типа осуществлялся в широком диапазоне пиковых температур от 510°C в биотитовой зоне до 640°C в силлиманитовой зоне при изменении давления от 3.9 до 5.1 кбар, что свидетельствует о метаморфическом градиенте $dT/dH = 25\text{--}35^\circ\text{C}/\text{км}$. Наложенный метаморфизм умеренных давлений *Ky-Sil* типа происходил при постепенном повышении давления от 5.65 до 7.15 кбар и незначительном повышении максимальной температуры (от 660 до 700°C) по мере приближения к надвигу, что указывает на весьма низкое значение $dT/dH \leq 10\text{--}12^\circ\text{C}/\text{км}$ (Лиханов и др., 2011).

Относительно местоположения тейского участка, полканский и чапский участки располагаются северо-западнее в 40 и 70 км соответственно; маяконский участок находится в 80 км на юго-восток, а тисский участок – в 100 км на юго-запад (см. рис. 1).

Тисский участок, расположенный в нижнем течении р. Тис, является типичным для Гаревского комплекса, включающего в себя также енисейский и гаревский участки (см. рис. 1). В районе исследования его породы представлены интенсивно деформированными и мигматизированными гнейсами и кристаллическими сланцами с предельной ассоциацией $Grt + Bt + Ms + Pl + Qz \pm St \pm Ilm \pm Ky \pm Sil \pm \pm And \pm Ep$ состава, пронизанными крутопадающими рассланцеванными дайками гранитов и габброидов (Лиханов и др., 2013). Отличительной особенностью изученных метапелитов является развитие специфических порфиробласт граната с тремя контрастными зонами. Ядра сложены гранатом округлой или эллипсоидной формы с хаотически ориентированными включениями минералов основной массы. Их обрамляет средняя зона деформированного граната с обилием черных микровключений ильменита и графита. Внешняя оболочка сложена идиоморфным гранатом. Наряду с обильными включениями минералов основной массы практически во всех зонах гранатов присутствует монацит, а ксенотим и эпидот встречаются только во внутренней зоне (Likhanov, 2019).

Для всех изученных участков с ассоциацией “тройной точки” наблюдается похожая закономерность в изменении набора минеральных ассоциаций в аналогичных по температуре метаморфических зонах, но с различным соотношением реликтовых и новообразованных минералов и степенью деформации пород. Некоторые минералогические отличия обусловлены отсутствием кордиерита (чапский, тисский и полканский участки) и развитием хлоритоида (полканский и маяконский участки) на самых низких ступенях метаморфизма. Появление редких парагенезисов ($Cld + Bt$ и $Cld + Bt + And$) и изменение характера зональности в метапелитах *And-Sil* типа полканского и маяконского участков

могут быть связаны с большей устойчивостью Мп-граната на средних ступенях метаморфизма (Likhanov, 1988).

В геологическом строении приангарского региона принимают участие осадочно-метаморфические толщи сухопитской серии мезопротерозоя и залегающие на них с несогласием верхнерифейские отложения широкинской серии (Ножкин и др., 2021). Из пород сухопитской серии в районе исследования наиболее широко распространены отложения удерейской свиты (р. Тасеева), представленные глинистыми сланцами с прослоями алевролитов, песчаников, линз известняков и кварцитов. В составе широкинской серии выделяется две свиты – горевская и сухохребтинская. Горевская свита образована известняками, глинистыми углеродистыми и доломитистыми их разновидностями. Перекрывающая ее сухохребтинская свита сложена кварцито-видными олигомиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, лавами и туфами базальтов. Отложения широкинской серии коррелируют с чингасанской серией верхнерифейского возраста (≈ 750 млн лет) (Ножкин и др., 2021).

В метапелитах выделены биотитовая, гранатовая, ставролитовая, андалузитовая и силлиманитовая зоны регионального метаморфизма. По характеру зональности прогрессивный метаморфизм изученных пород относится к андалузит-силлиманитовому типу низких давлений/высоких температур. Локально в приразломных полях Татарско-Ишимбинской сдвиговой зоны эти породы подверглись наложенному метаморфизму с формированием бластомилонитов. На лево- и правобережье р. Ангары проявлены две зоны деформаций (мощность около 1.5–2.0 км) субмеридианального простирания, в которых зафиксированы изограды появления хлоритоида и кианита, что соответствует условиям фации кианитовых сланцев. Основными минералами бластомилонитов являются гранат, ставролит, биотит, кианит, мусковит, кварц и плагиоклаз; акцессорные минералы – монацит, апатит, ильменит и рутил.

P-T ПАРАМЕТРЫ И *P-T-t* ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАПЕЛИТОВ

По результатам геолого-структурных, минералого-петрологических и изотопно-геохронологических исследований метаморфических комплексов Северо-Енисейского кряжа были выделены несколько этапов в их развитии, различающиеся термодинамическими режимами и величинами метаморфических градиентов (см. рис. 2). Во всех изученных случаях неопротерозойский *Ky-Sil* метаморфизм умеренных давлений накладывался на регионально-метаморфические андалузитсодержащие породы низких давлений (Лиханов и др., 2011). Зональные метаморфические комплексы низких

давлений LP/HT ($P = 3.9\text{--}5.1$ кбар, $T = 510\text{--}640^\circ\text{C}$) андалузит-силлиманитового типа сформировались при типичном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH = 20\text{--}30^\circ\text{C}/\text{км}$. В последовательности пород $Ky\text{-}Sil$ метаморфизма тейского комплекса наиболее высокобарические и высокотемпературные метапелиты чапского ($P = 5.8\text{--}8.4$ кбар, $T = 630\text{--}710^\circ\text{C}$, $dT/dH = 12\text{--}14^\circ\text{C}/\text{км}$), тейского ($P = 5.65\text{--}7.15$ кбар, $T = 650\text{--}700^\circ\text{C}$, $dT/dH = 10\text{--}12^\circ\text{C}/\text{км}$) и полканского ($P = 5.0\text{--}7.3$ кбар, $T = 575\text{--}645^\circ\text{C}$, $dT/dH = 8\text{--}10^\circ\text{C}/\text{км}$) участков встречаются на севере региона и приурочены к более древним нижнепротерозойским толщам тейской серии. По сравнению с ними метапелиты маяконского участка, залегающие южнее среди более молодых среднерифейских пород кординской свиты, отличаются несколько пониженными значениями $P\text{-}T$ параметров и метаморфического градиента ($P = 4.5\text{--}6.7$ кбар, $T = 560\text{--}600^\circ\text{C}$, $dT/dH = 6\text{--}7^\circ\text{C}/\text{км}$) (см. рис. 2). Метапелиты тисского участка гаревского комплекса занимают промежуточное положение ($P = 4.8\text{--}7.4$ кбар, $T = 580\text{--}640^\circ\text{C}$, $dT/dH = 8\text{--}10^\circ\text{C}/\text{км}$). Максимальные значения $P\text{-}T$ -t параметров свойственны метапелитам чапского участка, характеризующимся повсеместным присутствием силлиманита практически во всех метаморфических зонах. В других проявлениях метаморфизма $Ky\text{-}Sil$ типа силлиманит встречается реже. Фибролит, как правило, появляется локально вблизи гранитов (маяконский и тейский участок), что может свидетельствовать о его контактово-метаморфическом происхождении при внедрении магматических расплавов.

Метаморфизм пород ангарского участка отвечал условиям эпидот-амфиболитовой фации и параметрам ее перехода к амфиболитовой фации. Данные оценки приближаются к $P\text{-}T$ условиям кианит-силлиманитового метаморфизма тейского комплекса вблизи Татарско-Ишимбинского разлома. Об этом свидетельствуют вычисленные $P\text{-}T$ тренды эволюции метапелитов с повышением давления при приближении к надвигу от 4.1 до 5.6 кбар при слабом повышении температуры от 530 до 560 $^\circ\text{C}$, что указывает на почти изотермическое погружение пород с низким метаморфическим градиентом dT/dH не более 12 $^\circ\text{C}/\text{км}$ (Likhanov, Reverdatto, 2011).

Полицикличность проявлений метаморфизма разных типов в Заангарье Енисейского кряжа, различающихся термодинамическими режимами и величинами метаморфических градиентов, подтверждается *in-situ* U-Pb SHRIMP-II и $^{40}\text{Ar}\text{-}^{39}\text{Ar}$ датировками (см. рис. 2). На первом этапе сформировались высокоградиентные зональные комплексы низких давлений $And\text{-}Sil$ типа с гренвильским возрастом $\approx 1050\text{--}950$ млн лет при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH = 25\text{--}35^\circ\text{C}/\text{км}$ (Лиханов и др., 2012). На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому (с двумя

пиками – 854–862 и 798–802 млн лет) (Лиханов и др., 2011) коллизионному метаморфизму умеренных давлений $Ky\text{-}Sil$ типа с локальным повышением давления вблизи надвигов, в результате чего происходило прогрессивное замещение $And \rightarrow Ky \pm Sil$ и образование новых минеральных ассоциаций и деформационных структур. Формирование более древних метаморфических комплексов $Ky\text{-}Sil$ типа (маяконский, тейский, чапский и приангарский участки) имело место в результате надвига на Енисейский кряж блоков пород со стороны Сибирского кратона на рубеже ≈ 850 млн лет, что подтверждается геофизическими данными. Поздний повторный коллизионный метаморфизм с возрастом ≈ 800 млн лет обусловлен встречными движениями мелких блоков восточного направления в зоне опережающих разломов более высокого порядка (гаревский, енисейский и тисский участки) в результате аккреционно-коллизионных событий вальгальской складчатости. Заключительный этап сопровождался синэксгумационным динамометаморфизмом (785–776 млн лет) с $dT/dH \leq 15^\circ\text{C}/\text{км}$, отражающим тектонические обстановки быстрого подъема блоков пород в сдвиговых зонах и зонах растяжения коры (Лиханов и др., 2013).

Вблизи гранитоидных плутонов в гипабиссальных условиях (тейский и маяконский участки) локально проявлен наложенный термальней метаморфизм позднерифейского возраста в условиях высокого метаморфического градиента с $dT/dH > 100^\circ\text{C}/\text{км}$ (Лиханов, 2020). Привнос дополнительного тепла со стороны Каламинского и Чиримбинского интрузивных массивов мог служить причиной появления $Fi \pm Sil$ ассоциации в метапелитах умеренных давлений, изначально не отвечающих $P\text{-}T$ области стабильности фибролита и силлиманита.

На заключительном этапе эволюции региона происходило постепенное существенное уменьшение общего давления метаморфизма почти на 3–5 кбар при незначительном уменьшении температуры (не более 120 $^\circ\text{C}$), что согласуется с постепенным снижением концентрации гроссулярового компонента и одновременным увеличением содержания алмандинового минала. Это, вероятно, свидетельствует о режиме декомпрессионного остывания пород при низком метаморфическом градиенте с $dT/dH \leq 15^\circ\text{C}/\text{км}$ и может быть объяснено быстрой эксгумацией высокометаморфизованных блоков пород одновременно с регрессивным низкотемпературным метаморфизмом (Reverdatto et al., 2019).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕДУРЫ

Содержания главных элементов в породах получены рентгенофлуоресцентным методом в ИГМ

СО РАН на рентгеноспектральном анализаторе VRA-20R фирмы "Carl Zeiss Jena". П.п.п. определены обычным методом по потере массы при температуре 1000°C. Аналитические ошибки для компонентов не превышают 5 отн. %.

Концентрации редких и редкоземельных элементов установлены методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Работы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Измельченные пробы пород массой около 100 мг разлагали сплавлением с метаборадом лития при температуре 1000°C с последующим растворением в 5%-й азотной кислоте с коэффициентом разбавления исходной пробы, равным 6250. В качестве внутреннего стандарта использовался индий (^{115}In), который добавлялся в разбавленный раствор. Внешний стандарт и "холостой" раствор измерялись последовательно через каждые 5 аналитических процедур в целях учета флуктуационных изменений характеристик прибора и контроля очистки системы ввода раствора в прибор. В качестве внешнего стандарта использовались стандарты BCR-1 и JB-3 (Геологическая служба США и Японии). Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов от 0.005 до 0.1 мкг/г. Точность анализа составляла в среднем 2–7 отн. %. Результаты см. в табл. 1 и 2.

Химический состав минеральных фаз пород изучен с использованием рентгеноспектрального микроанализатора Jeol JXA-8100 в ИГМ СО РАН и приведен в работах (Лиханов и др., 2011; Козлов и др., 2012; Лиханов, Ревердатто, 2016). Присутствие графита в метапелитах и практически чистого ильменита в каждой породе означает, что окислительный потенциал был достаточно низок и содержание Fe^{3+} в железосодержащих силикатах было незначительно (Likhanov et al., 1994). В соответствии с этим уточнением вычислялась минеральная стехиометрия.

Петрохимические данные в сочетании с особенностями распределения микроэлементов в породах позволяют определить состав и природу протолитов и провести реконструкции обстановок их формирования. Для этих целей была использована система петрохимических модулей и генетических диаграмм (Неелов, 1980; Предовский, 1980; Юдович, Кетрис, 2000), а также известные петрохимические отношения – индекс химического изменения $\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$ (Nesbitt, Young, 1982), химический индекс выветривания $\text{CIW} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})] \times 100$ (Harnois, 1988), индекс зрелости осадков $\text{IVC} = [(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2) / \text{Al}_2\text{O}_3]$ (Cox et al., 1995) и индекс степени преобразования плагиоклазов $\text{PIA} = [(\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} +$

$+ \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O})] \times 100$ (Fedo et al., 1995) (см. табл. 1, 2). В отношении РЗЭ и редких элементов наиболее информативными для этих целей являлись: сумма РЗЭ; отношение суммы легких редких земель к тяжелым (ЛРЗЭ/ТРЗЭ), что трактуется как индикатор палеоклимата (Балашов, 1976); отношение $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_n / (\text{Sm}_n + \text{Gd}_n)0.5$ и $\text{Ce}/\text{Ce}^* = \text{Ce}_n / (\text{Ln}_n + \text{Pr}_n)0.5$ – индикатор седиментационных обстановок (Murray et al., 1990); отношение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ – наклон спектра распределения содержаний РЗЭ, и $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ – индикатор степени деплетированности тяжелых РЗЭ; последние контролируются преимущественно составом пород источников сноса и локальной тектоникой (Condie, 1993); а также ряд их индикаторных отношений (La/Sc , Th/Sc , La/Th , Co/Th , Th/U) (табл. 3, 4). Определение геодинамических обстановок формирования протолита осуществлено с помощью известных дискриминационных диаграмм: $\text{Eu}/\text{Eu}^* - (\text{Gd}/\text{Yb})_n$ (Taylor, McLennan, 1995) и $\text{La} - \text{Th}$ (McLennan, 1989). Полученные результаты сопоставлялись с имеющимися литературными данными по литолого-фациальному анализу и современными геодинамическими реконструкциями эволюции геологических комплексов Енисейского кряжа в докембрии.

Выделение цирконов для U-Pb изотопных исследований проведено по стандартной методике, основанной на сочетании магнитной сепарации, разделения в тяжелых жидкостях и ручном отборе зерен под бинокулярным микроскопом. Изучение морфологии и внутреннего строения кристаллов цирконов осуществлялось в проходящем и отраженном свете, а также по катодолюминесцентным изображениям.

U-Pb изотопное датирование цирконов осуществлено на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике с использованием эталонных цирконов "91500" и "Темора" (Williams, 1998; Larionov et al., 2004). Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические и катодолюминесцентные изображения (КЛ), отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) – 25 мкм. Обработка полученных данных выполнена с использованием программы SQUID (Ludwig, 2000). Изотопные U-Pb отношения нормализовались по значению 0.0668, соответствующему стандарту циркона TEMORA с возрастом 416.75 млн лет. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ , погрешности вычисленных значений конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне 2σ . Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT (Ludwig, 1999).

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и основные петрохимические модули и индексы представительных проб метапелитов Тейского комплекса (свита хребта Карпинского)

Table 1. Whole-rock major element data (wt %), petrochemical modules, and indexes of representative rock samples of the Teya Complex (Karpinsky Range Formation)

Оксиды и модули	Метапелиты									
	регионального метаморфизма		коллизийного метаморфизма							
	Номера образцов									
	266	264	244	269	271	250	252	274	280	284
SiO ₂	58.73	58.62	58.75	59.14	59.19	59.63	59.84	60.51	61.12	60.53
TiO ₂	2.31	1.27	0.99	1.17	1.08	1.58	1.14	0.98	0.99	1.01
Al ₂ O ₃	21.43	21.76	21.42	21.77	21.49	21.64	22.02	22.32	21.69	21.82
Fe ₂ O ₃	7.21	7.37	7.74	7.62	8.45	7.84	8.14	7.88	8.62	8.77
MnO	0.14	0.14	0.15	0.16	0.15	0.16	0.17	0.14	0.15	0.17
MgO	1.62	1.71	1.07	1.02	1.13	1.45	1.72	1.35	1.79	1.89
CaO	0.47	0.49	0.46	0.54	0.62	0.73	0.77	0.79	0.94	0.95
Na ₂ O	0.33	0.41	0.49	0.52	0.39	0.31	0.29	0.25	0.37	0.28
K ₂ O	3.39	3.27	3.56	2.99	2.79	2.84	2.74	2.98	2.58	2.82
P ₂ O ₅	0.14	0.12	0.11	0.10	0.18	0.15	0.12	0.09	0.12	0.17
П.п.п.	4.23	4.54	5.16	4.77	4.53	3.77	3.05	2.51	1.72	1.59
Сумма	100.0	99.7	99.9	99.8	100.0	100.1	100.0	99.9	100.1	100.0
ГМ	0.53	0.52	0.51	0.52	0.52	0.52	0.52	0.52	0.51	0.52
АМ	0.36	0.37	0.36	0.37	0.36	0.36	0.37	0.37	0.35	0.36
ФМ	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.16	0.16	0.15	0.17	0.18
ТМ	0.108	0.058	0.046	0.054	0.050	0.073	0.052	0.044	0.046	0.046
КМ	0.16	0.15	0.17	0.14	0.13	0.13	0.12	0.13	0.12	0.13
ЩМ	0.10	0.13	0.14	0.17	0.14	0.11	0.11	0.08	0.14	0.10
НКМ	0.17	0.17	0.19	0.16	0.15	0.15	0.14	0.14	0.14	0.14
ЖМ	0.31	0.33	0.35	0.34	0.38	0.34	0.36	0.34	0.39	0.39
СІА	83.65	83.92	82.61	84.31	84.97	84.80	85.28	84.74	84.79	84.34
СІW	96.40	96.03	95.75	95.36	95.51	95.41	95.41	95.55	94.30	94.66
IVC	0.72	0.67	0.67	0.64	0.67	0.68	0.67	0.64	0.70	0.72

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и основные петрохимические модули и индексы представительных проб метапелитов Ангарского комплекса

Table 2. Whole-rock major element data (wt %), petrochemical modules, and indexes of representative rock samples of the Angara Complex

Оксиды и модули	р. Ангара					р. Тасеева		
	Номера образцов							
	540	549	553	3473	3471	1225	1223	662
SiO ₂	63.68	59.69	60.38	59.72	63.39	50.98	57.91	53.65
TiO ₂	0.85	0.96	0.75	1.01	1.06	1.58	1.33	0.96
Al ₂ O ₃	18.32	20.38	19.69	18.81	18.45	27.95	22.39	23.69
Fe ₂ O ₃	8.63	9.87	9.96	10.54	7.76	13.47	13.06	18.03
MnO	0.07	0.04	0.05	0.10	0.07	0.17	0.07	0.15
MgO	1.80	2.49	2.04	2.38	1.64	1.86	1.87	1.90
CaO	0.19	0.28	0.32	1.19	0.96	0.68	1.01	0.50
Na ₂ O	0.30	0.49	0.47	1.33	0.94	0.62	0.63	0.85
K ₂ O	2.89	3.02	2.51	2.99	3.63	1.89	1.85	1.43
P ₂ O ₅	0.11	0.14	0.08	0.10	0.07	0.29	0.12	0.22
П.п.п.	3.10	2.97	3.28	2.43	2.27	0.79	0.56	0.80
Сумма	100.1	100.4	99.91	100.7	100.4	100.3	100.1	100.3
ГМ	0.44	0.52	0.50	0.51	0.43	0.84	0.64	0.80
АМ	0.29	0.34	0.33	0.31	0.29	0.55	0.39	0.44
ФМ	0.16	0.21	0.20	0.22	0.15	0.30	0.26	0.37
ТМ	0.05	0.05	0.04	0.05	0.06	0.06	0.06	0.04
КМ	0.16	0.15	0.13	0.16	0.20	0.07	0.08	0.06
НКМ	0.17	0.17	0.15	0.23	0.25	0.09	0.11	0.10
СІW	97.4	96.5	96.1	88.2	90.7	95.6	93.2	94.6
IVC	0.80	0.84	0.81	1.03	0.87	0.72	0.88	1.00
PIA	96.9	95.9	95.6	86.3	88.6	95.3	92.6	94.3

Таблица 3. Содержание редкоземельных и редких элементов (г/т) и их индикаторные отношения в метапелитах Тейского комплекса (свита хребта Карпинского)**Table 3.** Trace and REE contents (ppm) and their elemental ratios for metapelites of the Teya Complex (Karpinsky Range Formation)

Элементы и отношения	Метапелиты									
	регионального метаморфизма	коллизийного метаморфизма								
		Номера образцов								
	266	264	244	269	271	250	252	274	280	284
Sc	24	31	19	26	24	19.5	20	19	21	27
Co	5.5	7.5	8.7	7.3	8.8	6.5	4.1	12	18	22
Ni	18.4	7.1	21	18.0	27	13.8	14	24	20	24
Rb	123	106	103	180	137	92	134	112	122	89
Sr	89	158	94	68	78	81	82	60	74	52
Y	34	40	30	31	37	32	36	41	29	31
Zr	179	238	224	237	229	210	208	248	242	219
Nb	12.3	16	15.9	17.3	16.1	15.7	15.6	17.8	16.7	15.2
Ba	400	445	378	476	422	322	334	570	537	398
Cs	5.1	5.8	4.9	4.7	5.9	6.1	5.2	5.7	4.8	5.3
La	98	94	74	58	66	53	39	44	37	26
Ce	157	169	144	105	84	94	71	53	58	43
Pr	16.4	19.4	10.3	12.0	11.2	9.8	8.0	7.6	6.6	4.6
Nd	51	64	38	40	37	30	26	23	23	17
Sm	9.4	10.0	5.9	6.2	5.2	4.5	4.0	4.3	3.9	3.3
Eu	1.30	1.63	0.99	1.01	0.61	0.75	0.82	0.74	0.71	0.68
Gd	6.2	7.3	3.9	4.7	4.4	3.9	3.8	3.2	3.4	3.7
Tb	1.07	1.20	0.79	0.86	0.67	0.66	0.73	0.69	0.59	0.47
Dy	7.1	6.8	4.8	5.1	4.7	4.6	5.0	3.9	2.9	3.3
Ho	1.09	1.43	1.19	1.08	0.99	1.15	1.23	0.88	0.75	0.66
Er	4.9	4.6	3.1	3.2	2.7	4.0	4.4	2.8	2.3	2.2
Tm	0.80	0.72	0.62	0.52	0.64	0.67	0.73	0.65	0.53	0.45
Yb	4.4	4.9	3.9	3.2	3.7	3.7	3.8	3.1	2.8	2.1
Lu	0.71	0.72	0.55	0.47	0.61	0.57	0.53	0.41	0.32	0.33
Hf	4.5	5.8	5.8	5.9	5.4	5.3	5.4	6.5	5.7	4.9
Ta	1.10	1.24	1.21	1.23	0.98	1.10	1.17	1.37	1.26	1.17
Th	32	29	21	22	24	18	16	24	22	19
U	2.5	3.2	2.8	2.7	2.1	2.2	1.8	2.2	2.3	2.4
(La/Yb) _n	15.02	12.93	12.79	12.22	12.03	9.66	6.92	9.57	8.91	8.35
(Gd/Yb) _n	1.14	1.20	0.81	1.19	0.96	0.85	0.81	0.83	0.98	1.42
Eu/Eu*	0.49	0.56	0.59	0.55	0.38	0.54	0.63	0.59	0.58	0.59
Ce/Ce*	0.86	0.90	1.10	0.91	0.68	0.93	0.92	0.64	0.83	0.88
ЛРЗЭ/ТРЗЭ	4.44	4.49	4.47	4.00	3.85	3.27	2.43	2.94	3.17	2.49
Σ РЗЭ	359.4	385.7	241.3	292	222.4	211.3	169	148.3	142.8	107.8
La/Sc	4.083	3.032	3.053	2.846	2.75	2.718	1.95	2.316	1.762	0.963
Th/Sc	1.333	0.935	1.105	0.846	1.000	0.903	0.82	1.242	1.029	0.689
La/Th	3.063	3.241	2.762	3.364	2.75	3.011	2.378	1.864	1.713	1.398
Co/Th	0.172	0.259	0.414	0.332	0.367	0.369	0.25	0.508	0.833	1.183

Примечание. Eu* = Eu_n/(Sm_n + Gd_n)0.5; f = (FeO + 0.9 × Fe₂O₃)/(FeO + 0.9 × Fe₂O₃ + MgO).Note. Eu* = Eu_n/(Sm_n + Gd_n)0.5; f = (FeO + 0.9 × Fe₂O₃)/(FeO + 0.9 × Fe₂O₃ + MgO).

Таблица 4. Содержание редких элементов (г/т) и их индикаторные отношения в метапелитах Ангарского комплекса
Table 4. Trace and REE contents (ppm) and their elemental ratios for metapelites of the Angara Complex

Элементы и отношения	р. Ангара					р. Тасеева		
	Номера проб					1225	1223	662
	540	549	553	3473	3471			
Rb	143	103	121	120	138	72	96	54
Sr	90	119	120	94	55	46	76	8.1
Y	38	31	37	31	26	54	32	51
Zr	217	231	237	153	246	187	175	57
Nb	15	19	18	16.4	24	25	18.5	24
Cs	5.4	4.8	4.7	4.3	2.1	1.91	3.1	1.01
Ba	400	598	570	469	667	303	252	61
La	70	30	33	36	15.7	69	39	13.0
Ce	119	57	76	69	33	66	75	28
Pr	17	7.6	8.6	8.8	4.1	17.4	9.4	3.6
Nd	56	25	28	30	13.9	59	32	13.6
Sm	10	4.5	5.2	5.4	2.7	10.5	5.4	3.5
Eu	1.8	0.91	0.96	1.27	0.72	2.0	1.13	0.66
Gd	8.9	4.3	4.7	5.9	3.5	11.9	5.8	3.9
Tb	1.3	0.64	0.74	0.93	0.62	1.68	0.92	0.93
Dy	7.5	4	4.5	5.0	4.1	9.2	5.5	6.9
Ho	1.5	0.85	0.91	0.96	0.85	1.66	1.02	1.57
Er	4.5	2.6	2.7	2.9	2.6	4.7	3.0	4.6
Tm	0.71	0.43	0.46	0.43	0.40	0.71	0.45	0.73
Yb	4.5	2.7	3.1	2.8	2.6	4.5	3.0	4.5
Lu	0.68	0.4	0.46	0.42	0.39	0.67	0.43	0.71
Hf	7.2	6.9	6.7	3.8	6.2	9.3	4.4	1.57
Ta	1.3	1.6	1.7	1.05	1.37	1.92	1.24	1.78
Th	18	23	24	12.0	11	22	12	6.6
U	2.7	2.4	2.7	2.1	1.9	4.1	2.6	5.6
f	0.81	0.83	0.82	0.80	0.81	0.87	0.86	0.62
(La/Yb)n	10.5	7.49	7.18	9.23	4.33	11.0	9.33	2.07
(La/Sm)n	4.40	4.19	3.99	4.27	3.72	4.21	4.63	2.38
(Gd/Yb)n	1.60	1.28	1.22	1.74	1.11	2.19	1.60	0.72
Eu/Eu*	0.57	0.62	0.58	0.68	0.71	0.54	0.61	0.54
Ce/Ce*	0.81	0.89	1.06	0.92	0.98	0.93	0.93	0.98
ЛРЗЭ/ТРЗЭ	10.6	9.11	10.1	8.80	5.40	9.36	9.16	3.08
Σ РЗЭ	303	141	169	170	85.2	329	182	86

Примечание. $Eu^* = Eu_n / (Sm_n + Gd_n) \cdot 0.5$; $Ce/Ce^* = Ce_n / 0.5(La_n + Pr_n)$; $f = (FeO + 0.9 \times Fe_2O_3) / (FeO + 0.9 \times Fe_2O_3 + MgO)$.

Note. $Eu^* = Eu_n / (Sm_n + Gd_n) \cdot 0.5$; $Ce/Ce^* = Ce_n / 0.5(La_n + Pr_n)$; $f = (FeO + 0.9 \times Fe_2O_3) / (FeO + 0.9 \times Fe_2O_3 + MgO)$.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА, ПРИРОДА И ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТА

Содержания главных элементов, состав протолита и палеогеографические обстановки бассейнов седиментации

Данные для образцов метапелитов тейского комплекса, находящихся на разном расстоянии от надвига (см. табл. 1), показывают следующие вариации состава (мас. %): SiO_2 (58.62–61.12), CaO (0.46–0.95), Na_2O (0.25–0.52) и K_2O (2.58–3.56). При пересчете составов на “сухую” породу без потерь при прокаливании и приведения сумм к 100% диапазоны составов несколько уменьшаются: SiO_2 (61.32–

62.61), CaO (0.49–0.97), Na_2O (0.26–0.55) и K_2O (2.62–3.76). Уменьшение п.п.п. при приближении к надвику можно объяснить реакциями дегидратации. Колебания содержания других оксидов менее существенны, и в целом метаморфизм в толще пород приближался к изохимическому типу, что согласуется с заключениями о характере коллизионного метаморфизма в других районах Северо-Енисейского кряжа (Лиханов и др., 2006б; Козлов и др., 2012; Лиханов, Ревердатто, 2016). Некоторые различия в количестве кремния, кальция, натрия и калия могут быть объяснены первичной химической неоднородностью пород, выраженной в разных содержаниях кварца, слюд и плагиоклаза. Несмотря на эти особенности, в целом эти породы и породы ангарского

участка относятся к низкокальциевым (<1 мас. %) и умеренно насыщенным K_2O метапелитам, одновременно обогащенным Fe и Al. Для диагностики этого типа пород Г. Хошеком (Hoschek, 1969) были предложены критерии, удовлетворяющие следующим соотношениям компонентов: $(FeO + MgO)/(FeO + MgO + Al_2O_3) < 0.63$ и $FeO/(FeO + Al_2O_3) < 0.58$. На петрохимической диаграмме Г. Симмса и Дж. Ферри (Symmes, Ferry, 1992) эти породы относятся к железистым ($X_{Fe} = FeO/(FeO + MgO + MnO) = 0.65-0.85$) на мольной основе и глиноземистым ($X_{Al} = (Al_2O_3 - 3K_2O)/(Al_2O_3 - 3K_2O + FeO + MgO + MnO) = 0.3-0.6$) по сравнению со средними составами типичных метапелитов (Shaw, 1956) и PAAS (постаршейских австралийских сланцев) (Тейлор, Мак-Леннан, 1988) характеризующихся более низкими значениями $X_{Fe} = 0.52$ и $X_{Al} = 0.13$. На треугольной диаграмме AFM (Thompson, 1957) область таких химических составов располагается выше коннды гранат-хлорит (рис. 3). Наряду с отмеченными повышенными содержаниями общего железа и глинозема, они характеризуются несколько пониженной концентрацией TiO_2 , MgO , CaO и Na_2O относительно средних составов типичных метапелитов (Shaw, 1956).

Изученные метапелиты тейского комплекса характеризуются близкими значениями гидратизантного модуля $GM = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_{3tot} + MnO)/SiO_2$ в интервале 0.51–0.53, железного модуля $JM = (Fe_2O_{3tot} + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$ в интервале 0.31–0.39, алюмокремниевое модуля $AM = Al_2O_3/SiO_2$ в интервале 0.35–0.37 и фемического модуля $FM = (Fe_2O_{3tot} + MnO + MgO)/SiO_2$ в интервале 0.15–0.18, что в целом позволяет их классифицировать как нормо- и суперсиаллиты (Юдович, Кетрис, 2000). Данные совместного использования щелочного модуля $ЩМ = Na_2O/K_2O$ (0.08–0.17) и калиевого модуля $KM = K_2O/Al_2O_3$ (0.12–0.17) указывают на преобладание в исходных глинистых отложениях гидрослюда и хлорита. Однако на диаграммах для разделения глинистых отложений ФМ–НКМ (Юдович, Кетрис, 1980), где НКМ (модуль нормированной щелочности) $= (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$, и ФАК (Предовский, 1980) с координатами $F = (Fe_2O_{3tot} + MgO)/SiO_2$, $A = Al_2O_3 - K_2O - Na_2O - CaO$ и $K = K_2O - Na_2O$, эти породы в основном локализируются в поле составов с доминирующей ролью каолинита (рис. 4), что может быть обусловлено палеогеографическими условиями осадконакопления. Пониженная щелочность в модуле НКМ $= 0.14-0.19$ в сочетании с низкими значениями MgO (<1.90 мас. %) и повышенным содержанием K_2O (>2.58 мас. %) свидетельствует о присутствии в детритовом материале продуктов эрозии богатых калием пород без существенной примеси вулканогенного материала основного состава. Высокие величины титанового модуля $TM = TiO_2/Al_2O_3$ (до 0.11) типичны для

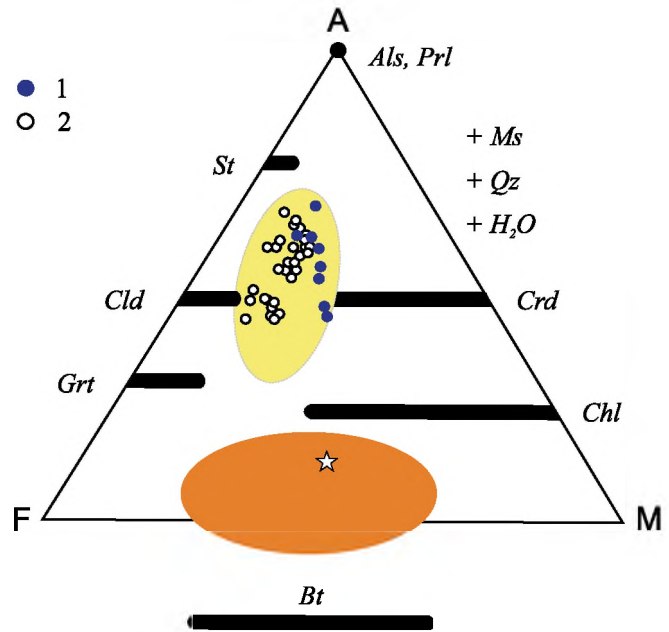


Рис. 3. Диаграмма AFM, иллюстрирующая химические составы типичных пород и минералов (оранжевый эллипс, вытянутый в направлении F–M) и железисто-глиноземистых метапелитов (желтый эллипс, вытянутый в направлении вершины A).

A = $Al_2O_3 - 3K_2O$; F = FeO, M = MgO. Звездочкой показан средний состав типичных метапелитов (Symmes, Ferry, 1992). 1 – метапелиты Ангарского комплекса, 2 – метапелиты Тейского и Гаревского комплексов.

Fig. 3. AFM diagram projected from muscovite, quartz, and water showing schematically the positions of common (typical) metapelites (orange ellipsis elongated in the F–M direction, below the Grt–Chl tie line) and highly aluminous pelites and other related aluminous rock types (yellow ellipsis elongated towards the A top, above the Grt–Chl tie line).

A = $Al_2O_3 - 3K_2O$; F = FeO, M = MgO. Asterisk denotes the average composition of typical metapelites after (Symmes, Ferry, 1992). 1 – metapelites of the Angarsk complex, 2 – metapelites of the Teya and Garev complexes.

накопления исходных осадков в прибрежных мелководных бассейнах в условиях гумидного климата, что хорошо согласуется с данными литолого-фациального анализа (Сараев, 1986).

Высокие значения индексов CIA и CIW в интервалах 82.6–96.4 обычно свидетельствуют об образовании пелитов за счет продуктов переотложенных кор выветривания в обстановке тепло-го и влажного климата. Этот вывод подтверждается данными по величине индекса IVC (0.64–0.72), отсутствием положительной корреляции между железным и титановым модулями с повышенными значениями гидратизантного модуля, свидетельствующими о размыве и поступлении в область се-

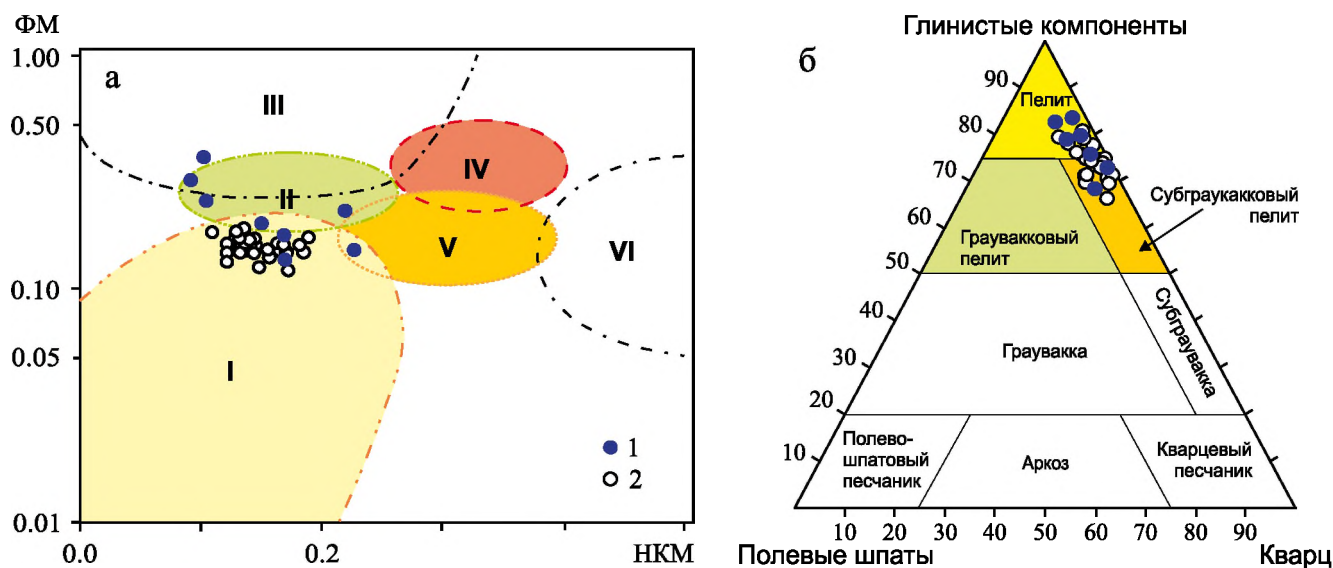


Рис. 4. Положение точек составов метапелитов на модульной диаграмме ФМ–НКМ (Юдович, Кетрис, 2000).

а. Масштаб для ФМ логарифмический. Поля составов глинистых пород: I – преимущественно каолиновые глины, II – монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистые глины, III – существенно хлоритовые глины с подчиненной ролью Fe-гидрослюда, IV – хлорит-гидрослюдистые глины, V – хлорит-монтмориллонитовые глины, VI – преимущественно гидрослюдистые глины со значительной примесью полевых шпатов.

б. MINLITH-нормативный состав метапелитов свиты хребта Карпинского в координатах: полевые шпаты (плагиоклаз + ортоклаз)–глинистые минералы (монтмориллонит + иллит + хлорит + каолинит)–кварц.
 1 – метапелиты Ангарского комплекса, 2 – метапелиты Тейского и Гаревского комплексов.

Fig. 4. Data points of metapelites Angara, Teya and Garevka complexes plotted in the FM–NKM module diagram (Yudovich, Ketris, 2000).

a. FM is represented on a logarithmic scale. Predominant clay minerals in the fields are: I – kaolinite, II – montmorillonite with minor abundance of kaolinite and hydromica, III – chlorite with minor abundance of Fe-hydromica, IV – chlorite and hydromica, V – chlorite, smectite, and hydromica, VI – hydromica with appreciable amount of potassium feldspar.

б. MINLITH-normative composition of metapelites on a feldspar (plagioclase + orthoclase)–clay minerals (montmorillonite + illite + chlorite + kaolinite)–quartz triangular plot.
 1 – metapelites of the Angarsk complex, 2 – metapelites of the Teya and Garev complexes.

диментации геохимически зрелого эродированного материала. Нормативный кварц (24–27 мас. %)–иллит (29–38 мас. %)–монтмориллонит (8–15 мас. %)–каолинитовый (9–21 мас. %) состав метапелитов свиты хребта Карпинского, рассчитанный с помощью программы MINLITH (Розен, Аббясов, 2003), соответствует зрелым осадочным породам (пелитам) (см. рис. 4б).

На ангарском участке, в южной части Северо-Енисейского кряжа, метапелиты удерейской свиты (р. Тасеева), по сравнению с метапелитами широкинской серии, содержат повышенные концентрации Al_2O_3 (до 28 мас. %) и Fe_2O_3 (до 18 мас. %) и пониженное количество SiO_2 и K_2O (см. табл. 2). Это позволяет классифицировать породы широкинской серии как нормо- и суперсиаллиты, а метапелиты сухопитской серии – как гипо- и псевдогидролизаты (Юдович, Кетрис, 2000). На диаграмме для разделения глинистых отложений ФМ–НКМ (Юдович, Кетрис, 2000) породы широкинской серии локализуются в поле составов с доминирующей ро-

лью каолинита, тогда как фигуративные точки составов метапелитов сухопитской серии располагаются в полях хлорита с примесью железистых гидрослюдов и монтмориллонитовых глин с каолинитом и гидрослюдой (см. рис. 4а). Это может быть обусловлено палеогеографическими условиями осадконакопления, где ближе к области сноса в континентальной обстановке могли накапливаться каолиновые глины, а в прибрежные части морских бассейнов выносился более тонкий глинистый материал хлорит-гидрослюдистого состава (Лиханов и др., 2006б). Высокие величины титанового модуля типичны при накоплении исходных осадков в мелководных бассейнах в условиях гумидного климата. Это согласуется с высокими значениями ТМ, индексов CIW, IVC и PIA, указывающих на образование пелитов за счет продуктов переотложенных кор выветривания каолинового типа в обстановке теплого и влажного климата (Likhanov, Reverdatto, 2007). Таким образом, метапелиты существенно железисто-глиноземистого состава из-

начально представляли собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания каолинового, а не латеритного типа, как считалось ранее (Головенко, 1977; Franceschelli et al., 2003). Химическое выветривание пород в раннем протерозое на Енисейском кряже не достигало глубокой стадии латеритизации с образованием зон конечного разложения алюмосиликатов, а ограничивалось формированием продуктов выветривания преимущественно каолинит-иллит-монтмориллонит-кварцевого состава с примесью нормативного хлорита.

Редкие элементы и природа пород питающих провинций

Совокупности распределения РЗЭ, нормированные по составу хондрита, для изученных образцов разных комплексов характеризуются отрицательной европиевой аномалией: $Eu/Eu^* = 0.38-0.71$, и имеют существенный отрицательный наклон, о чем свидетельствуют повышенные величины отношений $(La/Yb)_n$, $(Gd/Yb)_n$ и ЛРЗЭ/ТРЗЭ (рис. 5; табл. 3, 4). Эти особенности характерны для постархейских глинистых сланцев и могут быть обусловлены присутствием в детритовом материале продуктов эрозии гранитоидов, образование которых сопровождалось уменьшением содержания Eu^{2+} при седиментации реститового плагиоклаза (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Концентрации литофильных (Rb, Cs, Ba, Sr) элементов в изученных метапелитах несколько ниже, чем в PAAS, в отличие от содержаний практически всех высокозарядных некогерентных (Zr, Hf, Y, Ta, Th) элементов. Для группы переходных металлов характерны более высокие содержания Sc и пониженные концентрации Co и Ni в сравнении с PAAS (Лиханов, Ревердатто, 2014). Выявленные закономерности подчеркивают как влияние рециклирования осадков, так и наличие продуктов разрушения гранитоидов в областях эрозии (о чем свидетельствуют величины отношения $Eu/Eu^* < 0.85$) и интенсивность их выветривания. На размыв пород кислого состава указывают также повышенные значения отношения Th/U и пониженные отношения La/Th относительно среднего состава PAAS. На диаграммах Eu/Eu^* – $(Gd/Yb)_n$ (Taylor, McLennan, 1995) (рис. 6a) и La–Th (McLennan, 1989) (рис. 6b) точки составов метапелитов локализованы преимущественно в поле постархейских кратонных отложений и гранитоидов, обогащенных ТРЗЭ и обедненных Co и Ni по сравнению с кислыми магматическими породами архея. Такой же вывод следует и из рассмотрения положения точек составов этих пород на диаграмме $(La/Yb)_n$ – Yb_n (Martin, 1986), где они сконцентрированы в области постархейских гранитоидов, обогащенных тяжелыми РЗЭ и обедненных Co и Ni по сравнению с кислыми магматическими породами архея (Лиханов и др., 2008). Отношение

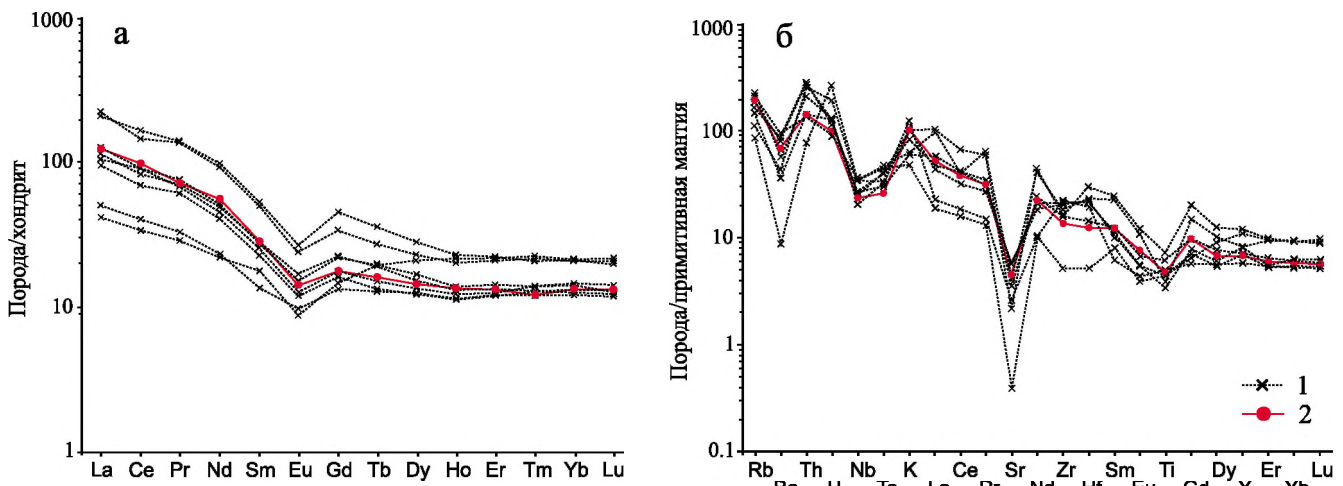


Рис. 5. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные по хондриту (Boynnton, 1984) (а) и спайдердиаграммы содержаний микроэлементов, нормированных по составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) для представительных метапелитов Северо-Енисейского кряжа относительно среднего состава PAAS, по (Тейлор, Мак-Леннан, 1988) (б).

1 – метапелиты, 2 – PAAS.

Fig. 5. Chondrite-normalized REE patterns (Boynnton, 1984) (a) and primitive mantle-normalized spidergrams (Sun, McDonough, 1989) for the representative metapelites of the North Yenisey Ridge compared to the PAAS (post-Archean Australian schists) (Taylor, McLennan, 1985) (б).

1 – metapelites, 2 – PAAS.

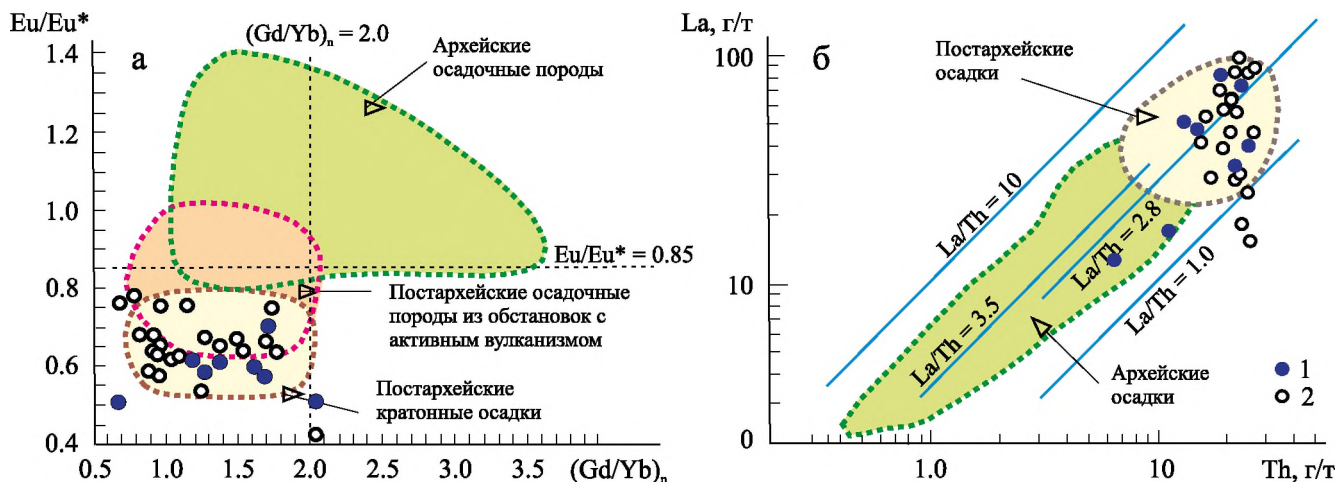


Рис. 6. Положение точек составов изученных пород на диаграммах.

a – $Eu/Eu^*-(Gd/Yb)_n$ (Taylor, McLennan, 1995), б – La–Th (McLennan, 1989).
 1 – метапелиты Ангарского комплекса, 2 – метапелиты Тейского и Гаревского комплексов.

Fig. 6. Data on metapelites reported in the different plots and diagrams.

a – Eu/Eu^* versus $(Gd/Yb)_n$ (Taylor, McLennan, 1995), б – La versus Th plot (McLennan, 1989).
 1 – metapelites of the Angarsk complex, 2 – metapelites of the Teya and Garev complexes.

Ce/Ce^* в метапелитах варьирует в диапазоне 0.64–1.10, что совместно с использованием отношений ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 2.43–4.49 (Балашов, 1976) может указывать на вероятное накопление исходных осадков на прибрежном мелководном шельфе в условиях гумидного климата и спокойного тектонического режима, способствующих проявлению выветривания пород (Murray et al., 1990). Об этом же, как было отмечено выше, свидетельствуют петрохимические особенности пород и данные литолого-фациального анализа (Сараев, 1986).

Возраст протолита и геодинамические следствия

Для определения возраста источников сноса, участвующих в формировании осадочного протолита метапелитов, было проведено U–Pb датирование детритовых цирконов из микрогнейсов, обнаруженных в крупноплитчатом элювии с водораздела рек Ниж. Ведуга и Колорома из центральной части немтихинского комплекса (координаты $60^{\circ}23'15.33''$ с. ш., $91^{\circ}33'57.44''$ в. д.). Под микроскопом установлено, что эти породы представляют собой метапесчаники с мелкопсаммитовой структурой. Судя по минеральному парагенезису $Qz + Ms + Chl + Ep \pm Pl$, метаморфизм пород не превышал фации зеленых сланцев. По валовому химическому составу порода соответствует аркозу – продукту разрушения гранитоидов повышенной калиевости.

Циркон представлен прозрачными призматическими кристаллами гиацинтового габитуса разме-

ром от 80 до 200 мкм. В катодоллюминесцентном изображении они характеризуются наличием длиннопризматических ядер с секториальной зональностью и внешних оболочек с нечеткой зональностью (рис. 7). Дискордия, построенная по семи точкам из ядер и краевых частей цирконов, имеет верхнее пересечение с конкордией 2043.0 ± 8.1 млн лет (табл. 5, рис. 8). Несколько меньшее значение получено для трех зональных конкордантных ядер и оболочки – 1962 ± 21 млн лет (см. рис. 8, врезка). Эти данные могут быть использованы, чтобы обосновать постархейский (нижнепротерозойский) возраст пород питающих провинций для формирования осадочного протолита метапелитов.

Полученные выводы согласуются с геологической историей развития Енисейского кряжа в докембрии: позднепротерозойскому этапу предшествовала эпоха континентального режима с пепленизацией и формированием кор выветривания (Лиханов и др., 2021). Рубеж раннего–позднего докембрия соответствовал субплатформенной стадии с накоплением железисто-глиноземистых терригенных и глинисто-карбонатных отложений тейской серии в энсиалических бассейнах рифтового типа, сформированных за счет размыва раннепротерозойских кристаллических и осадочных комплексов Сибирского кратона и продуктов их переработки (Ножкин и др., 2020). Обширные территории, окончательно кратонизированные к концу палеопротерозоя, в течение раннего рифея характеризовались относительно спокойным тектоническим режимом, но осложненным процессами риф-

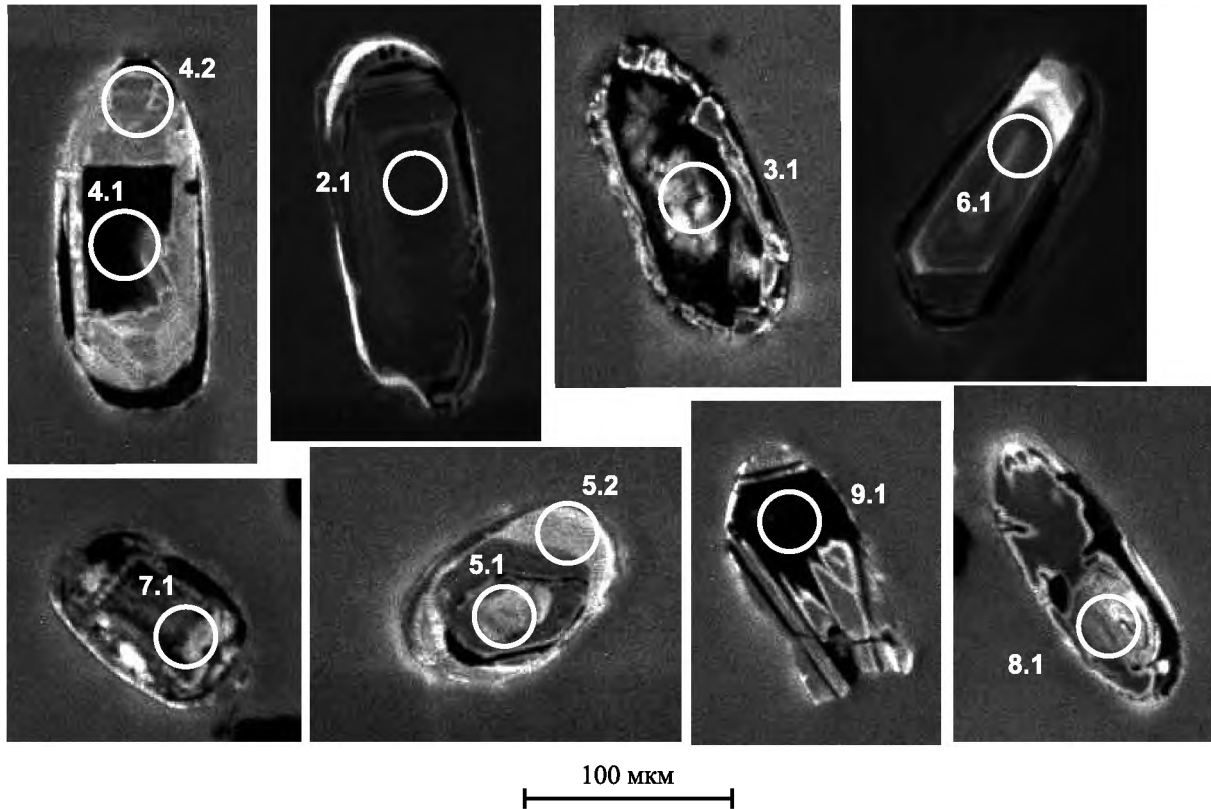


Рис. 7. Катодолуминесцентное изображение цирконов из микрогнейсов немтихинской толщи с указанием точек измерений (номера см. табл. 5).

Fig. 7. Cathodoluminescence images for analyzed zircons from microgneisses of the Nemtikha Group (the dating spots denotes by the open circles with the numbers from Table 5).

тинга, постепенно нараставшим на границе раннего и среднего рифея (Likhanov, Santosh, 2019). Отличие состава раннепротерозойских метапелитов, в сравнении с железисто-глиноземистыми породами позднепротерозойских серий юго-западного обрамления Сибирского кратона, может быть объяснено большим поступлением в область осадконакопления гранитоидного материала (Ножкин и др., 2008). Отмеченная тенденция к снижению содержания Th, легких лантаноидов и обогащению переходными металлами во времени отражает характер эволюции верхней континентальной коры в докембрии, свидетельствующий о вовлечении в область эрозии ювенильной мафической коры в среднем рифее и венде. Принимая во внимание эти данные, можно сделать вывод, что питающей провинцией бассейна седиментации во время накопления осадочных отложений также могли быть гранито-гнейсовые блоки (комплексы) Сибирского кратона, характеризующиеся аналогичным раннепротерозойским возрастом ≈ 2.0 млрд лет и отличающиеся повышенной геохимической дифференцированностью и, в частности, ториеносностью (до 32 г/т), что свидетельствует о геохимической зрелости раз-

мывающейся коры низов кратона (Бибикина и др., 1993; Ножкин и др., 2008, 2009). Это подтверждается результатами изучения Sm-Nd изотопной систематики метапелитов из наиболее представительных разрезов докембрия Енисейского края (Попов и др., 2010).

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

На примере полиметаморфических комплексов высокоглиноземистых метапелитов Северо-Енисейского края, характеризующихся присутствием полиморфов Al_2SiO_5 , обоснованы геолого-структурные, минералого-петрологические и изотопно-геохронологические свидетельства их полиметаморфической истории. В изученных ореолах наложение более поздних минеральных ассоциаций на ранние в ходе разных геодинамических событий четко фиксируется по реакционным структурам и химической зональности минералов, конфигурации $P-T$ трендов и изотопным датировкам. Выявленные индикаторные признаки свидетельствуют о последовательном росте полиморфов Al_2SiO_5 в результате сложной полиметаморфической исто-

Таблица 5. U-Pb SHRIMP изотопные данные для цирконов из микрогнейсов немтихинской толщи Гаревского комплекса

Table 5. Zircon SHRIMP isotope dating results for the microgneiss sample from the Nemtikha sequence of the Garevka Complex

Точка	U, г/г	Th, г/г	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Изотопные отношения**						Rh ₀	Возраст, млн лет		D, %
						$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
9.1 c	1727	1778	1.06	0.25	377	0.11991	0.4	4.186	1.4	0.2532	1.4	0.960	1455	1955	34
8.1 c	724	159	0.23	0.24	159	0.12145	0.72	4.274	1.6	0.2552	1.4	0.895	1465	1978	35
4.1 c	495	181	0.38	0.45	131	0.1239	1.3	5.23	1.9	0.3063	1.4	0.743	1722	2013	17
6.1 c	298	131	0.45	0.17	87	0.1248	0.87	5.84	1.8	0.3394	1.5	0.870	1884	2026	8
4.2 r	848	370	0.45	2.06	115	0.1135	1.5	2.414	2.1	0.1541	1.5	0.700	924	1858	101
3.1 c	2432	23	0.01	0.02	737	0.11845	0.25	5.762	1.4	0.3528	1.4	0.984	1948	1933	-1
5.1 c	551	90	0.17	0.03	169	0.12106	0.6	5.947	1.5	0.3563	1.4	0.923	1965	1972	0
5.2 r	288	80	0.29	0.00	89	0.1196	1.1	5.95	1.9	0.3608	1.6	0.827	1986	1950	-2
2.1 c	491	179	0.38	0.07	156	0.12642	0.67	6.43	1.6	0.3687	1.4	0.908	2023	2049	1
7.1 c	3297	1414	0.44	0.00	1090	0.12645	0.22	6.706	1.4	0.3847	1.4	0.987	2098	2049	-2

Примечание. В обозначении точек: c – ядро, r – оболочка. Ошибки приведены на уровне 1σ. Pb_c и Pb* – обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта не превышает 0.63%. **Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb . D – дискордантность. Rh₀ – коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$.

Note. In the designation of points: r – rim, c – core. Errors are 1σ. Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively. Error in Standard calibration is 0.63%. **Common Pb corrected using measured ^{204}Pb . D – discordance. Rh₀ – error correlation between the $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ and $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ratios.

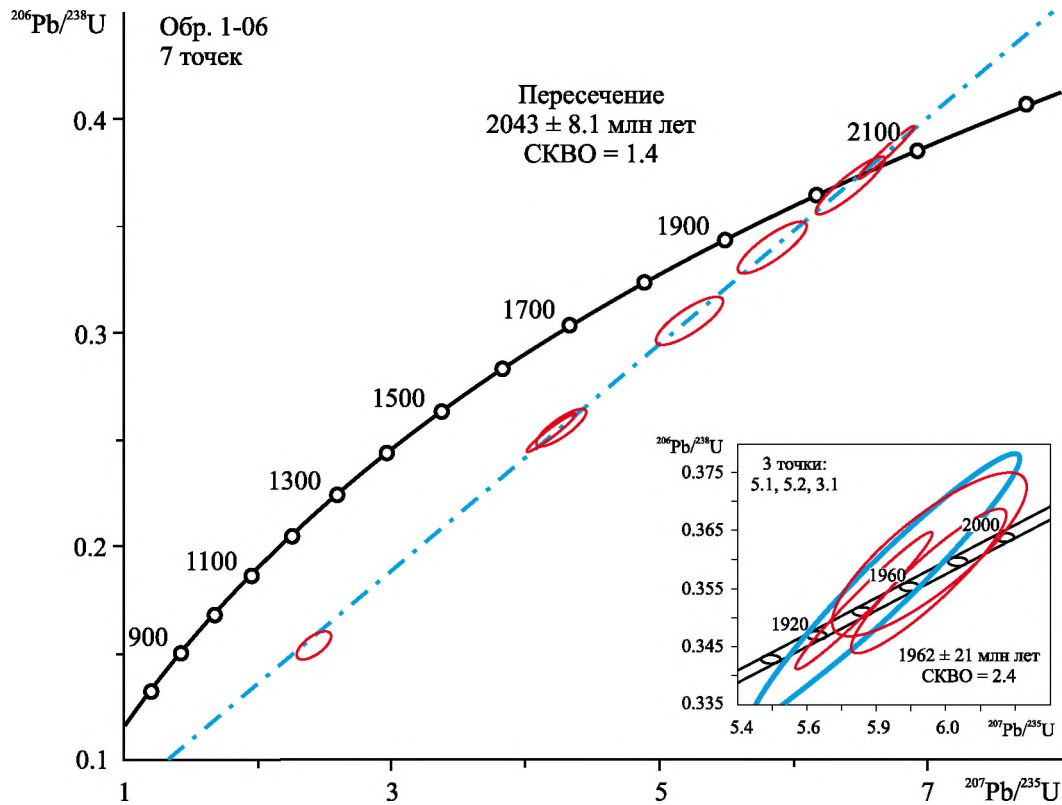


Рис. 8. U-Pb диаграммы с дискордией и конкордией (*врезка*) для цирконов из микрогнейсов немтихинской толщи Гаревского комплекса.

Fig. 8. Concordia and discordia diagrams for zircons from the microgneisses (Sample 1-06) collected from an outcrop in the Nemtikha Group of the Garevka Complex.

рии, обусловленной сменой разных тектонических обстановок.

Железисто-глиноземистые метапелиты Северо-Енисейского кряжа представляют собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания преимущественно каолинового, а не латеритного типа, как считалось ранее. Химическое выветривание пород в раннем протерозое на Енисейском кряже не достигало глубокой стадии латеритизации с образованием зон конечного разложения алюмосиликатов, а ограничивалось формированием продуктов выветривания преимущественно каолинит-иллит-монтмориллонит-кварцевого состава.

Петро- и геохимические характеристики изученных метапелитов обусловлены главным образом особенностями осадконакопления при формировании протолита, образование которого могло происходить за счет размыва нижнепротерозойских микрогнейсов Сибирского кратона с возрастными в диапазоне 2043–1962 млн лет с вовлечением в область эрозии гранитоидной и вулканогенной примеси пород основного состава (сухопитская серия) и последующего накопления в окраинно-

континентальных мелководных бассейнах в условиях гумидного климата и спокойного тектонического режима. Полученные выводы о природе и составе протолита этих пород согласуются с данными литолого-фациального анализа и геодинамическими реконструкциями эволюции геологических комплексов Енисейского кряжа в докембрии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балашов Ю.А. (1976) Геохимия редкоземельных элементов. М.: Недра, 266 с.
- Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д. (1993) Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **1**, 35-40.
- Головенко В.К. (1977) Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 268 с.
- Егоров А.С. (2004) Глубинное строение и геодинамика литосферы северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотравверсов России). СПб.: ВСЕГЕИ, 199 с.
- Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В. (2012) Тектоно-метаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса

- Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*, **53**(11), 1476-1496.
- Козлов П.С., Филиппов Ю.Ф., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. (2020) Геодинамическая модель эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое (западная окраина Сибирского кратона), Россия. *Геотектоника*, **54**(1), 62-78.
- Коробейников С.Н., Полянский О.П., Лиханов И.И., Свердлов В.Г., Ревердатто В.В. (2006) Математическое моделирование надвига как причины формирования андалузит-кианитовой метаморфической зональности в Енисейском кряже. *Докл. РАН*, **408**(4), 512-516.
- Лиханов И.И. (2020) Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры. *Петрология*, **28**(1), 4-22.
- Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Козлов П.С. (2021) Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского кряжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели. *Геотектоника*, **55**(1), 41-65.
- Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. (2006а) Коллизионный метаморфизм как результат надвигов в заангарской части Енисейского кряжа. *Докл. АН*, **411**(2), 235-239.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В. (2016) Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия. *Петрология*, **24**(4), 423-440.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. (2018) Аккреционная тектоника западной окраины Сибирского кратона. *Геотектоника*, **52**(1), 28-51.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. (2011) Нижнепротерозойские метапелиты северной части Енисейского кряжа: природа и возраст протолита, поведение вещества при коллизионном метаморфизме. *Геохимия*, **49**(3), 239-267.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. (2014) Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа. *Геохимия*, **52**(1), 3-25.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. (2015) Неопротерозойские комплексы-индикаторы континентального рифтогенеза как свидетельство процессов распада Родинии на западной окраине Сибирского кратона. *Геохимия*, **53**(8), 675-694.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. (2016) Геохимия, особенности происхождения и возраст метаморфизма пород Приангарья в зоне сочленения северного и южного сегментов Енисейского кряжа. *Геохимия*, **54**(2), 143-164.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. (2006б) Геохимические свидетельства природы протолита железисто-глиноземистых метапелитов Кузнецкого Алатау и Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*, **47**(1), 119-131.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. (2008) Железисто-глиноземистые метапелиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме. *Геохимия*, **46**(1), 20-41.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. (2011) Коллизионные метаморфические комплексы Енисейского кряжа: особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации. *Геология и геофизика*, **52**(10), 1593-1611.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. (2012) U-Pb и ⁴⁰Ar-³⁹Ar свидетельства гренвилльских событий на Енисейском кряже при формировании Тейского полиметаморфического комплекса. *Геохимия*, **50**(6), 607-614.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В. (2013) Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растаивания и распада Родинии. *Докл. АН*, **450**(6), 685-690.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. (2005) Минеральные равновесия и P-T диаграмма для железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O). *Петрология*, **13**(1), 81-92.
- Маслов А.В. (2007) Метатерригенные породы архея (основные геохимические ограничения). *Геохимия*, **45**(4), 370-389.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т. (2005) Терригенные осадочные последовательности типового разреза рифея: соотношение процессов рециклинга и привноса "first cycle" материала. *Геохимия*, (2), 158-181.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Лепихина О.П., Попова О.Ю. (2004) Тонкозернистые алломосилкокластические образования стратотипического разреза среднего рифея Южного Урала: особенности формирования, состав и эволюция источников сноса. *Литология и полезн. ископаемые*, (4), 414-441.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В., Червяковская М.В. (2020) Реконструкция состава пород питающих провинций. Ст. 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы. *Литосфера*, **20**(1), 40-62. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-1-40-62>
- Неелов А.Н. (1980) Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 100 с.
- Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Лиханов И.И., Серов П.А., Козлов П.С. (2016б) Геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства субсинхронного островодужного магматизма и терригенной седиментации (Предивинский террейн Енисейского кряжа). *Геология и геофизика*, **57**(11), 1992-2014.
- Ножкин А.Д., Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Крылов А.А. (2021) Геохимия, обстановки формирования и рудоносность вулканогенно-осадочных комплексов Приангарья Енисейского кряжа. *Докл. АН*, **501**(2), 149-155.
- Ножкин А.Д., Маслов А.В., Подковыров В.Н., Туркина О.М., Летникова Е.Ф., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Дмитриева Н.В., Гареев Э.З., Лепихина О.П. (2009) Геохимические особенности терригенных пород рифея Южного Урала и Сибири и вариации зрелости континентальной коры. *Геология и геофизика*, **50**(2), 95-114.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И. (2020) Формирование и эволюция докембрийской коры юго-

- западной части Сибирского кратона. *Мат-лы Всерос. конф. с межд. участием, посвящ. 90-летию ИГЕМ РАН*. М.: ИГЕМ РАН, 400-402.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. (2016а) Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок). *Геология и геофизика*, **57**(2), 312-332.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Савко К.А. (2019) Палеопротерозойские метавулканогенно-осадочные толщи енисейского метаморфического комплекса на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок): расчленение, состав, U-Pb возраст цирконов. *Геология и геофизика*, **60**(10), 1384-1406.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ковач В.П., Ронкин Ю.Л. (2008) Sm-Nd-изотопная систематика метапелитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса. *Докл. АН*, **423**(6), 795-800.
- Попов Н.В., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. (2010) Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в заангарской части Енисейского кряжа: результаты U-Pb исследований. *Докл. АН*, **431**(4), 509-515.
- Попов Н.В., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Савко К.А. (2020) Палеопротерозойский гранитоидный магматизм в тектонической истории Ангаро-Канского блока юго-западного обрамления Сибирской платформы. *Докл. АН*, **490**(2), 39-44.
- Предовский А.А. (1980) Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 152 с.
- Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шепелев В.С., Колобов В.Ю. (2017) Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 331 с.
- Розен О.М., Аббясов А.А. (2003) Количественный минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным, анализ достоверности результатов (компьютерная программа). *Литология и полезн. ископаемые*, **34**, 299-312.
- Сальников А.С. (2009) Сейсмологическое строение земной коры платформенных и складчатых областей Сибири по данным региональных сейсмических исследований преломленными волнами. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 132 с.
- Сараев С.В. (1986) Литология и петрохимия глинистых пород рифея Енисейского кряжа *Глинистые минералы в осадочных породах Сибири*. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 78-85.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- Boynnton W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare earth element geochemistry*. (Ed. P. Henderson). Amsterdam: Elsevier, 63-114.
- Chatterjee N.D., Johannes W.S. (1974) Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic $2M_1$ -muscovite, $KAl_2Al_3Si_3O_{10}(OH)_2$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **48**, 89-114.
- Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**, 1-37.
- Cox R., Lowe D.R. (1995) Controls on sediment composition on a regional scale: a conceptual review. *J. Sediment. Res.*, **A65**, 1-12.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. (1995) The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 2919-2940.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995) Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosoils, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, **23**, 921-924.
- Franceschelli M., Puxeddu M., Gattiglio M. (2003) Geochemistry and origin of chloritoid schists from the Alpi Apuane, Italy: evidence of a prevailing lateritic signature. *Eur. J. Mineral.*, **15**, 575-588.
- Haas H., Holdaway M.J. (1973) Equilibria in the system Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O involving the stability limits of pyrophyllite, and thermodynamic data of pyrophyllite. *Amer. J. Sci.*, **273**, 348-357.
- Harnois L. (1988) The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sediment. Geol.*, **55**, 319-322.
- Hietanen A. (1967) On the facies series in various types of metamorphism. *J. Geol.*, **75**, 187-214.
- Holdaway M.J. (1971) Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.*, **271**, 97-131.
- Hoschek G. (1969) The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **22**, 208-232.
- Kozlov P.S. (2017) Metamorphism, P-T-t conditions of formation, and prospects for the practical use of Al_2O_3 polymorphs, chloritoid, and staurolite (Yenisei Ridge). *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.*, **110**, 012010.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. (2004) The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica* (Eds D.G. Gee, V.L. Pease). *Geol. Soc. Lond. Mem.*, **30**, 69-74.
- Le Breton N., Thompson A.B. (1988) Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 226-237.
- Likhanov I.I. (1988) Chloritoid, staurolite and gedrite of the high-alumina hornfelses of the Karatash pluton. *Int. Geol. Rev.*, **30**, 868-877.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. (2004) Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia. *J. Metamorph. Geol.*, **22**(8), 743-762.
- Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. (2018) Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean. *Lithos*, **304-307**, 468-488.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2007) Provenance of Precambrian Fe- and Al-rich metapelites in the Yenisey Ridge and Kuznetsk Alatau, Siberia: geochemical signatures. *Acta Geol. Sinica (Engl. Ed.)*, **81**(3), 409-423.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Memmi I. (1994) Short-range mobilization of elements in the biotite zone of contact aureole of the Kharlovo gabbro massif (Russia). *Eur. J. Mineral.*, **6**(1), 133-144.
- Likhanov I.I., Santosh M. (2017) Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia super-

- continent. *Precamb. Res.*, **300**, 315-331.
- Likhanov I.I., Santosh M. (2019) A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia. *Precamb. Res.*, **328**, 128-145.
- Ludwig K.R. (1999) User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Isochronology Spec. Publ., 1, 46 p.
- Ludwig K.R. (2000) SQUID 1.00. User's manual. Berkeley Isochronology Spec. Publ., 2, 2455 p.
- Martin H. (1986) Effect of stepper Archean geothermal gradients on geochemistry of subduction related magmas. *Geology*, **14**, 753-756.
- McLennan S.M. (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. (Eds B.R. Lipin, G.A. McKay). Washington D.C.: Miner. Soc. Amer., 169-200.
- Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Jones D.L. (1990) Rare earths elements as indicator of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*, **18**, 268-272.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lullites. *Nature*, **299**, 715-717.
- Pattison D.R.M. (1992) Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple point: constraints from the Ballachulish aureole. *Scott. J. Geol.*, **100**, 423-446.
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Yu. (2019) The nature and models of metamorphism. Springer, Chum, 330 p.
- Shaw D.M. (1956) Geochemistry of pelitic rocks. Pt III: Major elements and general geochemistry. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **67**, 913-934.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Symmes G.H., Ferry J.M. (1992) The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism. *J. Metamorph. Geol.*, **10**, 221-237.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford, Blackwell, 312 p.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.*, **33**, 241-265.
- Thompson J.B. Jr. (1957) The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Amer. Miner.*, **42**, 842-858.
- Whitney D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Miner.*, **95**, 185-189.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. (Eds M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley). *Rev. Econ. Geol.*, **7**, 1-35.
- kin A.D. (1993) Age Boundary in the Precambrian Geological Evolution of the Yenisei Range. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **1**(1), 35-40. (In Russ.)
- Boynton W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare earth element geochemistry*. (Ed. P. Henderson). Amsterdam, Elsevier, 63-114.
- Chatterjee N.D., Johannes W.S. (1974) Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic $2M_1$ -muscovite, $KAl_2Al_3Si_3O_{10}(OH)_2$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **48**, 89-114.
- Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**, 1-37.
- Cox R., Lowe D.R. (1995) Controls on sediment composition on a regional scale: a conceptual review. *J. Sediment. Res.*, **A65**, 1-12.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. (1995) The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 2919-2940.
- Egorov A. S. (2004) Deep-Seated Structure and Geodynamics of the Lithosphere of Northern Eurasia: Evidence from Geological-Geophysical Modeling along the Geotraverses of Russia. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 199 p. (In Russ.)
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995) Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosoils, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, **23**, 921-924.
- Franceschelli M., Puxeddu M., Gattiglio M. (2003) Geochemistry and origin of chloritoid schists from the Alpi Apuane, Italy: evidence of a prevailing lateritic signature. *Eur. J. Mineral.*, **15**, 575-588.
- Golovenok V.K. (1977) Precambrian Aluminous Rock Associations. Leningrad, Nedra Publ., 268 p. (In Russ.)
- Haas H., Holdaway M.J. (1973) Equilibria in the system Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O involving the stability limits of pyrophyllite, and thermodynamic data of pyrophyllite. *Amer. J. Sci.*, **273**, 348-357.
- Harnois L. (1988) The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sediment. Geol.*, **55**, 319-322.
- Hietanen A. (1967) On the facies series in various types of metamorphism. *J. Geol.*, **75**, 187-214.
- Holdaway M.J. (1971) Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.*, **271**, 97-131.
- Hoschek G. (1969) The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **22**, 208-232.
- Korobeinikov S.N., Polyansky O.P., Likhanov I.I., Sverdlova V.G., Reverdatto V.V. (2006) Mathematical modeling of overthrusting fault as a cause of andalusite-kyanite metamorphic zoning in the Yenisei Ridge. *Dokl. Earth Sci.*, **408**(1), 652-656 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **408**(4), 512-516).
- Kozlov P.S. (2017) Metamorphism, P - T - t conditions of formation, and prospects for the practical use of Al_2O_3 polymorphs, chloritoid, and staurolite (Yenisei Ridge). *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.*, **110**, 012010.
- Kozlov P.S., Filippov Yu.F., Likhanov I.I., Nozhkin A.D. (2020) Geodynamic model of the Neoproterozoic evolution of the Yenisei paleosubduction zone (western margin of the Siberian Craton), Russia. *Geotectonics*, **54**(1), 54-67.
- Kozlov P.S., Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Zinov'ev S.V. (2012) Tectonometamorphic evolution of the Garevka

REFERENCES

- Balashov Yu.A. (1976) *Geochemistry of Rare-Earth Elements*. Moscow, Nedra Publ., 266 p. (In Russ.)
- Bibikova E.V., Gracheva T.V., Makarov V.A., Nozh-

- polymetamorphic complex (Yenisei Ridge). *Russ. Geol. Geophys.*, **53**(11), 1133-1149.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. (2004) The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. *Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. (Eds D.G. Gee, V.L. Pease). *Geol. Soc. Lond. Mem.*, **30**, 69-74.
- Le Breton N., Thompson A.B. (1988) Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 226-237.
- Likhanov I.I. (1988) Chloritoid, staurolite and gedrite of the high-alumina hornfelses of the Karatash pluton. *Int. Geol. Rev.*, **30**, 868-877.
- Likhanov I.I. (2020) Metamorphic indicators for collision, extension and shear zones geodynamic settings of the Earth's crust. *Petrology*, **28**(1), 1-16.
- Likhanov I.I., Kozlov P.S., Popov N.V., Reverdatto V.V., Vershinin A.E. (2006a) Collision metamorphism as a result of thrusting in the Transangara region of the Yenisei Ridge. *Dokl. Earth Sci.*, **411**(1), 1313-1317.
- Likhanov I.I., Nozhkin A.D., Reverdatto V.V., Krylov A.A., Kozlov P.S., Khiller V.V. (2016) Metamorphic evolution of ultrahigh-temperature Fe- and Al-rich granulites in the south Yenisei Ridge and tectonic implications. *Petrology*, **24**(4), 392-408.
- Likhanov I.I., Nozhkin A.D., Savko K.A. (2018) Accretionary tectonics of rock complexes in the western margin of the Siberian Craton. *Geotectonics*, **52**(1), 22-44.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. (2004) Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia. *J. Metamorph. Geol.*, **22**(8), 743-762.
- Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. (2018) Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean. *Lithos*, **304-307**, 468-488.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2007) Provenance of Precambrian Fe- and Al-rich metapelites in the Yenisey Ridge and Kuznetsk Alatau, Siberia: geochemical signatures. *Acta Geol. Sinica (Engl. Ed.)*, **81**(3), 409-423.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2011) Lower Proterozoic metapelites in the northern Yenisei Range: nature and age of protolith and the behaviour of material during collisional metamorphism. *Geochem. Int.*, **49**(3), 224-252.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2014) Geochemistry, age and petrogenesis of rocks from the Garevka metamorphic complex, Yenisey Ridge. *Geochem. Int.*, **52**(1), 1-21.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2015) Evidence of Middle Neoproterozoic extensional tectonic settings along the western margin of Siberian craton: implications for the breakup of Rodinia. *Geochem. Int.*, **53**(8), 671-689.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2016) Geochemistry, petrogenesis and age of metamorphic rocks of the Angara complex at the junction of south and north Yenisei Ridge. *Geochem. Int.*, **54**(2), 127-148.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. (2011) Collision-related metamorphic complexes of the Yenisei Ridge: their evolution, ages, and exhumation rate. *Russ. Geol. Geophys.*, **52**(10), 1256-1269.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. (2012) U-Pb and ⁴⁰Ar-³⁹Ar evidence for Grenvillian activity in the Yenisey Ridge during formation of the Teya metamorphic complex. *Geochem. Int.*, **50**(6), 551-557.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Zinov'ev S.V. (2013) The Neoproterozoic Trans-Angara dike belt, Yenisei Range, as an indicator of extension and breakup of Rodinia. *Dokl. Earth Sci.*, **450**(2), 613-617.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Memmi I. (1994) Short-range mobilization of elements in the biotite zone of contact aureole of the Kharlovo gabbro massif (Russia). *Eur. J. Mineral.*, **6**(1), 133-144.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Selyatizkii A.Y. (2005) Mineral equilibria and P-T diagram for Fe- and Al-rich metapelites in the KFMASH system (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O). *Petrology*, **13**(1), 73-83.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Vershinin A.E. (2006b) Geochemical evidences for protolith origin of Fe- and Al-rich metapelites from Kuznetsk Alatau and Yenisey Ridge. *Russ. Geol. Geophys.*, **47**(1), 120-133.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Vershinin A.E. (2008) Fe- and Al-rich metapelites of the Teya sequence, Yenisei Range: geochemistry, protoliths and the behavior of their matter during metamorphism. *Geochem. Int.*, **46**(1), 17-36.
- Likhanov I.I., Santosh M. (2017) Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent. *Precamb. Res.*, **300**, 315-331.
- Likhanov I.I., Santosh M. (2019) A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia. *Precamb. Res.*, **328**, 128-145.
- Likhanov I.I., Zinoviev S.V., Kozlov P.S. (2021) Blastomylonite complexes of the western Yenisei Ridge (Eastern Siberia, Russia): geological position, metamorphic evolution, and geodynamic models. *Geotectonics*, **55**(1), 36-57.
- Ludwig K.R. (1999) User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Isochronology Spec. Publ., 1, 46 p.
- Ludwig K.R. (2000) SQUID 1.00. User's manual. Berkeley Isochronology Spec. Publ., 2, 2455 p.
- Martin H. (1986) Effect of steeper Archean geothermal gradients on geochemistry of subduction related magmas. *Geology*, **14**, 753-756.
- Maslov A.V. (2007) Archean metaterrigenous rocks: major geochemical constraints. *Geochem. Int.*, **45**, 327-344.
- Maslov A.V., Gareev E.Z., Krupenin M.T. (2005) Terrigenous Sedimentary Sequences in the Riphean Stratotype: Contribution of Recycling and Input of the First Cycle Material. *Geochem. Int.*, **43**(2), 131-152.
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Ronkin Yu.L., Gareev E.Z., Lepikhina O.P., Popova O.Yu. (2004) Fine-grained aluminosiliciclastic rocks of the Middle Riphean stratotype section in the Southern Urals: formation conditions, composition and provenance evolution. *Lithol. Mineral Res.*, **39**(4), 357-381.
- Maslov A.V., Melnichuk O.Yu., Mizens G.A., Titov Yu.V., Chervyakovskaya M.V. (2020) Provenance reconstructions. Article 2. Litho- and isotope-geochemical approaches and methods. *Lithosphere (Russia)*, **20**(1), 40-62. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-1-40-62>
- McLennan S.M. (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes.

- ses. In: Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. (Eds B.R. Lipin, G.A. McKay). Washington D.C., *Mineral. Soc. Amer.*, 169-200.
- Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Jones D.L. (1990) Rare earths elements as indicator of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*, **18**, 268-272.
- Neelov A.N. (1980) Petrochemical Classification of Metamorphosed Sedimentary and Volcanic Rocks. Leningrad, Nauka Publ., 100 p. (In Russ.)
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lullites. *Nature*, **299**, 715-717.
- Nozhkin A.D., Dmitrieva N.V., Likhanov I.I., Serov P.A., Kozlov P.S. (2016b) Geochemical, isotopic, and geochronological evidence for subsynchronous island-arc magmatism and terrigenous sedimentation (Predivinsk terrane of the Yenisei Ridge). *Russ. Geol. Geophys.*, **57**(11), 1570-1590.
- Nozhkin A.D., Kozlov P.S., Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Krylov A.A. (2021) Geochemistry, formation settings, and ore potential of the volcano-sedimentary complexes of Pryangarya, Yenisei Ridge. *Dokl. Earth Sci.*, **501**(2), 1023-1028.
- Nozhkin A.D., Maslov A.V., Podkovyrov V.N., Turkina O.M., Letnikova E.F., Ronkin Yu.L., Krupenin M.T., Dmitrieva N.V., Gareev E.Z., Lepikhina O.P. (2009) Geochemistry of Riphean terrigenous rocks in the Southern Urals and Siberia and variations of the continental-crust maturity. *Russ. Geol. Geophys.*, **50**(2), 71-86.
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Likhanov I.I. (2020) Formation and evolution of the Precambrian crust of the southwestern part of the Siberian Craton. *Proceedings of the All-Russian Conference with international participation, dedicated to the 90th anniversary of IGE M RAS*. Moscow, IGEM RAN Publ., 400-402. (In Russ.)
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Likhanov I.I., Dmitrieva N.V. (2016a) Late Paleoproterozoic volcanic associations in the southwestern Siberian craton (Angara-Kan block). *Russ. Geol. Geophys.*, **57**(2), 247-264.
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Likhanov I.I., Savko K.A. (2019) Paleoproterozoic Metavolcanosedimentary Sequences of the Yenisey Metamorphic Complex, Southwestern Siberian Craton (Angara-Kan block): subdivision, composition, U-Pb zircon age. *Russ. Geol. Geophys.*, **60**(10), 1101-1118.
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Maslov A.V., Dmitrieva N.V., Kovach V.P., Ronkin Yu.L. (2008) Sm-Nd isotopic systematics of Precambrian metapelites from the Yenisei Range and age variations of their provenances. *Dokl. Earth Sci.*, **423**(9), 1495-1500.
- Pattison D.R.M. (1992) Stability of andalusite and sillimanite and the Al₂SiO₅ triple point: constraints from the Ballachulish aureole. *Scott. J. Geol.*, **100**, 423-446.
- Popov N.V., Likhanov I.I., Nozhkin A.D. (2010) Mesoproterozoic granitoid magmatism in the Trans-Angara Segment of the Yenisei Range: U-Pb evidence. *Dokl. Earth Sci.*, **431**(2), 418-423.
- Popov N.V., Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Savko K.A. (2020) Proterozoic granitoid magmatism at the southwestern margin of the Siberian platform in the tectonic history of the Angara-Kan block. *Dokl. Earth Sci.*, **490**(2), 81-86.
- Predovsky A.A. (1980) Reconstruction of the Conditions of the Early Precambrian Sedimentation and Volcanism. Leningrad, Nauka Publ., 152 p. (In Russ.)
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Yu. (2017) The nature and models of metamorphism. Novosibirsk, Siberian Branch Publ., 331 p. (In Russ.)
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Yu. (2019) The nature and models of metamorphism. Springer, Chum, 330 p.
- Rosen O.M., Abbyasov A.A. (2003) The Quantitative Mineral Composition of Sedimentary Rocks: Calculation from Chemical Analyses and Assessment of Adequacy (MINLITH Computer Program). *Lithol. Miner. Res.*, **38**, 252-264.
- Sal'nikov A.S. (2009) Seismological structure of the Earth's crust in the platform and folded areas of Siberia based on regional refraction seismic data. Novosibirsk, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources Press, 132 p. (In Russ.)
- Saraev S.V. (1986) Lithology and Petrochemistry of the Riphean Clay Rocks of the Yenisei Range. *Clay Minerals in the Sedimentary Rocks of Siberia*. Novosibirsk, IGIG SO AN SSSR, 78-85. (In Russ.)
- Shaw D.M. (1956) Geochemistry of pelitic rocks. Pt III: Major elements and general geochemistry. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **67**, 913-934.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- Symmes G.H., Ferry J.M. (1992) The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism. *J. Metamorph. Geol.*, **10**, 221-237.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford, Blackwell, 312 p.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.*, **33**, 241-265.
- Thompson J.B. Jr. (1957) The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Amer. Miner.*, **42**, 842-858.
- Whitney D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Miner.*, **95**, 185-189.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. (Eds M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley). *Rev. Econom. Geol.*, **7**, 1-35.
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) Basics of lithochemistry. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russ.)