

**ГЕОХИМИЯ, ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТА И МЕТАМОРФИЗМА
ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ ТЕКТОНИТОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА:
СВЯЗЬ С ФОРМИРОВАНИЕМ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА****А. А. Крылов, И. И. Лиханов***Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск*

Поступила в редакцию 19 октября 2016 г.

Аннотация: обнаружение реликтов глаукофановых сланцев в высокобарических тектонитах Приенисейской сутурной зоны Енисейского кряжа свидетельствует о проявлении на западе Сибирского кратона конвергентной границы “чилийского типа”, контролируемой субдукцией океанической коры под континентальную окраину. Эти породы, локализованные в тектоническом шве на границе кратона с островодужно-океаническим Исаковским террейном, испытали два этапа метаморфизма. На первом этапе сформировались глаукофановые сланцы при P - T параметрах около 8–9 кбар/400°C. На втором этапе они подверглись синэкзгумационному динамометаморфизму с ростом давления на 3–5 кбар и температуры на 180–240°C. Петрогеохимические характеристики мафических тектонитов свидетельствуют о том, что их протолитами являлись базальты типа N -MORB и E -MORB. Образование более примитивных по химическому составу N -MORB базальтов происходило на начальных этапах спрединга, когда плавлению подвергались верхние горизонты деплетированной мантии. Более высокотитанистые базальты образовались как продукты плавления обогащенного мантийного субстрата на более поздних этапах спрединга. U - Pb возраст цирконов 701,6±8,4 млн лет из метаморфизованных аналогов нормальных базальтов отвечает времени начала формирования океанической коры в регионе. Выявленная последовательность процессов спрединга, субдукции (640–620 млн лет) и сдвиговых деформаций (~600 млн лет) фиксирует ранние стадии развития Палеоазиатского океана в зоне его сочленения с западной границей Сибирского кратона — от формирования фрагментов океанической коры до завершения аккреционно-субдукционных событий.

Ключевые слова: высокобарические тектониты, геохимия, протолит, U - Pb и Ar - Ar датирование, Енисейский кряж, Палеоазиатский океан.

**GEOCHEMISTRY, AGES OF PROTOLITH AND METAMORPHISM
OF HIGH-PRESSURE FAULT TECTONITES OF THE YENISEI RIDGE:
APPLICATION TO THE PALEOASIAN OCEAN FORMATION**

Abstract: the discovery of glaucophane schist relicts in high-pressure tectonites of the Yenisei ridge near-Yenisei suture zone indicates the presence of the Chilean-type convergent boundary in the West of Siberian craton. This boundary is controlled by subduction of the ocean crust under continental one. These rocks, localized in the suture between the craton and Isakovka island-arc-oceanic terrane, suffered two stages of metamorphism. In the first stage, glaucophane schists formed at a temperature of 400°C and pressure of 8–9 kbar. In the second stage, they suffered synexhumation dynamic metamorphism with a pressure increase of 3–5 kbar and temperature of 180–240°C. Petrogeochemical parameters of mafic tectonites show that N -MORB and E -MORB basalts were their protolithes. Chemically more primitive N -MORB basalts formed at early stages of spreading upon melting of upper horizons of the depleted mantle. More Ti-rich basalts formed due to melting of the enriched mantle substrate in latter spreading stages. The U - Pb age of zircons from metamorphized analogues of normal basalts is 701,6±8,4 Ma and corresponds to the onset of ocean crust formation in the region. The ascertained sequence of spreading, subduction (640–620 Ma) and shear deformations (~600 Ma) shows early stages of Paleasian ocean development in the zone of its connection with the western boundary of the Siberian craton — from the formation of ocean crust fragments to the completion of accretion and subduction events.

Key words: high-pressure tectonites, geochemistry, protolith, U - Pb and Ar - Ar dating, Yenisei Ridge, Paleasian ocean.

Введение

Современная западная окраина Сибирского кратона представлена раннедокембрийским выступом фундамента (Ангаро–Канский блок) и мезоэопротерозойской окраинно–континентальной складчатой областью Заангарья Енисейского кряжа [1]. Докембрийские террейны (Исаковский и Предивинский), образованные офиолитами и островодужными комплексами, аккрецированы к окраине Сибирского кратона в венде [2]. Это вендское аккреционно–коллизийное событие привело к формированию протяженного Саяно–Енисейского аккреционного пояса и дальнейшему наращиванию континентальной коры кратона.

Предполагается, что аккреционно–коллизийные процессы в неопротерозойской истории этого региона генетически и пространственно связаны со становлением Палеоазиатского океана, возникшего в результате распада суперконтинента Родиния [3]. В качестве наиболее ранних стадий его развития обычно рассматриваются геологические события, которые произошли начиная с момента заложения палеоокеана и заканчивая каледонским тектогенезом. Этот этап наиболее отчетливо проявлен в узкой полосе вдоль современной западной и южной окраин Сибирского кратона [4]. Эти события зафиксированы окраинно–континентальными, офиолитовыми и островодужными ассоциациями в составе докембрийских террейнов разного возраста и разной тектонической природы. Вопросы связи этих докембрийских террейнов с развитием Палеоазиатского океана и их последующей аккрецией к Сибирскому кратону во многом еще далеки от окончательного решения, что повышает интерес к особенностям развития таких структур в зонах перехода палеоокеан–континент.

В докембрийской истории Енисейского кряжа офиолитовые и островодужные комплексы Исаковского и Предивинского террейна были вовлечены в процессы формирования конвергентной границы “кордильерского типа”, контролируемой субдукцией океанической коры под активную континентальную окраину [5, 6]. Приенисейская зона субдукции выделяется в 70–100 км западнее р. Енисей в фундаменте Западно–Сибирской плиты зоной линейных положительных магнитных аномалий, простирающихся параллельно краю Сибирского кратона [7]. В соответствии с геофизическими данными, полученными в последние годы на опорных и региональных профилях в пределах этой территории, Западно–Сибирская мегаплита двигалась в восточном направлении, погружаясь под Сибирский кратон [8]. Об этом же свидетельствует обнаружение реликтов глаукофановых сланцев в высокобарических тектонитах Приенисейской сутурной зоны [9] и существенное влияние субдукционной компоненты при формировании пород океанической коры в регионе [10]. Однако, вопросы пространственно–временных корреляций этих докембрийских террейнов с развитием Палеоазиатского океана и их последующей аккрецией к Сибирскому

кратону во многом еще далеки от окончательного решения. В этой связи мы провели геохимическое и геохронологическое изучение высокобарических пород из тектонического меланжа сдвиговой зоны с целью реконструкции состава, геодинамической природы и возраста их протолитов.

Геологическое положение Енисейского кряжа

Енисейский кряж расположен на западной окраине Сибирского кратона, протягиваясь в субмеридианальном направлении вдоль р. Енисей почти на 700 км при ширине от 50 до 200 км (рис. 1 врезка). 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 [11]. Глубина залегания поверхности Мохоровичича под Енисейским кряжем по сравнению с соседними регионами увеличена от 40 до 50 км [12]. Таким образом, этот складчатый ороген обладает структурой с утолщенной корой, сохранившейся в течение длительного геологического времени. Коллизийная модель формирования структуры земной коры в регионе подтверждается данными сейсмического профилирования и обосновывается “скупиванием” пород неопротерозойских формаций [13]. В строении Енисейского кряжа выделяются два крупных сегмента – Южно–Енисейский и Заангарский, разделенные субширотным Нижнеангарским региональным разломом [14]. К северу от Нижнеангарского разлома, в заангарской части, Енисейский кряж сложен палеопротерозойскими и мезо–неопротерозойскими породами, составляющими Восточный (приплатформенный) и Центральный кратонные блоки, и Исаковский (западный) террейн, представленный неопротерозойскими офиолитами и островодужными комплексами [5].

Тектонические блоки разделены крупными региональными разломами преимущественно северо–западного простирания с субвертикальным падением [15]. Эти структуры представляют собой систему сближенных субпараллельных разломов сдвиговой, взбросовой и надвиговой кинематики с проявлениями приразломного катаклаза, меланжирования и динамометаморфизма. Их протяженность определяется сотнями километров при ширине зоны стресс–метаморфизма от сотен метров до первых десятков километров; как правило, эти линейные зоны являются областями активного взаимодействия тектонических блоков. В приразломных зонах по этим породам развиты бластомилониты [16]. Им присущи структуры сдвигового течения, которые широко проявлены как на мезо– (породном), так и на микроуровнях. Это линейная деформационная гнейсовидность, наличие упорядоченных структур пластического течения, растяжение и разрыв складок течения с кулисообразной морфологией, полосы излома в слюдах, “тени давления” перекристаллизованного кварца, S–образные и сильно

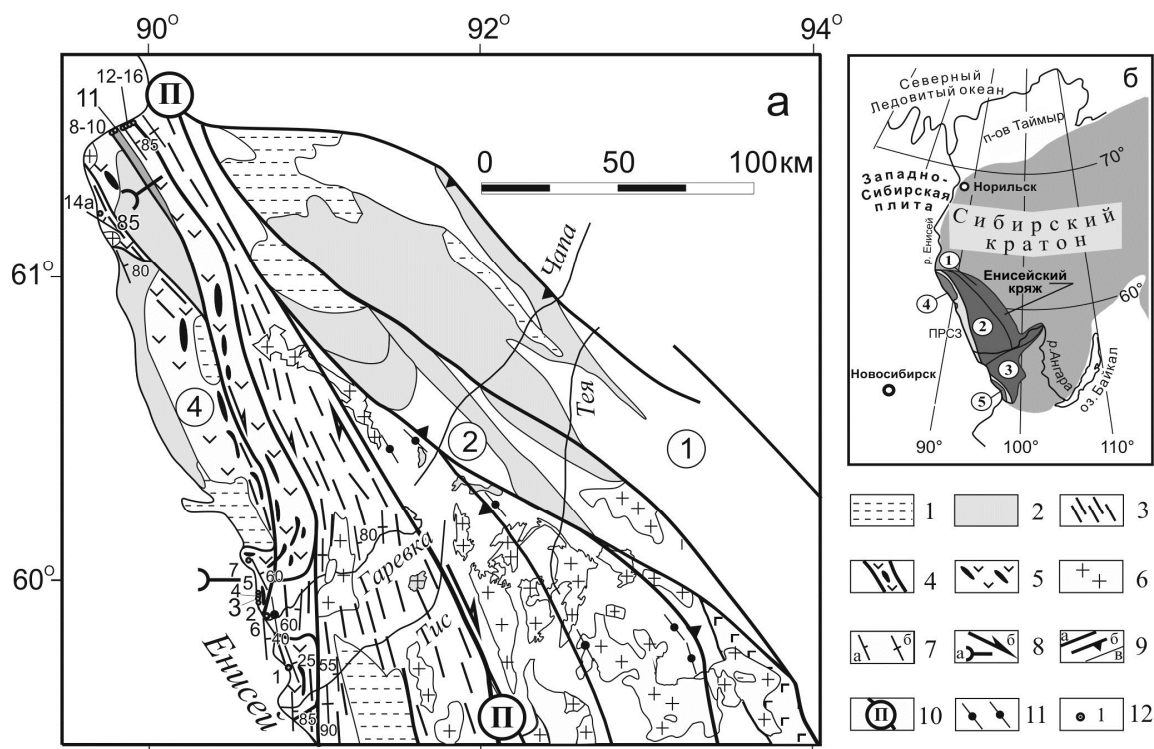


Рис. 1. Схема геологического строения (а) ПРТЗ в структуре Заангарья Енисейского кряжа; (б) – положение ПРТЗ (светло-серым) и тектонических блоков на западной окраине Сибирского кратона: 1 – Восточный и 2 – Центральный северного сегмента; 3 – Ангаро-Канский блок, 4 – Исаковский и 5 – Предивинский террейны; 1 – чехол (Pz-Kz); 2 – молассы (NP₂₋₃); 3 – бластомилониты (NP) по породам гаревского комплекса (PP) (параавтохтон); 4 – высокобарические метабазит–ультрабазитовые и апогнейсовые бластомилониты (тектонический шов, аллохтон); 5 – преимущественно метабазитовые и молассовые комплексы Исаковского террейна (аллохтон); 6 – гранитоидные комплексы; 7 – элементы залегания сланцеватости: наклонные (а) и вертикальные (б); 8 – направление тектонических движений (NP): поддвиги (а) и сдвиги (б); 9 – тектонические нарушения: разломы (а), надвиги (б) и прочие границы (в); 10 – Приенсейский разлом; 11 – ставролит–гранат–кианитовые бластомилониты; 12 – точки отбора образцов (крупным шрифтом показаны места находок глаукофана).

деформированные зерна граната со структурами “снежного кома”, разрывы минеральных зерен со смещением и формированием “лоскутных” полосок, развитие деформационных двойников и ламелей в плагиоклазах, параллельное распределение мелкозернистых линзообразных минеральных агрегатов, а также рассланцевание, катаклаз и будинаж [17, 18].

Региональные разломы (Приенсейский, Татарско-Ишимбинский и др.) сопровождаются оперяющими структурами более высокого порядка, вблизи которых формируются надвиги [19]. Это вызывает неоднородный по давлению региональный метаморфизм, выраженный в сочетании фациальных серий низких и умеренных давлений [20, 21]. Детальный обзор геохронологии, тектонической позиции и геодинамической природы комплексов, участвующих в строении региона, приведен в работе [22]. Там же представлена хронологическая последовательность крупных этапов и событий в геологической истории Енисейского кряжа, сформировавших его тектонический облик.

Характеристика объекта исследования

Объект исследования расположен на северо-западе Заангарья Енисейского кряжа в пределах Приенсейской региональной тектонической зоны (ПРТЗ) [23]. Она тесно связана с Байкало-Енисейским разло-

мом, протягиваясь вдоль западной окраины Сибирского кратона не менее чем на 200 км при ширине 30–50 км. Её структура представляет собой систему сближенных субпараллельных разломов сдвиговой и надвиговой кинематики с проявлениями приразломного катаклаза, меланжирования и динамометаморфизма. В районе исследования в её строении выделяется 3 крупных докембрийских блока (с востока на запад): континентальный гнейсо-амфиболитовый, метафиолитовый метабазит–ультрабазитовый и вулканоплутонический. Первый блок сложен породами гаревского метаморфического комплекса, в составе которого наиболее распространены биотитовые плагиогнейсы немтихинской толщи и порфиробластические гранитогнейсы и гранат–двуслюдяные кристаллические сланцы малогаревской толщи. Последние два блока относятся к Исаковскому террейну, аккрецировавшему в венде к Сибирскому кратону [24]. Офиолитовые ассоциации второго блока состоят из меланжированных пластин и линз амфиболитизированных толеитовых метабазальтов и реже метабазит–ультрабазитов (антигоритовых метадунитов и метатарцбургитов с подчинённым количеством антигоритизированных пироксенитов), относимых к фирсовской толще нижнего рифея и к сурнихинскому комплексу нижнего–среднего рифея [25]. Вулканоплутонический

блок сложен преимущественно породами метадацит–андезит–базальтовой ассоциации, метаморфизованными в условиях фации зелёных сланцев, относящихся к киселихинской толще верхнего рифея [25].

Эти породы входят в состав субдукционно–аккреционного комплекса, где встречаются в виде тектонических пластин, линз или блоков в серпентинитовом меланже. Тектонический меланж разновозрастных и разномасштабных блоков высоко– и слабометаморфизованных пород разного состава свидетельствует о неоднократной реактивизации ПРТЗ в неопротерозое [26, 27].

Типичной минеральной ассоциацией тектонитов метабазитового состава является амфибол + гранат + эпидот + хлорит + фенгит + цоизит + плагиоклаз + кварц + титанит + рутил + ильменит ± карбонаты. На северных объектах работ, в районе Осиновских порогов, в составе тектонического меланжа характерны будинированные реликтовые крутопадающие (85–90°) блоки, пластины и линзы гранатовых гнейсов немтихинской толщи палеопротерозоя, преимущественно Grt-Bt-Ms-Pl-Qz±Kfs±Chl состава, и будины гранатовых апобазитовых амфиболитов Grt-Amp-Pl-Ep-Chl-Ph-Spn-Rt состава. Здесь и далее в тексте символы минералов приняты по [28]. Ориентировка тел совпадает с общим северо–западным простиранием разломов ПРТЗ. На участке в районе р. В. Сурниха и выше её устья в правом борту р. Енисей картируется структура, характеризующаяся чередованием линзовидно–клиновидных тел бластомилонитов и гранатовых амфиболитов с ассоциацией Grt-Amp-Pl-Ph-Pg-Ep-Spn-Cb-Chl-Rt с пластинами будинированных интенсивно антигоритизированных дунитов, гарцбургитов и пироксенитов. Породы Борисихинского участка обнажены в правобережье Енисея в 3 км выше устья р. Борисихи, где представлены полосчатыми амфиболитами с крупнокристаллическими линзами–реликтами плагиоклаз–амфиболового состава габброидного облика [6]. В тонкокристаллических апобазитовых амфиболитах локально развиты изометричные и давленные зональные гранаты, образующие тонкие полоски и линзы в ассоциации с Amp-Ab-Chl-Ep-Spn агрегатом.

В целом, пояс высокобарических тектонитов образует секущую относительно генеральных структур северо–западного простирания шовную зону мощностью около 15–20 км между континентальным и вулканоплутоническим блоками (рис. 1). Контакты пояса тектонитов с вмещающими блоками проходят по морфологически выраженным разломам. Неоднородность деформаций в шовной зоне подтверждается морфологией порфиробластов гранатов, образующих разновозрастные генерации. Границы между породными комплексами маркируются поверхностями срыва и притирания. Типичной минеральной ассоциацией тектонитов метабазитового состава является амфибол + гранат + эпидот + хлорит + фенгит + цоизит + плагиоклаз + кварц + титанит + рутил + ильменит ± карбонаты.

Породы, локализованные в тектоническом шве

поздне–неопротерозойского возраста на границе кратона с островодужно–океаническим террейном, испытали два этапа метаморфизма [29]. На первом этапе сформировались глаукофановые сланцы при P – T параметрах около 8–9 кбар/400°C. На втором этапе они подверглись синэксгумационному динамометаморфизму с ростом давления на 3–5 кбар и температуры на 180–240°C [9]. Верхняя граница их формирования ограничивается накоплением вороговской серии, в базальных конгломератах которой обнаружена галька серпентинитов сурнихинского комплекса [25], и внедрением лейкогранитов и субщелочных лейкогранитов гранитов Осиновского массива [30].

Химический состав пород и природа протолитов

Возможность диагностики состава протолита пород базируется на доказательствах преимущественно изохимического характера метаморфизма голубых сланцев в отношении главных петрогенных компонентов [31] и на исследованиях весьма ограниченной дифференциальной подвижности элементов при попадании океанических базальтов в субдукционную зону [32]. В этих работах было показано, что подвергшиеся глаукофансланцевому метаморфизму породы деплетированы или обогащены по сравнению с протолитом только в отношении легко подвижных компонентов, тогда как большинство петрогенных компонентов, Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Nd, Sm и совместимые элементы устойчивы к этим процессам и их содержания находятся практически на том же уровне, что и в исходных породах. Эти представления были подтверждены детальными исследованиями протолитов голубых сланцев Чарской зоны в Казахстане, свидетельствующими о сохранении геохимических характеристик океанических базальтов в процессе глаукофансланцевого метаморфизма [33].

Содержания главных элементов получены рентгенофлуоресцентным методом в ИГМ СО РАН на рентгеноспектральном анализаторе VRA-20R фирмы “Carl Zeiss Jena”: погрешности определения не превышают 5 отн.%. Концентрации редких и редкоземельных элементов установлены методом ICP–MS на масс–спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Точность анализа составляла в среднем 2–7 отн.%. Работы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН по методике, описанной в работе [34]. В табл. 1 приведены содержания главных и редких элементов, а также ряд их индикаторных отношений для представительных проб высокобарических тектонитов. Более представительная выборка химических составов метабазитов в составе Исаковского террейна имеется в работах [5, 6]. Петрохимия метапелитов гаревского комплекса достаточно подробно описана в [35].

По диапазону кремнекислотности ($\text{SiO}_2=41,8\text{--}48,7$ мас.%) изученные метабазиты отвечают вулканитам основного состава. Для них характерны умеренные содержания суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}<3$ мас.%) с

значительным преобладанием Na_2O над K_2O и существенными вариациями Fe_2O_3 (8–18 мас.%) и MgO (6–10 мас.%), TiO_2 (0,9–1,4 мас.%) и P_2O_5 (0,07–0,23 мас.%). Общая железистость меняется в узком диапазоне от 0,53 до 0,64. Повышенная магнезиальность ($\text{MgO} > 8$ мас.%), пониженная глиноземистость и низкое содержание K_2O (0,05–0,3 мас.%) позволяют отнести большинство изученных разновидностей пород к оливиновым базальтам с переходом к пикробазальтам с одной стороны и к базальтам с другой [36]. Необходимо также отметить, что петрохимический состав большинства пород (например, обр. 3 и 4) значительно варьирует даже в пределах одного обнажения, что подтверждают прямые наблюдения минеральной неоднородности тектонизированных метабазитов вкрест и по простиранию тел.

Поведение редких элементов рассматривается как наиболее чувствительный индикатор для определения природы протолита и геодинамических условий формирования базальтовых пород. Наиболее существенны различия этих пород по редкоэлементному составу. Более распространенные низкотитанистые породы отличаются пониженными содержаниями редкоземельных элементов (сумма REE = 37–39 ppm) и наклонным концентрационным профилем распределения с $(\text{La}/\text{Yb})_n < 0.5$ (табл. 1; рис. 2), характерным для нормальных базальтов срединно-океанических хребтов N-типа (N-MORB). Спектры REE менее распространенных высокотитанистых метабазитов обогащены легкими лантаноидами (сумма REE = 43–54 ppm) и имеют плоский профиль распределения $((\text{La}/\text{Yb})_n > 1)$, что типично для обогащенных базальтов океанического дна E-типа (E-MORB) (рис. 2а). Общим для большинства мультиэлементных спектров является деплетирование в отношении LILE (Rb и Ba) и отчетливо выраженные K- и Sr- минимумы (рис. 2б). Влияние субдукционной компоненты для этих пород выражается в более высоких по сравнению с N-MORB содержаниях Ba, Th, Ta, Nb, Zr, Hf [39].

Таблица 1

Содержания главных (мас%), редких элементов (г/т) и их индикаторные отношения в метабазитах Исаковского террейна

Компонент	№ образца						
	1	2	3	4	11	12	14
SiO_2	48,05	42,94	44,03	41,81	48,11	48,71	45,37
TiO_2	0,91	0,92	1,35	1,37	1,19	1,30	1,06
Al_2O_3	18,27	16,14	15,41	15,76	16,13	14,29	15,68
Fe_2O_3	8,60	11,72	11,99	18,08	12,29	11,71	11,21
MnO	0,11	0,17	0,19	0,50	0,19	0,21	0,17
MgO	7,54	7,90	9,70	10,16	6,11	8,30	9,12
CaO	12,34	9,58	11,19	6,97	11,76	10,62	13,07
Na_2O	2,55	2,84	1,68	1,11	2,29	2,60	1,47
K_2O	0,31	0,28	0,08	0,05	0,13	0,08	0,05
P_2O_5	0,08	0,09	0,14	0,14	0,08	0,15	0,11
BaO	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01
SO_3	0,04	0,12	0,13	0,16	<0,03	<0,03	<0,03
V_2O_5	0,03	0,029	0,047	0,047	0,05	0,05	0,05
Cr_2O_3	0,04	0,046	0,032	0,029	0,05	0,02	0,03
NiO	0,01	0,029	0,005	<0,003	0,01	0,01	0,01
LOI	1,41	7,49	3,89	3,84	1,23	1,48	2,64
SUM	100,33	100,30	99,85	100,03	99,64	99,56	100,09
Rb	0,9	4,5	0,62	0,75	2,8	1,66	0,55
Sr	79	133	133	49	92	115	98
Y	36	23	28	29	34	29	33
Zr	74	62	85	87	84	80	82
Nb	2,2	7,6	6,1	5,5	4,3	3,2	3,4
Cs		0,41	<0,1	<0,1			
Ba	12	5,8	8,4	6,1	19	22	9,4
La	1,6	6,2	5,3	5,6	1,1	2,2	2,3
Ce	6,8	13,0	12,2	12,8	8,4	10,3	7,1
Pr	1,2	1,96	1,98	2,1	1,57	1,48	1,28
Nd	6,7	8,9	9,5	9,8	8,1	8,6	7,8
Sm	2,7	2,7	3,2	3,1	2,5	3,1	2,7
Eu	1,02	1,05	1,35	1,18	1,04	1,05	1,08

Компонент	№ образца						
	1	2	3	4	11	12	14
Gd	3,51	3,3	4,1	3,9	3,31	3,79	3,63
Tb	0,66	0,62	0,78	0,75	0,69	0,64	0,68
Dy	4,57	4,1	5,1	5,2	5,02	4,41	4,78
Ho	1,04	0,87	1,07	1,15	1,11	0,99	1,02
Er	3,14	2,7	3,3	3,5	2,98	2,87	3,09
Tm	0,46	0,41	0,51	0,56	0,48	0,39	0,45
Yb	3,02	2,6	3,2	3,6	2,89	2,94	3,07
Lu	0,48	0,39	0,48	0,53	0,42	0,43	0,39
Hf	2,08	1,78	2,4	2,5	1,96	2,11	1,7
Ta	0,19	0,54	0,39	0,52	0,18	0,26	0,27
Th	0,14	0,72	0,51	0,69	0,16	0,28	0,38
U	0,06	0,21	0,15	0,18	0,08	0,07	0,05
f	0,51	0,57	0,53	0,62	0,64	0,56	0,53
La/Yb(n)	0,36	1,60	1,13	1,06	0,26	0,50	0,51
La/Sm(n)	0,37	1,45	1,06	1,15	0,28	0,45	0,54
Gd/Yb(n)	0,94	1,01	1,03	0,88	0,92	1,04	0,95
Eu/Eu*	1,01	1,07	1,14	1,03	1,10	0,93	1,05
Ce/Ce*	1,12	0,89	0,90	0,89	1,27	1,33	0,98
LREE/HREE	1,32	2,56	2,04	2,07	1,50	1,84	1,47
Sum REE	36,90	48,85	52,07	53,75	39,61	43,19	39,37

Примечание: $Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n + Gd_n) \times 0.5$; f (мол. кол-ва) = $(FeO + 0.9 \times Fe_2O_3) / (FeO + 0.9 \times Fe_2O_3 + MgO)$; SUM и Sum REE – сумма главных и редкоземельных элементов, соответственно.

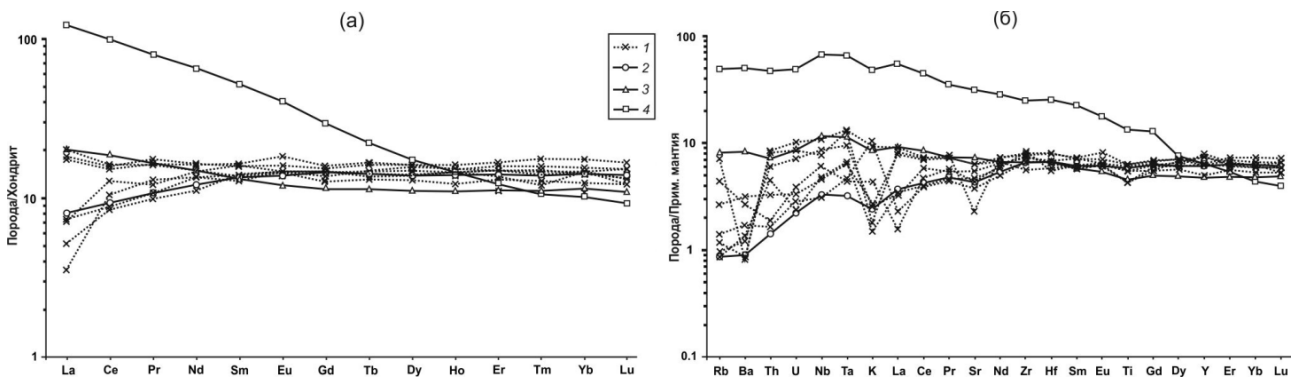


Рис. 2. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные к хондриту [37] (а), и спайдердиаграммы содержания микроэлементов, нормированных к составу примитивной мантии [38] (б) для метабазальтов Исаковского террейна (1) в сравнении с основными разновидностями базальтов: (2) N-MORB, (3) E-MORB и (4) OIB по [38].

В целом изученные метабазальты имеют слабо фракционированные мультиэлементные спектры, занимающие промежуточное положение между спектрами N- и E-MORB базальтов (рис. 2а). По ряду петро- и геохимических параметров эти породы сопоставимы с метабазальтами Панимбинско-Рыбинского вулканического пояса в Приангарье (рис. 3а, б). Принадлежность этих пород к группе нормальных и обогащенных базальтоидов подтверждается диагностическими диаграммами, основанными на соотношениях концентраций Hf-Th-Ta [42] (рис. 3а), Zr-Nb-Y [41] (рис. 3б), $P_2O_5-TiO_2$ [44] (рис. 4а) и Nb/Y – Zr/Y [46] (рис. 4б). Это отличает их от более древних габброидов дайкового пояса [23] и ортоамфиболитов западной окраины Енисейского кряжа [41], относящихся к внутриплитным базальтоидам и преиму-

щественно островодужным толеитам (рис. 3а,б). В отличие от пород Исаковского террейна, эти породы обогащены легкими лантаноидами и имеют более дифференцированные спектры распределения элементов с высокими отношениями: $(La/Yb)_n$ до 6, $(La/Sm)_n$ до 2,5, $(Gd/Yb)_n > 2$, что указывает на образование их протолитов из обогащенного мантийного источника или контаминацию коровым материалом. Для них характерны повышенные концентрации крупноионных литофильных (Rb, Ba, K), радиоактивных (Th, U) и высокозарядных (Nb, Ta, Zr, Hf) элементов. На диаграмме Nb/Y – Zr/Y точки составов таких метабазальтов находятся преимущественно в области внутриплитных базальтов между E-MORB и OIB, а по ряду петрогеохимических особенностей они сопоставимы с толеитовыми базальтами океанических островных дуг [41].

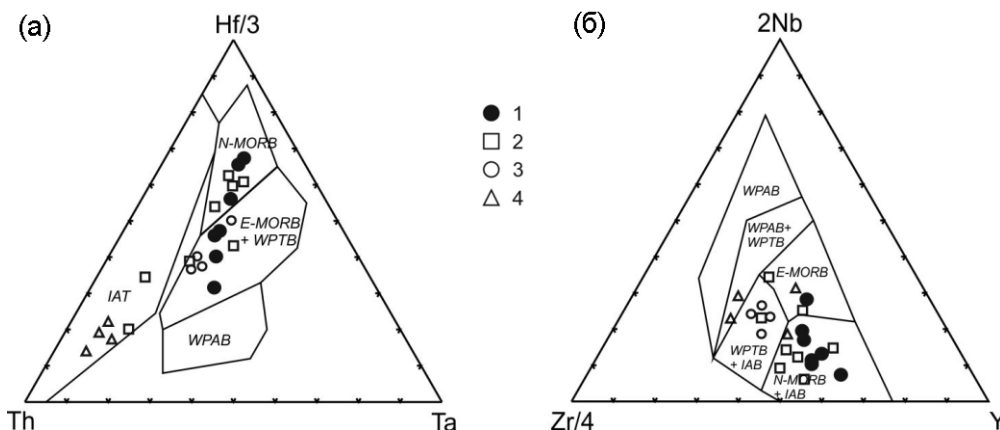


Рис. 3. Положение фигуративных точек составов метабазальтов Исаковского террейна (1) в сравнении с более древними (2) метабазальтами Рыбинско-Панинбинского вулканического пояса (1100 млн лет) [40], (3) амфиболитами дайкового пояса ПРСЗ (800 млн лет) [41], (4) ортоамфиболитами гаревского комплекса (900 млн лет) [35] на диаграммах Hf-Th-Ta (а) и Zr-Nb-Y (б). Поля составов на диаграммах: N- и E-тип MORB – “нормальные” и “обогащенные” базальты срединно-океанических хребтов, WPAB – внутриплитные щелочные базальты, WPTB – внутриплитные толеитовые базальты, SAB – известково-щелочные базальты, IAB – островодужные базальты, IAT – островодужные толеиты, OIA – андезиты океанических островов, OIT – толеиты океанических островов.

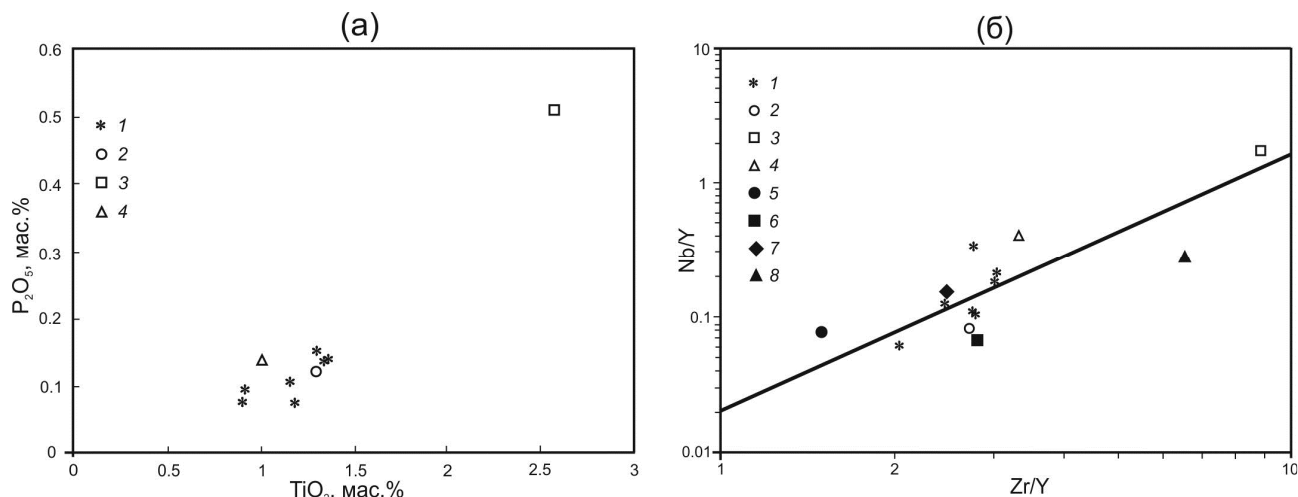


Рис. 4. Диаграммы TiO_2 - P_2O_5 (а) и Zr/Y - Nb/Y (б) для метабазальтов Исаковского террейна (1) и основных разновидностей базальтов: (2) N-MORB, (3) OIB (3) и (4) E-MORB: мантийные компоненты по [45]: (5) DEP – глубинная деплетированная мантия, (6) DM – деплетированная мантия, (7) PM – примитивная мантия, (8) EN – обогащенная мантия. Наклонная линия разделяет область внутриплитных базальтов (верх) от MORB и островодужных вулканитов (низ).

Контрастные типы редкоземельных и мультиэлементных спектров для метабазальтов разного петрохимического состава свидетельствуют в пользу унаследования распределения и уровня концентраций редких элементов от их магматических протолитов – родоначальных магм [47, 48]. Характер редкоземельных спектров, различные величины $(La/Sm)_n$ и $(La/Yb)_n$ отношений и содержаний Hf, Zr, Nb и Ta отражают разную деплетированность состава мантийных источников или степень плавления. Протолиты низкотитанистых метабазальтов Исаковского террейна с пониженными Nb/Y и Zr/Y отношениями могли образоваться при плавлении деплетированного мантийного источника, обедненного несовместимыми элементами-примесями, и сопоставимого по своим геохимическим характеристикам с верхней мантией, продуцирующей базальты N-MORB. Повышенные

Nb/Y и Zr/Y отношения для более титанистых пород указывают на обогащенный характер их мантийных компонентов, ответственных за формирование преимущественно E-MORB базальтов (рис. 4б).

Геохронологические исследования и интерпретация результатов

U-Pb датирование цирконов из пробы 14 метабазальтов выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ, С.-Петербург) по методике, описанной в работе [41]. В катодолуминисцентном изображении цирконы характеризуются длинно- и короткопризматическим габитусом с тонкой секториальной зональностью и расплавленными включениями в ядрах зерен, что свидетельствует в пользу их магматического происхождения (рис. 5). Реже встречаются цирконы

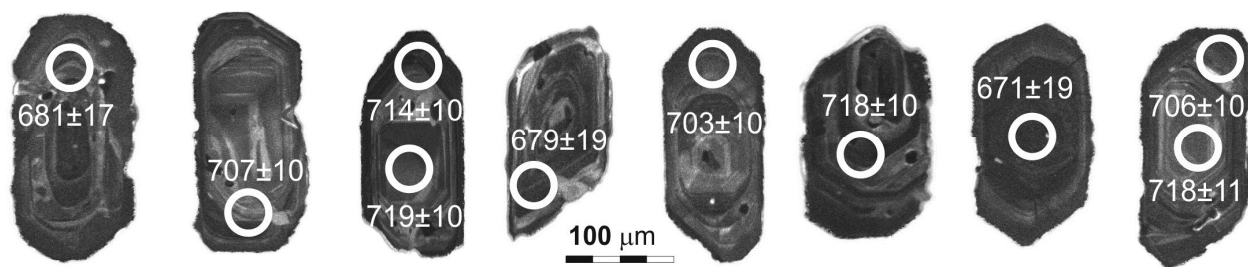


Рис. 5. Катодолуминесцентные изображения зерен цирконов из высокобарического метабазита (обр. 14).

со слабо проявленной или нарушенной зональностью в связи с процессами перекристаллизации. В основном зерна цирконов имеют нормальные Th/U отношения в диапазоне 0,21–1,02, что с учетом особенностей морфологии и внутреннего строения также свидетельствует о магматической природе циркона. Фигуративные точки 10 центральных и краевых частей зерен цирконов располагаются вдоль конкордии в диапазоне 671–719 млн лет, со средним значением возраста $701,6 \pm 8,4$ млн лет, рассчитанным с погрешностью 2σ (рис. 6).

Близкий возраст ядер и внешних кайм циркона, возможно, свидетельствует о перекристаллизации ядер с потерей радиогенного свинца в результате последующего метаморфизма (табл. 2). Результаты U–Pb датирования метабазитов в пределах погрешности метода почти синхронны с U–Pb датировками по цирконам островодужных плагиигранитов Порожнинского массива ($697,2 \pm 3,6$ млн лет), расположенного в западной части Исаковского террейна [49]. В то же время они древнее U–Pb данных по цирконам из

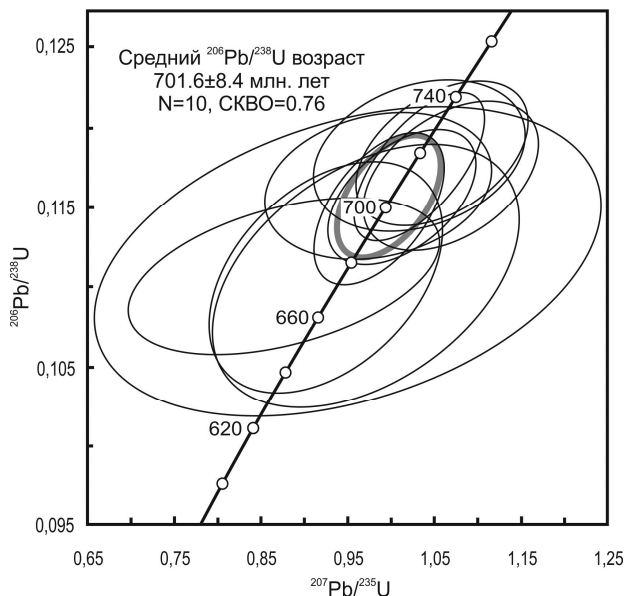


Рис. 6. Диаграмма с конкордией для цирконов из высокобарического метабазита (обр. 14).

Таблица 2

Результаты изотопного анализа цирконов из метабазитов пробы 14

№ точки	U ppm	Th ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн. лет		D, %
				$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1σ		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	
1.1	164	107	0,69	0,0612	5,8	0,934	6,3	0,1114	2,8	0,407	641±130	681±17	-8
2.1	398	228	0,59	0,0623	5,3	0,993	5,5	0,1171	1,8	0,342	657±110	707±10	-6
3.2	388	182	0,49	0,0663	3,1	1,044	3,2	0,1193	1,8	0,439	754±74	719±10	6
3.1	427	446	1,02	0,0691	3,1	1,073	2,9	0,1182	1,8	0,462	812±65	714±10	14
4.1	72	44	0,58	0,0641	6,6	0,987	6,7	0,1121	2,5	0,373	735±150	679±19	8
5.1	718	139	0,21	0,0641	2,5	0,994	2,9	0,1155	1,8	0,556	680±62	703±10	-3
6.2	352	181	0,57	0,0649	2,4	1,047	2,9	0,1191	1,8	0,596	722±52	718±10	3
7.2	37	22	0,56	0,0598	18	0,878	18	0,1098	3,3	0,192	574±240	671±19	-17
8.2	491	192	0,41	0,0627	4,1	1,029	4,2	0,1172	1,8	0,375	724±85	718±11	-2
8.1	572	321	0,58	0,0629	2,5	1,019	3,1	0,1162	1,7	0,511	728±64	706±10	5

Примечание: все ошибки даны на уровне 1σ. D – дискордантность, Rho – коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

метаморфизованных габбро Борисихинского офиолитового массива (682 ± 13 млн лет), характеризующихся более высокими значениями Nb/Y отношений [6], и из дацитов вулканоплутонического блока ($691,8 \pm 8,8$ млн лет) (устное сообщение), расположенных в составе Исаковского террейна. Это позволяет рассматривать самые древние возрастные оценки, установленные нами среди офиолитов Исаковского пояса, в качестве обоснования времени начала формирования океанической коры в регионе. В последовательности тектонических событий в эволюции Енисейского кряжа изученные проявления основного магматизма могли отражать различные этапы растяжения вдоль западной окраины Сибирского кратона. Образование более примитивных по химическому составу базальтов происходило на начальных этапах спрединга, когда плавлению подвергались верхние горизонты деплетированной мантии. А более высокотитанистые базальты образовались как продукты плавления обогащенного мантийного субстрата (менее истощенных горизонтов мантии) на более поздних этапах спрединга.

Геохронологические $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования проводились методом ступенчатого прогрева проб. Особенность методики – облучение предварительно откачанных кварцевых ампул с пробами в охлаждаемом водой канале исследовательского реактора ФТИ ТПУ (г. Томск). При облучении в таких условиях температура ампул с образцами не поднимается выше 100°C . Изотопный состав аргона измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре Argus фирмы “GV-Instruments” в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН по стандартным методикам [50]. Для исследований возраста деформационно-метаморфических преобразований породного субстрата ПРТЗ были отобраны образцы *Grt-Pl-Bt-Ms-Kfs-Qz* тектонитов, в которых анализировались биотит и мусковит, развитые на плоскостях сланцеватости и границах микролитонов. В результате изотопно-геохронологического датирования тектоносланцев по возрасту плато установлено время наиболее позднего импульса динамометаморфических структурно-вещественных преобразований, приуроченных к ПРТЗ, которое произошло в эдиакарии (венде), в узком диапазоне времени 595–608 млн лет назад (рис. 7).

Мы предполагаем, что выявленный этап вендских деформационно-метаморфических событий в северном сегменте ПРТЗ маркирует завершающую стадию неопротерозойской истории Енисейского кряжа, связанную с интенсивной тектонической переработкой пород меланжа шовной зоны после проявления аккреционно-субдукционных процессов в регионе. Эти результаты согласуются с оценками возраста метаморфических пород Северо-Западного Присянья (Канский, Арзыбейский и Дербинский блоки) [2, 51], входящих совместно с Енисейским кряжем в состав Саяно-Енисейского аккреционного пояса. В качестве близких возрастных аналогов таких событий в пределах Енисейского кряжа (610–600 млн лет) могут быть рассмотрены перекрывающие молассовые комплексы

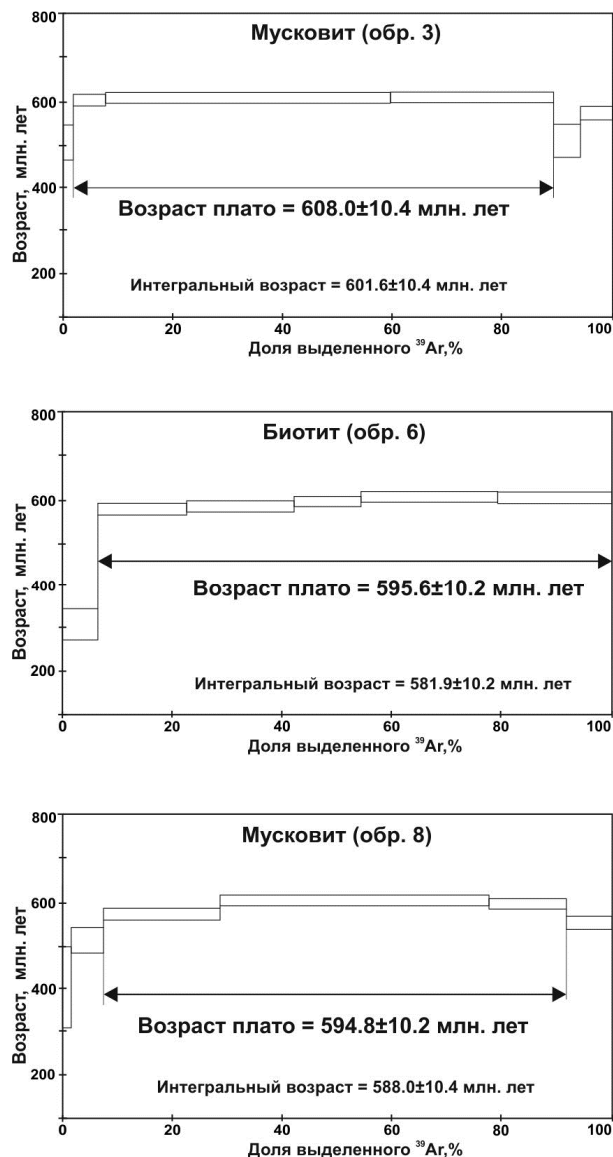


Рис. 7. Результаты $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датировок мусковита и биотита из метапелитовых blastomylonites. Для каждого образца приведен интегральный возраст; стрелками показан возраст, рассчитанный по методу плато.

поздневендского возраста [2], базаниты и blastomylonites гаревского комплекса [24] и метагаббро офиолитового комплекса Исаковского террейна Северо-Енисейского кряжа [5]. Близкие результаты получены при исследовании гнейсов континентального блока и амфиболитов островодужного Предивинского террейна, сочлененных в южном сегменте ПРТЗ Южно-Енисейского кряжа [52, 26]. В целом этот поздненеопротерозойский этап сопоставляется с заключительной фазой распада Родинии, отчленением Сибирского кратона и раскрытием Палеоазиатского океана. Подтверждением сказанному являются возрасты детритовых цирконов из осадочных формаций (610–600 млн лет) Саяно-Байкало-Патомского пояса на южной окраине Сибирского кратона, маркирующие начало активного осадконакопления в формирующемся океаническом бассейне между

Сибирью и Лаврентией [53].

Современными оценками $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастов фенгитов и скоростей погружения и эксгумации глаукофансланцевых пород, полученными с использованием *in situ* ультрафиолетовой (UV) лазерной абляции, показано, что прогрессивная (погружение) и регрессивная (эксгумация) стадии субдукции в интенсивно деформированных тектонических зонах имеют разрыв во времени от 20 до 38 млн лет [54]. Эти величины близки к данным других авторов по датированию метаморфических комплексов коллизионных орогенов [55, 56, 57, 58, 21], и согласуются с результатами датирования трековым методом по апатиту [59] и с данными теплофизического моделирования [60]. Детальными геолого-петрологическими исследованиями установлено, что при эксгумации глаукофановые сланцы попадали в Приенисейскую сдвиговую зону, где подвергались интенсивным сдвиговым деформациям и динамометаморфизму. С учетом этих данных и оценок скорости и продолжительности этапов эксгумации в тектонических зонах предполагаемый возраст процессов субдукции (погружения) базитов Исаковского террейна, ответственных за формирование глаукофановых сланцев, может отвечать интервалу от 640 до 620 млн лет.

Заключение

Анализ новых данных о развитии земной коры в регионе позволяет сформулировать следующие выводы, имеющие существенный геодинамический интерес. В последовательности геологических событий Енисейского кряжа изученные проявления основного магматизма и продукты их метаморфизма могли отражать различные этапы эволюции океанической коры.

(1) Совокупность вышеуказанных датировок цирконов по магматическим комплексам Исаковского террейна в Заангарье Енисейского кряжа совместно с датировками вулканитов Предивинского террейна, расположенного на юге Енисейского кряжа ($637 \pm 5,7$ млн лет) [61], указывают на формирование офиолитов и островных дуг Приенисейской зоны в интервале 700–640 млн лет.

(2) В конце неопротерозоя в диапазоне времени от 640 до 600 млн лет океаническая литосфера, фрагментом которой являлись базиты Исаковского террейна, субдуцировала под активную окраину Сибирского континента. Об этом же свидетельствует обнаружение в регионе эксгумированных блоков с проявлениями глаукофансланцевого метаморфизма – метаморфизованных членов офиолитовых разрезов – формирующихся в зоне палеосубдукции и являющихся ее прямым индикатором. Возраст глаукофансланцевого метаморфизма может отвечать интервалу от 640 до 620 млн лет. Это согласуется со временем формирования ряда высокобарических продуктов процессов субдукции (например, в Куртушибинском глаукофансланцевом и Северомуйском эклогитовом комплексах) в Центрально-Азиатском подвижном

поясе [62]. Возможным механизмом транспортировки этих блоков пород к земной поверхности на постсубдукционном этапе могло быть возвратное течение в субдукционном канале, выполненном высокопластичными маловязкими гидратированными серпентинитами [63]. Практически одновременно с этим процессом в тыловых структурах Енисейского кряжа происходил окраинно-континентальный рифтогенез, формирование приразломных рифтогенных прогибов и щелочной магматизм [64, 1, 65, 22].

(3) При эксгумации глаукофановые сланцы попали в Приенисейскую сдвиговую зону, где подвергались интенсивным деформациям с полной перекристаллизацией субстрата и образованием новых высокобарических минеральных парагенезисов. Формирование высокобарических тектонитов в шовной зоне с возрастом около 600 млн лет маркирует заключительный этап неопротерозойской истории Енисейского кряжа, связанный с завершением аккреции Исаковского блока к западной окраине Сибирского кратона.

Эти события имеют важное геодинамическое значение. Они фиксируют один из ранних этапов развития Палеоазиатского океана, начиная с момента его заложения и завершившийся в конце неопротерозоя байкальским орогенезом вдоль современной западной и южной окраин древнего Сибирского континента (Енисейский кряж, Байкало-Патомском нагорье и Забайкалье).

Работа выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0004

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ножкин, А. Д.* Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа / А. Д. Ножкин, А. С. Борисенко, П. А. Неволько // Геология и геофизика, 2011. – Т. 52. – № 1. – С. 158–181.
2. *Ножкин, А. Д.* Вендское аккреционно-коллизийное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона / А. Д. Ножкин, О. М. Туркина, Ю. К. Советов, А. В. Травин // Доклады Академии Наук. – 2007. – Т. 415. – № 6. – С. 782–787.
3. *Добрецов, Н. Л.* Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) / Н. Л. Добрецов // Геология и геофизика, 2003. – Т. 44. – № 1–2. – С. 5–27.
4. *Ярмолюк, В. В.* Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса / В. В. Ярмолюк, В. И. Коваленко, В. П. Ковач, Е. Ю. Рыцк, И. К. Козаков, А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова // Доклады Академии Наук. – 2006. – Т. 410. – № 5. – С. 657–663.
5. *Верниковский, В. А.* Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж) / В. А. Верниковский, А. В. Верниковская, А. Д. Ножкин, В. А. Пономарчук // Геология и геофизика, 1994. – Т. 35. – № 7–8. – С. 169–181.
6. *Кузьмичёв, А. Б.* Позднерифейский Борисихинский офиолитовый массив (возраст и обстановка формирования) / А. Б. Кузьмичёв, И. П. Падерин, А. В. Антонов // Геология и геофизика, 2008. – Т. 49. – № 12. – С. 1175–1188.
7. *Мусатов, Д. И.* Развитие Енисейско-Туруханского подвижного пояса и его металлогения как результат взаимодей-

- ствия литосферных плит / Д. И. Мусатов // Металлогения и новая глобальная тектоника. – Ленинград, 1973. – С. 89–91.
8. Хераскова, Т. Н. Новые данные о строении Касского блока фундамента Западно-Сибирской плиты / Т. Н. Хераскова, С. А. Каплан, В. П. Бубнов, В. И. Галуев // Геотектоника, 2013. – Т. 47. – № 2. – С. 42–57.
 9. Лиханов, И. И. Свидетельства тектонического стресса в Приенсейской сутурной зоне Енисейского кряжа: мат-лы Четвертой конференции «Тектоника и актуальные вопросы наук о Земле». / И. И. Лиханов, С. В. Зиновьев, П. С. Козлов, А. А. Крылов // Москва: ИФЗ. – 2016. – С. 139–146.
 10. Ножкин, А. Д. Геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства субсинхронного островодужного магматизма и терригенной седиментации (Предивинский террейн Енисейского кряжа) / А. Д. Ножкин, Н. В. Дмитриева, И. И. Лиханов, П. А. Серов, П. С. Козлов // Геология и геофизика, 2016. – Т. 57. – № 11. – С.
 11. Верниковский, В. А. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геологоструктурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные / В. А. Верниковский, А. Ю. Казанский, Н. Ю. Матушкин, Д. В. Метелкин, Ю. К. Советов // Геология и геофизика, 2009. – Т. 50. – № 4. – С. 380–393.
 12. Сальников, А. С. Сейсмологическое строение земной коры платформенных и складчатых областей Сибири по данным региональных сейсмических исследований преломленными волнами / А. С. Сальников // Новосибирск: СНИИГГиМС. – 2009. – 132 с.
 13. Митрофанов, Г. Л. Структуры скупивания коры некоторых окраинных частей Сибирской платформы / Г. Л. Митрофанов, Т. В. Мордовская, Ф. В. Никольский // Тектоника платформенных областей. – Новосибирск: Наука. – 1988. – С. 169–173.
 14. Ножкин, А. Д. Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) / А. Д. Ножкин, О. М. Туркина, И. И. Лиханов, Н. В. Дмитриева // Геология и геофизика, 2016. – Т. 57. – № 2. – С. 312–332.
 15. Хераскова, Т. Н. Строение Сибирской платформы и ее западной окраины в рифее-раннем палеозое / Т. Н. Хераскова, С. А. Каплан, В. И. Галуев // Геотектоника, 2009. – Т. 43. – № 2. – С. 37–56.
 16. Козлов, П. С. Тектоно-метаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса как свидетельство проявления гренвилльских событий на западной окраине Сибирского кратона / П. С. Козлов, И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто, С. В. Зиновьев // Геология и геофизика, 2012. – Т. 53. – № 11. – С. 1476–1496.
 17. Лиханов, И. И. Нижнепротерозойские метапелиты Енисейского кряжа: природа и возраст протолита, поведение вещества при коллизионном метаморфизме / И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто // Геохимия, 2011. – Т. 49. – № 3. – С. 239–267.
 18. Лиханов, И. И. Р–Т–t эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия / И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто // Геология и геофизика, 2014. – Т. 55. – № 3. – С. 385–416.
 19. Егоров, А. С. Глубинное строение и геодинамика литосферы северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотравверсов России) / А. С. Егоров // С.–Петербург: ВСЕГЕИ. – 2004. – 199 с.
 20. Лиханов, И. И. Зональность граната в метапелитах как следствие трех метаморфических событий в докембрийской истории Енисейского кряжа / И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто, П. С. Козлов, В. В. Хиллер, В. П. Сухоруков // Петрология, 2013. – Т. 21. – № 6. – С. 612–631.
 21. Likhonov, I. I. P–T–t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions / I. I. Likhonov, V. V. Reverdatto, P. S. Kozlov, V. V. Khiller, V. P. Sukhorukov // Journal of Asian Earth Sciences, 2015. – V. 113. – P. 391–410.
 22. Лиханов, И. И. Гренвилльские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона / И. И. Лиханов, А. Д. Ножкин, В. В. Ревердатто, П. С. Козлов // Геотектоника, 2014. – Т. 48. – № 5. – С. 32–53.
 23. Лиханов, И. И. Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родинии / И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто, П. С. Козлов, С. В. Зиновьев // Доклады Академии Наук. – 2013. – Т. 450. – № 6. – С. 685–690.
 24. Лиханов, И. И. Возраст бластомилонитов Приенсейской региональной сдвиговой зоны как свидетельство вендских аккреционно-коллизонных событий на западной окраине Сибирского кратона / И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто, С. В. Зиновьев, А. Д. Ножкин // Доклады Академии Наук. – 2013. – Т. 450. – № 2. – С. 199–203.
 25. Качевский, Л. К. Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (второе издание) / Ред. Л. К. Качевский // Красноярск: ПГО Красноярскгеология. – 2002. – 200 с.
 26. Лиханов, И. И. Р–Т–t реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами / И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто, П. С. Козлов, С. В. Зиновьев, В. В. Хиллер // Геология и геофизика, 2015. – Т. 56. – № 6. – С. 1031–1056.
 27. Kuzmichev, A. B. The Precambrian of Transangaria, Yenisei Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogeny, or reworked margin of the Siberian craton / A. B. Kuzmichev, E. V. Sklyarov // Journal of Asian Earth Sciences, 2016. – V. 115. – P. 419–441.
 28. Whitney, D. L. Abbreviations for names of rock-forming minerals / D. L. Whitney, B. W. Evans // American Mineralogist, 2010. – V. 95. – № 1. – P. 185–187.
 29. Лиханов, И. И. Первые петрологические свидетельства субдукции на западной окраине Сибирского кратона / И. И. Лиханов, К. А. Савко, П. С. Козлов, А. А. Крылов, С. В. Зиновьев // Доклады Академии Наук. – 2017 (в печати).
 30. Ножкин, А. Д. Поздневендские постколлизонные лейкограниты Енисейского кряжа / А. Д. Ножкин, И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто, Т. Б. Баянова, С. В. Зиновьев, П. С. Козлов, Н. В. Попов, Н. В. Дмитриева // Доклады Академии Наук. – 2016 (в печати).
 31. Ernst, W. G. Petrogenesis of glaucophane schists / W. G. Ernst // Journal of Petrology, 1963. – V. 4. – P. 1–30.
 32. Bebout, G. E. Fractionation of trace elements by subduction-zone metamorphism – effect of convergent-margin thermal evolution / G. E. Bebout, J. G. Ryan, W. P. Leeman, A. E. Bebout // Earth and Planetary Science Letters, 1999. – V. 171. – P. 63–81.
 33. Волкова, Н. И. Геохимия метаморфизованных пиллоу-базальтов Чарской зоны, Северо-Восточный Казахстан / Н. И. Волкова, В. В. Хлестов, В. П. Сухоруков, М. В. Хлестов // Доклады Академии Наук. – 2016. – Т. 467. – № 4. – С. 440–444.
 34. Лиханов, И. И. Геохимические свидетельства природы протолита железисто-глиноземистых метапелитов Кузнецкого Алатау и Енисейского кряжа / И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто, А. Е. Вершинин // Геология и геофизика, 2006. – Т. 47. – № 1. – С. 117–129.
 35. Лиханов, И. И. Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа / И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто // Геохимия, 2014. – Т. 52. – № 1. – С. 3–25.
 36. Ярмолюк, В. В. Магматические горные породы. Кислые и средние породы / Под ред. В. В. Ярмолюк, В. И. Коваленко // Москва: Наука. – 1983. – 347 с.
 37. Boynton, W. V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies / W. V. Boynton // Rare earth element geochemistry (Ed. Henderson P.). – Amsterdam: Elsevier, 1984. – P. 63–114.
 38. Sun, S. S. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S. S. Sun,

- W. F. McDonough // Geological Society Special Publication, 1989. – V. 42. – P. 313–345.
39. McCulloch, M. T. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism / M. T. McCulloch, J. A. Gamble // Earth and Planetary Science Letters, 1991. – V. 102. – P. 358–374.
40. Лиханов, И. И. Геохимия, генезис и возраст метаморфизма пород Приангарья в зоне сочленения северного и южного Енисейского кряжа / И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто // Геохимия, 2016. – Т. 54. – № 2. – С. 143–164.
41. Лиханов, И. И. Неопротерозойские комплексы-индикаторы континентального рифтогенеза как свидетельство процессов распада Родинии на западной окраине Сибирского кратона / И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто // Геохимия, 2015. – Т. 53. – № 8. – С. 675–694.
42. Wood, D. A. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province / D. A. Wood // Earth and Planetary Science Letters, 1980. – V. 50. – P. 11–30.
43. Meschide, M. A. A method of discriminating between different types of mid ocean ridge basalts and continental tholeiites with Nb–Zr–Y diagram / Meschide M. A. // Chemical Geology, 1986. – V. 56. – P. 207–218.
44. Hooper, P. R. The Columbia river basalts / P. R. Hooper // Science 1982. – V. 215. – P. 1463–1468.
45. Condie, K. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? / K. Condie // Lithos, 2005. – V. 79. – P. 491–504.
46. Fitton, J. G. Thermal and chemical structure of the Iceland plume / J. G. Fitton, A. D. Saunders, M. J. Norry, B. S. Hardarson, R. N. Taylor // Earth and Planetary Science Letters, 1997. – V. 153. – P. 197–208.
47. Likhonov, I. I. Short-range mobilization of elements in the biotite zone of contact aureole of the Kharlovo gabbro massif (Russia) / I. I. Likhonov, V. V. Reverdatto, I. Memmi // European Journal of Mineralogy, 1994. – V. 6. – № 1. – P. 133–144.
48. Likhonov, I. I. Provenance of Precambrian Fe- and Al-rich metapelites in the Yenisey Ridge and Kuznetsk Alatau, Siberia: geochemical signatures / I. I. Likhonov, V. V. Reverdatto // Acta Geologica Sinica–English Edition, 2007. – V. 81. – № 3. – P. 409–423.
49. Верниковский, В. А. Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса — индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже / В. А. Верниковский, А. Е. Верниковская, А. И. Черных, Е. Б. Сальникова, А. Б. Котов, В. П. Ковач, С. З. Яковлева, А. М. Федосеенко // Доклады Академии Наук. – 2001. – Т. 381. – № 6. – С. 806–810.
50. Kontorovich, A. E. Intense basic magmatism in the Tunguska petroleum basin, eastern Siberia, Russia / A. E. Kontorovich, A. V. Khomenko, L. M. Burshtein, I. I. Likhonov, A. L. Pavlov, V. S. Staroseltsev, A. A. Ten // Petroleum Geoscience, 1997. – V. 3. – P. 359–369.
51. Ножкин, А. Д. Время формирования и P–T параметры метаморфизма метатерригенно-карбонатных отложений Дербинского блока (Восточный Саян) / А. Д. Ножкин, О. М. Туркина, Н. В. Дмитриева, И. И. Лиханов // Доклады Академии Наук. – 2015. – Т. 461. – № 5. – С. 575–578.
52. Лиханов, И. И. Первые данные о проявлении мезопротерозойских тектонических событий в геологической истории Южно-Енисейского кряжа / И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто, П. С. Козлов, В. В. Хиллер // Доклады Академии Наук. – 2013. – Т. 453. – № 6. – С. 671–675.
53. Gladkochub, D. P. When Siberia broke up from Rodinia? Evidence from detrital zircon geochronology / D. P. Gladkochub, S. A. Pisarevsky, A. M. Stanevich, T. V. Donskaya, A. M. Mazukabzov / R. Veselovskiy, N. Lubnina (Eds.) // Rodinia 2013: Supercontinental Cycles and Geodynamics Symposium. – 2013. – Moscow: PERO Press. – P. 31.
54. Fornash, K. F. Tracking the timing of subduction and exhumation using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ phengite ages in blueschist- and eclogite-facies rocks (Sivrihisar, Turkey) / K. F. Fornash, M. A. Cosca, D. L. Whitney // Contribution to Mineralogy and Petrology, 2016. – V. 171. – № 67. doi:10.1007/s00410-016-1268-2.
55. Corsini, M. Exhumation processes during post-collisional stage in the Variscan belt revealed by detailed $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study (Tanneron Massif, SE France) / M. Corsini, V. Bosse, G. Feraud, F. Demoux, G. Crevola // International Journal of Earth Sciences, 2010. – V. 99. – P. 327–341.
56. Лиханов, И. И. Скорость эксгумации пород неопротерозойских коллизионных метаморфических комплексов Енисейского кряжа / И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто, А. В. Травин // Доклады Академии Наук. – 2010. – Т. 435. – № 3. – С. 372–377.
57. Лиханов, И. И. Коллизионные метаморфические комплексы Енисейского кряжа: особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации / И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто, П. С. Козлов // Геология и Геофизика, 2011. – Т. 52. – № 10. – С. 1593–1611.
58. Likhonov, I. I. Neoproterozoic collisional metamorphism in overthrust terranes of the Transangarian Yenisey Ridge, Siberia / I. I. Likhonov, V. V. Reverdatto // International Geology Review, 2011. – V. 53. – № 7. – P. 802–845.
59. Leech, M. L. The late exhumation history of the ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, south Ural Mountains, from new apatite fission track data / M. L. Leech, D. F. Stockli // Tectonics, 2000. – V. 19. – № 1. – P. 153–167.
60. Likhonov, I. I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia / I. I. Likhonov, O. P. Polyansky, V. V. Reverdatto, I. Memmi // Journal of Metamorphic Geology, 2004. – V. 22. – P. 743–762.
61. Верниковский, В. А. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа / В. А. Верниковский, А. Е. Верниковская // Геология и геофизика, 2006. – Т. 47. – С. 35–52.
62. Волкова, Н. И. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия / Н. И. Волкова, Е. В. Скляров // Геология и геофизика, 2007. – Т. 48. – № 1. – С. 109–119.
63. Gerya, T. V. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in subduction channel: a numerical simulation / T. V. Gerya, B. Stockhert, A. L. Perchuk // Tectonics, 2002. – V. 21. – № 6-1. – P. 6–19.
64. Ножкин, А. Д. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии / А. Д. Ножкин, О. М. Туркина, Т. Б. Баянова, Н. Г. Бережная, А. Н. Ларионов, А. А. Постников, А. В. Травин, П. Е. Эрнст // Геология и геофизика, 2008. – Т. 49. – № 7. – С. 666–688.
65. Ножкин, А. Д. Позднепротерозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский кряж): петрогеохимический состав, возраст и условия образования / А. Д. Ножкин, Л. К. Качевский, Н. В. Дмитриева // Геология и геофизика, 2013. – Т. 54. – № 1. – С. 58–71.

Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева
СО РАН, Новосибирск

Крылов Александр Александрович, младший научный сотрудник.
E-mail: krylov@igm.nsc.ru; Тел.: 8 (383) 333-02-39
Лиханов Игорь Иванович, доктор геолого-минералогических наук, профессор, ведущий научный сотрудник
E-mail: likh@igm.nsc.ru; Тел.: 8 (383) 333-02-39

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk

Krylov A. A., Junior Researcher
E-mail: krylov@igm.nsc.ru; Тел.: 8 (383) 333-02-39
Likhonov I. I., Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Fellow Principal Researcher
E-mail: likh@igm.nsc.ru; Тел.: 8 (383) 333-02-39