

**ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕТАВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ТОЛЩИ
ЕНИСЕЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА
НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА (Ангаро-Канский блок):
РАСЧЛЕНЕНИЕ, СОСТАВ, U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ**

А.Д. Ножкин¹, О.М. Туркина^{1,2}, И.И. Лиханов¹, К.А. Савко³

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

³Воронежский государственный университет, 394006, Воронеж, Университетская пл., 1, Россия

Установлена гетерогенность енисейского метаморфического комплекса, слагающего серию блоков в зоне Приенисейского глубинного разлома на юге Енисейского кряжа (Ангаро-Канский блок). Енисейский комплекс включает четыре метаморфические толщи: амфиболит-мрамор-парагнейсовую (вулканогенно-карбонатно-терригенную), амфиболит-ортогнейсовую (вулканогенную), мрамор-парагнейсовую (карбонатно-терригенную) и парагнейсовую (терригенную). Реконструкция протолитов метаморфических пород показала, что гнейсы и сланцы первой и четвертой толщ соответствуют полимитовым или аркозовым песчаникам и алевролитам-аргиллитам и относятся к осадочным породам первого цикла. Гранат-двуслюдяные сланцы третьей толщи по составу отвечают аргиллитам и обнаруживают признаки рециклинга. Вторая метавулканогенная толща представлена метавулканитами андезит-дацит-трахириодацитов, лейкобазальт-базальтовой и базальт-андезибазальт-трахиандезитовой ассоциациями. Метаосадочные породы в сравнении с PAAS обогащены (в 1.2—1.4 раза) РЗЭ, Th, а наиболее глиноземистые разности, кроме того, имеют повышенные концентрации K, Rb, высокозарядных элементов, Fe, Cr, Ni, Co. Показано унаследование редкоэлементного состава латерально сближенных канских гранулитов метаосадочными породами енисейского комплекса. Результаты определения U-Pb возраста из жильных гранитов, секущих амфиболит-мрамор-парагнейсовую толщу, позволили ограничить время осадконакопления рубежом 1.84—1.85 млрд лет до становления постколлизийных гранитов таракского типа и основных орогенических событий в Ангаро-Канском блоке, что дает возможность коррелировать их с отложениями нижней части разреза Урикско-Ийского грабена. Метаморфические породы нижних частей разрезов енисейского комплекса и сублукской серии принадлежат к единому рифтогенному этапу седиментации. Во второй этап (около 1.74 млрд лет) в Ангаро-Канском блоке Енисейского кряжа формируется амфиболит-ортогнейсовая (вулканогенная) толща. Образование вулканитов происходило в условиях растяжения, а по времени становления они коррелируют с внедрением внутриплитных гранитов Таракского массива. В Присянье во второй этап (1.75—1.7 млрд лет) в обстановке внутриконтинентального растяжения шло накопление терригенных пород и вулканитов различного состава. Следовательно, позднепалеопротерозойские метавулканогенные и метаосадочные комплексы Енисейского кряжа и Присянья коррелируются по времени и геодинамическим условиям формирования.

Парагнейсы, расчленение, геохимия, U-Pb возраст, палеопротерозой, геодинамика, корреляция, Ангаро-Канский блок.

**PALEOPROTEROZOIC METAVOLCANOSEDIMENTARY SEQUENCES OF THE YENISEI
METAMORPHIC COMPLEX, SOUTHWESTERN SIBERIAN CRATON (Angara-Kan block):
SUBDIVISION, COMPOSITION, AND U-Pb ZIRCON AGE**

A.D. Nozhkin, O.M. Turkina, I.I. Likhonov, and K.A. Savko

The results of this study reveal the chemical heterogeneity of the Yenisei metamorphic complex, which is a series of blocks within the Yenisei Fault of the southern Yenisei Ridge (Angara-Kan block). The Yenisei complex is composed of four metamorphic sequences: amphibolite-marble-paragneiss (volcanic-carbonate-terrigeneous), amphibolite-orthogneiss (volcanic), marble-paragneiss (carbonate-terrigeneous), and paragneiss (terrigeneous). Study of the nature of the protoliths of metamorphic rocks shows that gneisses and schists of sequences I and IV correspond to polymict or arkose sandstones and siltstone-mudstones and can be classified as first-cycle sediments. Garnet-two-mica schists of sequence III correspond in composition to mudstones and show evidence of recycling. Metavolcanic sequence II is composed of andesite-dacite-trachyrhyodacite, leucobasalt-basalt, and basalt-basaltic-andesite-trachyandesite formations. The metasedimentary rocks are 1.2–1.4 times richer in REE and Th than the average PAAS. The high-alumina varieties have high contents of K, Rb, HFSE, Fe, Cr, Ni,

and Co. The total similarity of the average trace-element contents in the rocks of the two complexes suggests that the composition of the Kan granulites was inherited by metasedimentary rocks of the Yenisei complex. The U–Pb zircon dates for granite veins cutting gneisses of amphibolite–marble–paragneiss sequence I limit the deposition age to 1.84–1.85 Ga and indicate that these rocks were deposited before the emplacement of postcollisional granites of the Taraka massif and thus predate the major orogenic events within the Angara–Kan block. Therefore, these rocks can be correlated with the lower part of the Urik–Iya graben section. The metamorphic rocks from the lower parts of the sections of the Yenisei complex and the Subluk Group formed during the same rifting phase of sedimentation. The amphibolite–orthogneiss (volcanic) sequence formed in the Angara–Kan block of the Yenisei Ridge during the second stage (1.74 Ga). The volcanic rocks formed in an extension setting and thus can be correlated with the emplacement of within-plate granites of the Taraka massif. In the Sayan area, terrigenous sediments and volcanic rocks of various compositions accumulated at the second stage (1.75–1.70 Ga) during the intracontinental extension. Therefore, there is a good correlation between the ages and geodynamic settings of deposition of late Paleoproterozoic volcanic and volcanosedimentary complexes of the Yenisei Ridge and the Sayan region.

Paragneisses, subdivision, geochemistry, U–Pb age, Paleoproterozoic, geodynamics, correlation, Angara–Kan block

ВВЕДЕНИЕ

На западной окраине Сибирского кратона в позднем палеопротерозое был сформирован протяженный (более 1400 км) Ангарский складчатый пояс, включающий метаморфизованные осадочные и вулканогенные комплексы Енисейского кряжа и Присяня [Ножкин, 1999; Дмитриева, Ножкин, 2012]. На юге Енисейского кряжа, в Ангаро-Канском блоке, с палеопротерозойским этапом связывается формирование енисейского сланцево-гнейсового комплекса. Севернее, в Заангарье, в качестве дорифейского гаревского комплекса рассматриваются гнейсы и кристаллические сланцы, обнаженные в Приенисейском и Центральном горстовых поднятиях [Постельников, 1980]. Метаморфические толщи гаревского комплекса [Качевский и др., 1994; Легенда..., 2002] сложены биотитовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, глиноземистыми гранат-силлиманитовыми и двуслюдяными сланцами, горизонтами кварцитов и метатерригенно-карбонатных пород. Восточнее, в Панимбинском поднятии, распространены метаморфизованные высокоглиноземистые терригенные и глинисто-карбонатные отложения тейской серии, выше которых с несогласием и перерывом залегают нижнесреднерифейские метатерригенные толщи сухопитской серии. На юго-восточном продолжении Ангарского пояса палеопротерозойские комплексы широко распространены в Присянском поднятии. Существенно метатерригенными отложениями неройской серии выполнен Туманшетский прогиб — крупный седиментационный бассейн на западной окраине Бирюсинского блока [Галимова, Бормоткина, 1983; Сезько, 1988; Гера и др., 1997; Дмитриева, Ножкин, 2012]. С крупным стратиграфическим перерывом и несогласием эти метатерригенные толщи залегают на архейских высокометаморфизованных образованиях хайламинского комплекса [Галимова, Бормоткина, 1983]. Вдоль северо-восточной границы Присянского поднятия расположены Урикско-Ийский и Елашский грабены, образованные метавулканогенно-терригенными комплексами сублукской и елашской серий [Геологическая карта..., 1985; Брынцев, 1994; Легенда..., 1998; Галимова и др., 2011], которые на значительной территории несогласно перекрыты позднепротерозойскими отложениями карагасской и оселковой серий.

Окраинно-континентальная структурная позиция Ангарского складчатого пояса наиболее ярко подчеркивается протяженной полосой линейно-вытянутых гранитоидных массивов Енисейского кряжа и Присяня (рис. 1) Складчатость, метаморфизм стратифицированных отложений и субсинхронный гранитоидный магматизм произошли на рубеже ~1.84—1.87 млрд лет [Левицкий и др., 2002; Ножкин и др., 2003; Туркина и др., 2006; Urmantseva et al., 2012; Донская и др., 2014; Туркина, Сухоруков, 2015]. Стратифицированные толщи метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации [Гладкочуб и др., 2014; Лиханов и др., 2015а; Ножкин и др., 2016].

Несмотря на широкое латеральное распространение палеопротерозойских отложений сведения об условиях формирования и возрастном положении крайне ограничены, дискуссионной остается и корреляция между собой в различной степени метаморфизованных толщ. В данной работе рассматриваются вопросы расчленения, вещественные и изотопные (Sm–Nd) характеристики, U–Pb возраст цирконов метаосадочных пород и гранитоидов, относящихся к енисейскому метаморфическому комплексу Ангаро-Канского блока (Енисейский кряж). Новые данные позволили провести их корреляцию с палеопротерозойскими отложениями, развитыми в других частях Ангарского складчатого пояса.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЕНИСЕЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА В СТРУКТУРЕ АНГАРО-КАНСКОГО БЛОКА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И ВОПРОСЫ ЕГО РАСЧЛЕНЕНИЯ

В строении Енисейского кряжа выделяются два крупных сегмента — Южно-Енисейский и Заангарский, разделенные субширотным Нижнеангарским разломом (см. рис. 1). К югу от этого разлома расположены два структурных элемента — раннедокембрийский кратонный Ангаро-Канский блок, об-

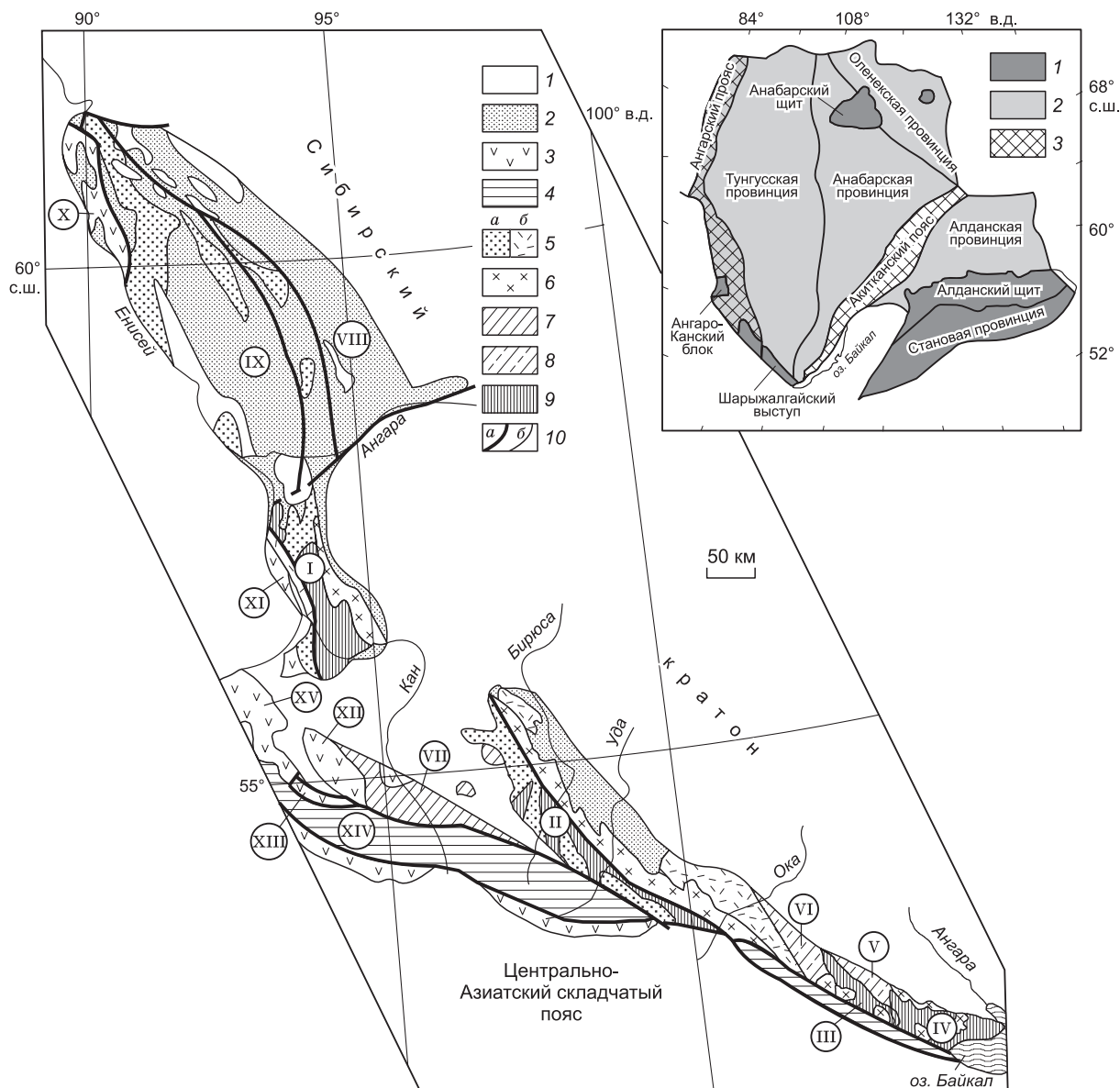


Рис. 1. Схема распространения палеопротерозойских комплексов в структурах юго-западной окраины Сибирского кратона. Составил А.Д. Ножкин.

1 — отложения чехла платформы; 2 — рифейские окраинно-континентальные комплексы; 3 — рифейские палеоокеанические и палеоостроводужные аккреционные комплексы; 4 — вендские метатерригенно-карбонатные комплексы Дербинского микроконтинента и Китойкинской зоны; 5 — раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса (АСП): а — метаосадочные, б — метаосадочно-вулканогенные; 6 — раннепротерозойские комплексы гранитоидов Ангарского коллизионного орогена; 7 — раннепротерозойские комплексы зеленокаменных поясов; 8 — архейские комплексы тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава и зеленокаменных поясов; 9 — архейские гранулитогнейсовые комплексы; 10 — зоны разломов (а), прочие геологические границы (б). Блоки: I — Ангаро-Канский, II — Бирюсинский, III — Китойский, IV — Иркутский, V — Онотский, VI — Ерминский, VII — Канский, VIII — Восточный, IX — Центральный, X — Исаковский, XI — Предивинский, XII — Шумихинско-Кирельский, XIII — Арзыбейский, XIV — Дербинский, XV — Кувайский. На врезке: главные тектонические элементы Сибирского кратона, по [Rosen et al., 1994; Donskaya et al., 2009]. 1 — выступы фундамента, 2 — погребенный фундамент, 3 — палеопротерозойские орогенные пояса.

разованный канским гранулитогнейсовым и енисейским сланцево-гнейсовым комплексами и гранитоидами, и неопротерозойский островодужный Предивинский террейн. К северу от Нижнеангарского разлома, в заангарской части, Енисейский кряж сложен палеопротерозойскими и мезопротерозойскими породами, составляющими Восточный (приплатформенный) и Центральный кратонные блоки, и Исаковский (западный) террейн, представленный неопротерозойскими офиолитами и островодужными комплексами. Все тектонические блоки и террейны разделены региональными разломами преимущественно северо-западного простирания с субвертикальным падением. Крупнейшей является Приенисейская зона разломов, которая интерпретируется как продолжение Байкало-Енисейского разлома (главного разлома Восточного Саяна) Присаянья и, следовательно, представляет собой структуру, ограничивающую Сибирский кратон с запада.

В Ангаро-Канском блоке канский гранулитогнейсовый и енисейский сланцево-гнейсовый комплексы были выделены и отнесены к архею Ю.А. Кузнецовым [1988]. Их архейский возраст сохранен в действующей легенде [Легенда ..., 2002] и отражен на геологических картах. Возраст протолитов канского комплекса остается дискуссионным вследствие неоднократного высокотемпературного метаморфизма. В пользу формирования в позднем архее свидетельствуют величины модельного Nd возраста большинства парагнейсов [Ножкин и др., 2008]. Время раннего палеопротерозойского гранулитового метаморфизма пород канского комплекса оценивается в диапазоне от 1.9 млрд лет [Бибикова и др., 1993] до 1.87—1.85 млрд лет [Urmantseva et al., 2012; Туркина, Сухоруков, 2015]. Гранулитовый метаморфизм и последующее гранитообразование были связаны с формированием Ангарского коллизионного орогена [Ножкин, 1999] и отвечают этапу завершения амальгамации Сибирского кратона.

Канский гранулитогнейсовый комплекс составляет основную часть площади Ангаро-Канского блока и включает две толщи — кузеевскую и атамановскую. Кузеевская толща образована гранат-биотит-гиперстеновыми гнейсами и менее распространенными глиноземистыми гнейсами с кордиеритом, силлиманитом и шпинелью, гранат-двупироксеновыми кристаллосланцами и чарнокитоидами. В атамановской толще преобладают мигматизированные гранат-биотитовые и глиноземистые гнейсы. Средний состав канского комплекса соответствует гранодиориту [Ножкин, Туркина, 1993] и близок к составу постархейской верхней континентальной коры [Тейлор, МакЛеннан, 1988]. Модельный Nd возраст для глиноземистых гнейсов (2.5 до 2.8 млрд лет) [Ножкин и др., 2008] предполагает преимущественно позднеархейский возраст источников сноса терригенного материала. Для гранат-кордиерит-силлиманит-кварцевого парагенезиса в парагнейсах максимальные P - T оценки метаморфизма составляют 780—795 °C, 6.1 кбар для западной и 716 °C, 4.5 кбар для восточной частей Ангаро-Канского блока [Perchuk et al., 1989]. Температуры образования двупироксеновых мафических гранулитов оцениваются от ~800—870 до ~900 °C, а P - T параметры образования в них гранатовых коронитов составляют 750—860 °C и 8.0—9.5 кбар [Туркина, Сухоруков, 2015]. Недавно обнаруженные в правобережье р. Енисей проявления ультравысокотемпературного (УНТ) гранулитового метаморфизма метapelитов железисто-глиноземистого состава с пиковыми температурами 900—1000 °C преимущественно сложены гранат-гиперстен-силлиманит-кордиерит-плагноклаз-биотит-шпинель-кварц-калишпатовой ассоциацией [Лиханов и др., 2015б], иногда с сапфирином [Сухоруков и др., 2018; Sukhorukov et al., 2018]. Наблюдаемая эволюция P - T параметров метаморфизма пород с движением «против часовой стрелки» при высоком геотермическом градиенте ($dT/dP = 100—200$ °C/кбар) указывает на формирование УНТ парагенезисов в тектонической обстановке внутриплитного растяжения, сопровождаемого процессами андерплейтинга мантийных базитовых расплавов. Это подтверждает ранние представления о двух этапах проявления гранулитового метаморфизма в Ангаро-Канском блоке, обусловленных различными тектоническими процессами. Первый метаморфизм 1.89—1.87 млрд лет связан с коллизионной тектоникой и завершается становлением постколлизионных гранитов 1.84 млрд лет [Ножкин и др., 2003]. Второй эпизод метаморфизма, включающий метаморфизм УНТ типа, связан с растяжением и прогревом коры в результате подъема горячей астеносферы (1.78—1.73 млрд лет) [Лиханов и др., 2015б, 2016; Likhanov, Santosh, 2017, 2019; Sukhorukov et al., 2018].

Породы енисейского метаморфического комплекса составляют серию блоков в зоне Приенисейского разлома, протягивающихся в виде полосы СЗ направления вдоль Енисея на расстояние около 170 км, и отделены зоной милонитов от гранулитов канского комплекса (рис. 2). Кроме того, они развиты в северной части Ангаро-Канского блока, где перекрывают породы канского комплекса. В зоне Приенисейского разлома блоки, сложенные енисейским комплексом, разделены на ряд тектонических пластин, различающихся по строению и составу. Фрагменты их разрезов обнажены по обоим берегам долины Енисея к северу от пос. Предивинск. Установлен неоднородный метаморфизм пород в различных пластинах, отвечающий условиям перехода от эпидот-амфиболитовой и всему диапазону амфиболитовой фации [Ножкин и др., 2016]. Выявленные различия в P - T параметрах метаморфизма для разных пород (630—770 °C при 7.3—8.5 кбар) могут быть обусловлены локальным разогревом метабазитов при вязких деформациях и/или превышением тектонического давления над литостатическим в результате динамоме-

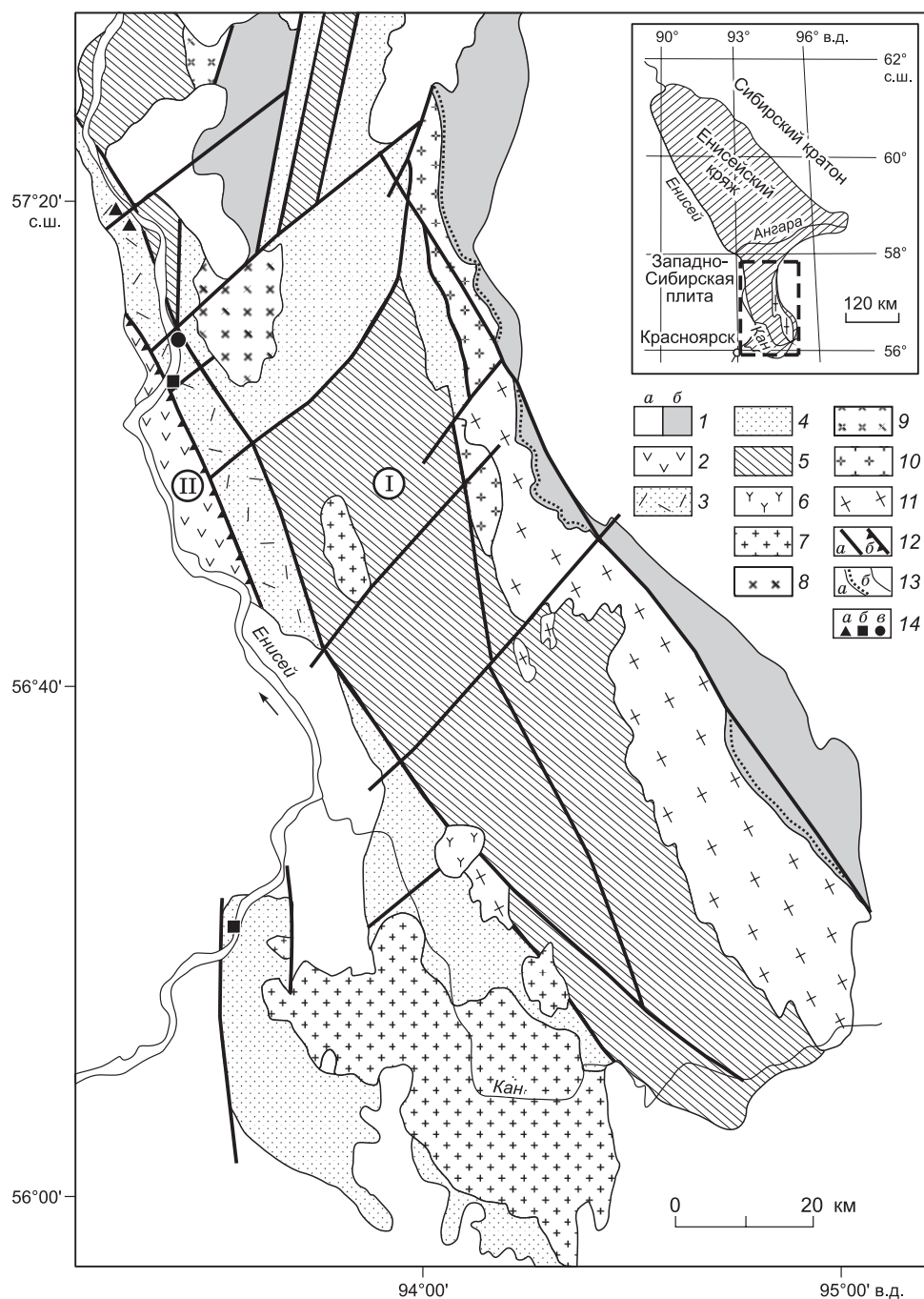


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Ангаро-Канского блока (Енисейский край).

Составлена с использованием материалов [Ножкин, Туркина, 1993; Попов, 2001; Верниковская и др., 2010] с дополнениями и изменениями авторов.

1 — перекрывающие фанерозойские (а) и неопротерозойские (б) отложения; 2 — офиолитовые и островодужные комплексы Предивинского террейна (NP₃); 3—5 — метаморфические комплексы Ангаро-Канского блока: 3 — метаосадочно-вулканогенные и 4 — существенно метаосадочные енисейского сланцево-гнейсового (PP₄) и 5 — канского гранулитогнейсового (AR[?]); 6 — щелочные сиениты и трахиты (T₁₋₂), риолиты и лейкограниты (D₂) Северинской вулканотектонической депрессии; 7 — гранитоиды Нижнеканского массива (O₃); 8 — порфиробластические гнейсограниты, граниты, сиениты Посольненского массива (PP₄?, C₁₋₂); 9 — субщелочные граниты, лейкограниты Чистопольского массива (NP₂); 10 — субщелочные граниты, лейкограниты (PP₄) и 11 — гнейсограниты, плагิโอграниты, порфиroidные граниты (PP₃) Таракского массива; 12 — разломы (а), надвиги (б); 13 — границы несогласного залегания (а), прочие границы (б); 14 — места отбора проб вулканитов (а), гранитов (б) и осадочных пород (в) на U-Pb возраст. I — Ангаро-Канский блок, II — Предивинский террейн. На врезке показан контур карты рис. 1.

таморфизма в зонах пластического сдвига енисейского комплекса [Likhanov et al., 2001, 2015, 2017; Лиханов и др., 2013, 2014, 2015а, 2018], что хорошо согласуется с результатами численного моделирования [Тен, 1993; Burg, Schmalholz, 2008; Schmalholz, Podladchikov, 2013].

В составе енисейского комплекса выделяются четыре метаморфические толщи: амфиболит-мрамор-парагнейсовая (вулканогенно-карбонатно-терригенная), амфиболит-ортогнейсовая (вулканогенная), мрамор-парагнейсовая (карбонатно-терригенная) и парагнейсовая (терригенная) [Ножкин, 1999; Ножкин и др., 2016]. *Первая толща* (1000—1600 м) сложена биотитовыми ($\pm$ Grt, Sil) гнейсами и биотит-кварцевыми сланцами, прослоями биотит-амфиболовых плагиогнейсов, доломитовых мраморов и кальцифиров (мощность 0.2—1.5 м) и содержит субпластовые и будинированные тела амфиболитов (метабазитов). Породы мигматизированы и инъецированы жильными телами гнейсовидных порфировидных и лейкократовых гранитов и пегматитов. Разрез этой толщи хорошо обнажен в правом борту долины Енисея от пос. Предивинск до устья р. Посольная. Литологически сходный фрагмент разреза первой толщи вскрыт севернее, в левобережье Енисея в приустьевой части руч. Осинový. Для амфибол-биотитовых плагиогнейсов, магматическая природа которых строго не доказана, U-Pb возраст циркона оценен ~1.88 млрд лет [Бибикова и др., 1993].

Разрез *второй толщи* (~1500 м) представлен биотит-двуполевошпатовыми микрогнейсами и биотит-кварц-полевошпатовыми ($\pm$ Grt) сланцами, биотитовыми ($\pm$ Amp) плагиогнейсами, биотит-амфибол-полевошпатовыми сланцами и плагиоклазовыми амфиболитами, протолиты которых отвечают вулканитам [Ножкин, 1999; Ножкин и др., 2016]. На основе анализа распространения метавулканитов и их петрохимического и редкоэлементного состава эти породы объединены в три ассоциации: андезит-дацит-трахириодацитовую, лейкобазальт-базальтовую и базальт-андезибазальт-трахиандезитовую. Породы второй толщи хорошо обнажены в разрезе по левому берегу Енисея между ручьями Калинкин и Луговской. U-Pb датированием циркона из двух проб метавулканитов андезит-дацит-трахириодацитовой ассоциации установлено, что вулканиты образовались в позднем палеопротерозое (~1.74 млрд лет) и испытали метаморфизм на рубеже 750 млн лет [Ножкин и др., 2016].

Третья толща (1500—2000 м) образована преимущественно биотитовыми и двуслюдяными ($\pm$ Grt) гнейсами, слюдисто-кварцевыми сланцами, содержащими отдельные прослои полевошпатовых кварцитов и горизонты (мощностью от 3—5 до 50 м) кальцитовых и доломитовых мраморов. Скальные выходы этой толщи наблюдаются в левом борту долины Енисея, в 3.5—2.0 км выше заимки Залив. Биотитовые гнейсы здесь милонитизированы и превращены в тонкополосчатые хлорит-слюдисто-полевошпат-кварцевые ($\pm$ Grt) сланцы с линзами гранулированного кварца или кварц-полевошпатового агрегата.

Четвертая толща — парагнейсовая (мощность не менее 2000 м) сложена преимущественно однообразными по составу двуслюдяными мусковит-биотитовыми и хлорит-мусковит-биотитовыми плагиогнейсами, среди которых встречаются отдельные горизонты двуполевошпатовых мусковит-биотитовых ($\pm$ Chl) гнейсов и гранат-силлиманит-слюдистых сланцев, а также прослои слюдисто-полевошпатовых кварцитов. Местами в толще отмечается тонкая полосчатость, вследствие слабой мигматизации, а также калишпатизация. Изредка встречаются дайки амфиболизированных базитов. Разрез этой толщи обнажается в левом борту долины р. Енисей между поселками Шивера и Атаманово.

Таракский гранитоидный массив на северо-востоке Ангаро-Канского блока прорывает породы канского гранулитового комплекса и сложен тремя пространственно совмещенными разновозрастными ассоциациями гранитоидов. Первая ассоциация распространена в западном эндоконтакте и представлена гнейсовидными гранат- и кордиеритсодержащими гранитами и плагиогранитами. Граниты синскладчатые, отвечают S-типу [Ножкин и др., 2003], предполагается, что по времени формирования они близки к этапу высокотемпературного метаморфизма. Вторая ассоциация составляет основную часть массива и представлена порфировидными биотитовыми гранитами и лейкогранитами A-типа [Ножкин и др., 2003]. Граниты являются постскладчатыми и формировались на рубеже 1837 ± 3 млн лет. К третьей ассоциации, развитой в северной части массива, относятся порфировидные биотитовые граниты и лейкограниты с крупными (до 2×5 см) таблитчатыми кристаллами калиевого полевого шпата. Эти субщелочные, высококальциевые, высокожелезистые граниты резко обогащены радиоактивными и редкими элементами (г/т): U = 6—8, Th = 80—100, Zr = 460—470, La = 80—150, Y = 25—80 и соответствуют A-гранитам. U-Pb возраст циркона (1746 ± 3 млн лет) позволяет связывать их формирование с интрузивным этапом [Ножкин и др., 2009].

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Главные и редкие элементы. Анализ пород на петрогенные и редкие элементы выполнен в Аналитическом центре ИГМ СО РАН. Содержание главных элементов установлено методом РФА (аналитики Н.М. Глухова, Н.Г. Карманова). Концентрации редких элементов определены методом ICP-MS на

масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finigan Mat) с ультразвуковым распылителем 5000AT+ по методике [Николаева и др., 2008]. Точность анализа составляла в среднем 2—7 отн. %. Часть проб проанализирована на редкие и редкоземельные элементы инструментальным нейтронно-активационным методом (аналитик В.С. Пархоменко) Сходимость результатов, полученных для одних и тех же образцов разными методами, вполне удовлетворительная.

Sm-Nd изотопия. Определения изотопных составов Sm и Nd выполнены в Геологическом институте Кольского научного центра РАН (г. Апатиты) (аналитик П.А. Серов). Методика Sm-Nd исследований детально описана в работе [Баянова, 2004].

U-Pb датирование. Выделение цирконов для U-Pb датирования проводилось в Аналитическом центре ИГМ СО РАН по стандартной методике, основанной на сочетании магнитной сепарации и разделения в тяжелых жидкостях. Подготовка навесок монофракций цирконов для изотопного анализа осуществлялась вручную под бинокулярным микроскопом. Изучение морфологии и внутреннего строения кристаллов цирконов проводилось в проходящем и отраженном свете. Внутреннее строение цирконов было изучено по катодоллюминесцентным изображениям.

Таблица 1. Минеральные ассоциации проанализированных парагнейсов, кристаллосланцев (метапелитов) и мраморов енисейского комплекса

Порядко- вый номер	Номер образца	Порода	Минеральная ассоциация	Место отбора
Амфиболит-мрамор-парагнейсовая толща				
1	237-78	Двуслюдяной кристаллосланец	Ms+Bt+Pl+Qz	Правый борт долины р. Енисей, скальные выхо- ды от пос. Предивинск до руч. Среднего
2	244-78	Биотит-амфиболовый плагиогнейс	Bt+Amp+Pl+Qz	
3	253-78	Гранат-биотитовый гнейс	Grt+Bt+Pl+Qz	
4	255-78	»	Grt+Bt+Pl+Qz	
5	263-78	Биотитовый гнейс	Bt+Kfs+Pl+Qz	
6	242-78	»	Bt+Kfs+Pl+Qz	
7	262-78	Доломитовый мрамор	Cal+Dol+Amp+Scp	
8	283-78	Силлиманит-гранат-биотитовый гнейс	Sil+Grt+Bt+Pl+Qz	Правый борт долины р. Енисей, скальные вы- ходы от руч. Среднего до устья р. Посольной
9	274-78	Гранат-биотитовый гнейс	Sil+Grt+Bt+Pl+Qz	
10	273-78	Гранат-двуслюдяной гнейс	Grt+Ms+Bt+Chl+Pl+Qz	
11	281-78	Биотитовый гнейс	Bt+Pl+Qz	
Мрамор-парагнейсовая толща				
1	200-79	Двуслюдяной сланец	Bt+Ms+Pl+Qz	Левый борт долины р. Ени- сей, скальные выходы в 3.5—2.0 км выше займища Залив
2	205-79	Гранат-двуслюдяной сланец, катаклазиро- ванный	Grt+Bt+Ms+Pl+Qz	
3	207-79	Милонит по биотитовому гнейсу	Grt+Bt+Ms+Chl+Pl+Qz+Hem	
4	203-79	Двуслюдяной кристаллосланец, милони- тизированный	Bt+Ms+Pl+Qz	
5	208-79	Доломитовый мрамор	Cal+Dol+Amp+Scp	
6	209-79	Кальцифир	Cal+Cpx+Amp+Ves+Scp	
Парагнейсовая толща				
1	1-85	Биотитовый гнейс	Bt+Kfs+Pl+Qz	р. Енисей, скальные выходы от пос. Шивера до пос. Атаманово
2	2а-85	Биотитовый плагиогнейс	Bt+Pl+Qz	
3	1-12	»	Bt+Pl+Qz	
4	6-12	Биотитовый гнейс	Bt+Kfs+Pl+Qz	
5	260-79	Биотит-мусковитовый гнейс	Bt+Ms+Kfs+Pl+Qz	
6	262-79	»	Bt+Ms+Chl+Pl+Qz	
7	266-79	Биотит-мусковитовый плагиогнейс	Bt+Ms+Pl+Qz	
8	269-79	Биотитовый гнейс	Bt+Ms+Kfs+Pl+Qz	
9	274-79	Гранат-двуслюдяной гнейс	Grt+Bt+Ms+Kfs+Pl+Qz	
10	277-79	Биотит-мусковитовый плагиогнейс	Bt+Ms+Pl+Qz	

Примечание. Ms — мусковит, Bt — биотит, Pl — плагиоклаз, Qz — кварц, Amp — амфибол, Grt — гранат, Kfs — калишпат, Sil — силлиманит, Hem — гематит, Chl — хлорит, Cal — кальцит, Dol — доломит, Cpx — клинопироксен, Skp — скаполитит, Ves — везувиан.

U-Pb датирование цирконов из гранита осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) (аналитик А.Н. Ларионов) по принятой методике [Williams et al., 1998; Schuth et al., 2012]. Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) — 25 мкм при глубине 2 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону 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 приводятся на уровне 2σ . Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

U-Pb изотопное датирование детритовых цирконов выполнено методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно связанной плазме Nu Instruments ICP-MS, соединенном с системой Resonetics RESolution M-50-HR Excimer Laser Ablation System в Университете Гонконга, отдел наук о Земле (Department of Earth Sciences, the University of Hong Kong). В качестве внешнего стандарта для U-Pb датирования был использован циркон 91500. Детали методики описаны в работе [Xia et al., 2011]. Измеренные величины обработаны с помощью программ ICPMSDataCal [Liu et al., 2010] и ISOPLOT/EX v. 3. [Ludwig, 2003]. Погрешности единичных анализов (отношения и возраст) приведены на уровне $\pm 1\sigma$. Возрасты цирконов древнее 1 млрд лет определены по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, а более молодые — по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Построение диаграмм производилось с помощью программы Isoplot 4.0. Использовались возрасты с дискордантностью $\leq 5\%$.

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЛАНЦЕВ И ГНЕЙСОВ ЕНИСЕЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Минеральный и химический состав представительных проб метаосадочных пород трех толщ приведен в таблицах 1—4.

Петрогенные элементы. Гнейсы и сланцы первой амфиболит-мрамор-парагнейсовой толщи, согласно систематике А.Н. Неелова [1980] для реконструкции протолитов метаосадочных пород, соответствуют двум группам пород — полимиктовым песчаникам и алевролитам-аргиллитам. Двуслюдяные и гранат-двуслюдяные сланцы третьей мрамор-парагнейсовой толщи по составу отвечают преимущественно аргиллитам, в том числе карбонатистым их разновидностям, а биотитовые и двуслюдяные гнейсы четвертой парагнейсовой толщи — ряду пород от аркозовых песчаников и алевролитов до аргиллитов. Породы третьей толщи характеризуются минимальным средним содержанием (мас. %) SiO_2 (58.8), являются наиболее глиноземистыми ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 19.1$) и обогащенными Fe_2O_3 (9.2) и K_2O (4.0). Парагнейсы первой и четвертой толщ имеют близкий средний состав и отличаются в целом пониженным содержанием (мас. %) Al_2O_3 (14.2 и 14.8), Fe_2O_3 , TiO_2 и K_2O при более высоком SiO_2 (64.8—67.7). Отличия между этими толщами состоят в том, что последняя представлена практически непрерывным рядом пород, характеризующимся снижением содержания Al_2O_3 , Fe_2O_3 при росте SiO_2 , тогда как породы первой включают две дискретные группы с низким и высоким содержанием SiO_2 (60—63 и 71—73 мас. %) и соответственно повышенным и пониженным содержанием Al_2O_3 , Fe_2O_3 и TiO_2 . Породы первой и четвертой толщ имеют наиболее низкие и близкие значения индекса химического изменения (CIA): 56—66 и 58—68, тогда как метapelиты третьей толщи по величине CIA (66—79) соответствуют продуктам интенсивного химического выветривания.

Вместе с тем отчетливая прямая корреляция между индикаторными петрохимическими модулями (ФМ, ЖМ, ТМ¹) [Юдович, Кетрис, 2000] свидетельствует в пользу того, что протолиты пород енисейского комплекса относятся к осадочным породам первого цикла. Вероятные признаки рециклинга проявлены только для пород третьей толщи, которые преимущественно аргиллитами и не обнаруживают обратной корреляции между фемическим (ФМ) и натриево-калиевым (НКМ) модулями, типичными для петрогенных осадков [Юдович, Кетрис, 2000].

Редкие и редкоземельные элементы. Все изученные образцы метаосадочных пород енисейского комплекса (рис. 3, табл. 2—4) характеризуются явно выраженной отрицательной европиевой аномалией, средние величины Eu/Eu^* (около 0.6) соответствуют значениям для PAAS, что указывает на наличие кислых магматических пород калиевого ряда в области эрозии. Суммарное содержание РЗЭ в гнейсах и сланцах в первой и четвертой толщ 1.2—1.3 раза выше, чем в PAAS, и достигает максимума в породах третьей толщи. Средние значения $(\text{La}/\text{Yb})_n$ в метapородах разных толщ близки между собой (11.4—13.4)

¹ ФМ, ЖМ, ТМ — фемический, железистый и титановый модули.

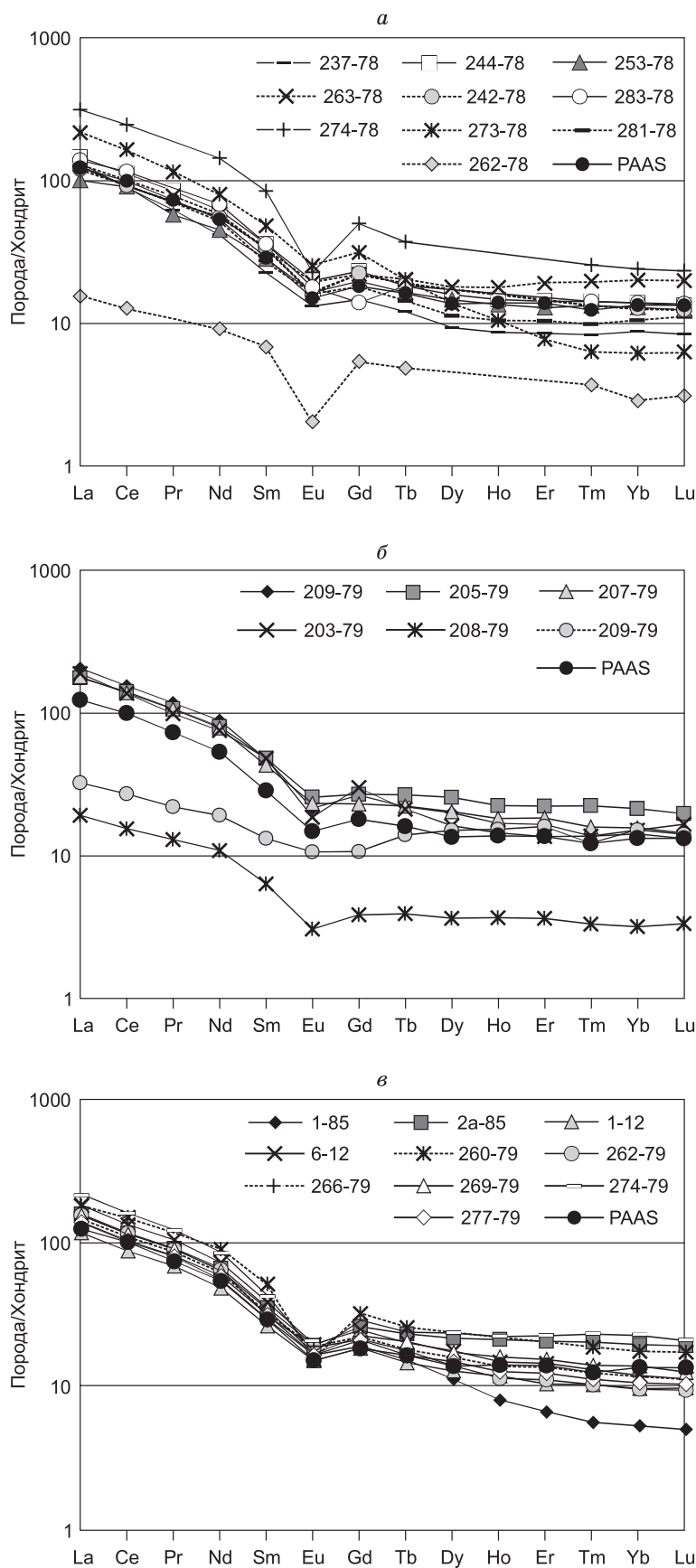


Рис. 3. Редкоземельные спектры метасадочных пород енисейского комплекса.

Толщи: *а* — первая, *б* — третья, *в* — четвертая. Номера проб соответствуют табл. 2—4.

и в целом выше, чем для ПААС. Заметные вариации концентраций тяжелых РЗЭ в изученных породах могут быть связаны с неравномерным распределением в них граната — концентратора этих элементов.

Гнейсы и сланцы всех толщ характеризуются повышенным (в среднем 19—22 г/т) содержанием Th, что в 1.4 раза выше, чем в ПААС. Средние концентрации Zr, Hf, Y, Sc близки к значениям для ПААС, а U и Sr — отчетливо ниже. По концентрациям большинства редких элементов метаседиментарные породы первой и четвертой толщ близки между собой, тогда как метасланцы третьей толщи обогащены не только K, Rb, Th, но и высокочargedными элементами и РЗЭ в сочетании с более высоким содержанием Fe, Cr, Ni, Co. Такие особенности состава второй толщи обусловлены повышенным содержанием в исходных осадках глинистого компонента, концентрирующего большинство редких элементов [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

Принимая во внимание петрогенную природу осадочных протолитов пород енисейского комплекса, на основании аномально низких Cr/Th (2.0—8.3), повышенных La/Sc (1.4—4.5) и наличия отчетливого Eu минимума можно предполагать резкое доминирование кислых источников сноса в области эрозии. Одним из основных источников терригенного материала могли быть породы канского чарнокит-гранулитового комплекса, латерально сближенного с енисейским в структуре Ангаро-Канского блока. Для проверки этого предположения проведено сравнение средних составов в объединенной выборке анализов первой и четвертой толщ и третьей толщи енисейского комплекса со средним составом канского комплекса по данным [Ножкин, Туркина, 1993]. Анализ показал, что концентрации большинства компонентов в объединенной выборке первой и четвертой толщ отличаются не более чем на 10—20 % от состава канского комплекса, тогда как в третьей толще их содержание существенно (до 20—60 мас. %) выше за счет на-

Таблица 2. Содержание породообразующих оксидов (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных пробах метapelитов и мраморов амфиболит-мрамор-парагнейсовой толщи енисейского комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	237-78	244-78	253-78	263-78	262-78	242-78	283-78	274-78	273-78	281-78
SiO ₂	63.16	59.69	66.02	61.00	10.62	62.91	61.30	70.96	71.25	73.31
TiO ₂	0.61	1.08	0.56	0.96	0.16	0.85	0.83	0.56	0.61	0.49
Al ₂ O ₃	14.58	15.29	13.27	16.90	2.04	15.34	16.93	13.80	13.69	12.51
Fe ₂ O ₃	6.38	8.93	6.79	8.33	1.50	6.81	8.78	4.76	5.16	3.82
MnO	0.12	0.12	0.16	0.13	0.08	0.15	0.08	0.05	0.07	0.07
MgO	3.06	4.00	4.14	3.35	16.59	2.70	3.37	2.32	0.71	0.91
CaO	5.18	4.77	6.16	4.10	32.68	3.54	1.76	1.54	1.68	2.95
Na ₂ O	2.39	2.54	0.48	0.72	0.10	3.52	2.77	1.87	2.49	2.87
K ₂ O	2.57	2.40	1.30	3.43	0.26	2.56	3.05	3.21	2.89	1.99
P ₂ O ₅	0.15	0.16	0.15	0.16	0.03	0.24	0.18	0.15	0.18	0.21
П.п.п.	1.95	1.54	1.56	1.35	36.45	1.51	1.16	0.64	1.37	0.62
Сумма	99.73	99.88	100.15	99.73	100.43	99.64	99.49	99.51	99.73	99.54
Th	21.0	17.4	10.9	18.2	1.0	22.4	17.4	35.0	25.0	14.5
U	1.6	1.1	2.5	3.7	0.9	2.4	3.0	6.4	2.5	2.4
Rb	105	100	69	191	8	118	150	128	184	92
Ba	369	518	396	405	45	570	640	850	907	408
Sr	197	150	92	78	115	200	130	170	195	153
La	41	45	31	40	4.8	37	43	97	67	39
Ce	72	90	73	82	10.3	74	93	198	133	74
Pr	7.6	10.3	7.0	9.5	—	—	—	—	14.0	8.5
Nd	25	37	27	35	5.5	33	41	86	48	31
Sm	4.4	7.0	5.5	6.4	1.3	6.6	7.0	16.4	9.4	5.3
Eu	1.0	1.5	1.2	1.4	0.2	1.2	1.3	1.7	1.9	1.2
Gd	3.8	6.0	5.1	5.7	1.4	5.8	3.6	12.9	8.1	4.8
Tb	0.6	0.9	0.8	1.0	0.2	0.9	0.9	1.8	1.0	0.7
Dy	3.0	5.1	4.7	5.8	—	—	—	—	4.4	3.6
Ho	0.6	1.1	1.0	1.3	—	—	—	—	0.8	0.8
Er	1.8	3.0	2.7	4.0	—	—	—	—	1.6	2.2
Tm	0.3	0.5	0.4	0.6	0.1	0.4	0.5	0.8	0.2	0.3
Yb	1.8	2.9	2.7	4.2	0.6	2.7	2.9	5.0	1.3	2.2
Lu	0.3	0.4	0.4	0.6	0.1	0.4	0.4	0.8	0.2	0.1
Zr	171	264	120	238	54	230	210	310	107	210
Hf	4.9	7.6	3.6	6.6	1.3	5.2	4.6	15.4	2.7	5.8
Nb	6.7	11.1	11.1	14.6	—	—	—	—	17.0	9.0
Ta	0.4	0.7	0.9	1.2	0.2	0.8	1.1	1.7	0.8	0.9
Y	17.8	29	28	36	—	—	—	—	19	22
Cr	61	68	65	71	8	70	80	28	85	82
Ni	37	10	40	45	5	10	34	15	30	37
Co	25	26	24	21	2	26	16	10	14	16
V	164	100	130	109	33	90	108	50	84	99
Sc	24	22	22	21	2	22	23	11	15	18
(La/Yb) _n	15.1	10.5	7.7	6.4	5.5	9.4	10.0	13.0	35.0	12.0
Eu/Eu*	0.7	0.7	0.7	0.7	—	0.6	0.7	0.3	0.6	0.7
Cr/Th	2.9	3.9	6.0	3.9	—	3.1	4.6	0.8	3.4	5.7
La/Sc	1.7	2.0	1.4	1.9	—	1.7	1.9	8.8	4.5	2.2

Таблица 3. Содержание породообразующих оксидов (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных пробах метapelитов и метакaрбонатных пород мрамор-парагнейсовой толщи енисейского комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6
	200-79	205-79	207-79	203-79	208-79	209-79
SiO ₂	56.85	58.29	59.22	61	17.62	54.51
TiO ₂	0.95	1.29	0.85	0.96	0.16	0.71
Al ₂ O ₃	20.57	19.36	19.57	16.9	2.4	13.61
Fe ₂ O ₃	9.29	10.62	8.49	8.33	1.06	8.32
MnO	0.14	0.18	0.11	0.13	0.01	0.09
MgO	2.49	2.02	2.2	3.35	13.63	6.55
CaO	0.3	0.87	0.28	4.1	33.34	9.35
Na ₂ O	0.37	1.1	0.22	0.42	0.08	1.43
K ₂ O	4.55	3.69	4.26	3.43	0.69	2.04
P ₂ O ₅	0.08	0.16	0.08	0.07	0.05	0.06
П.п.п.	4.45	2.41	4.42	1.35	30.68	3.31
Сумма	100.04	99.99	99.7	99.64	99.72	99.96
Th	22	21	20	23.3	2.5	6.5
U	2.7	3.2	2.1	2.6	2.8	7.8
Rb	280	208	243	192	37	101
Ba	537	643	641	498	91	321
Sr	75	147	73	34	581	488
La	63	54	55	58	6	10.1
Ce	124	113	111	110	12.6	22
Pr	14.3	13	12.9	12	1.6	2.7
Nd	53	48	47	45	6.6	11.6
Sm	9.3	9.4	8.4	9.4	1.26	2.6
Eu	1.59	1.9	1.72	1.38	0.23	0.79
Gd	6.9	7	6	7.8	1.02	2.8
Tb	1.05	1.27	1.06	1.01	0.19	0.67
Dy	6.5	8.3	6.6	5.27	1.2	4.9
Ho	1.22	1.62	1.32	1.05	0.27	1.11
Er	3.5	4.7	3.9	2.89	0.78	3.4
Tm	0.45	0.73	0.52	0.45	0.11	0.4
Yb	3	4.5	3.3	3.19	0.68	3.2
Lu	0.43	0.64	0.47	0.54	0.11	0.46
Zr	265	271	224	132	54	127
Hf	5.4	5.2	1.4	3.6	1.01	2.7
Nb	25	28	22	20	3.4	8.1
Ta	1.28	1.5	1.2	1.29	0.15	0.57
Y	38	53	41	26	8.9	36
Cr	91	150	103	118	14	140
Ni	50	98	98	43	28	170
Co	28	41	31	22	5.3	40
V	125	176	108	116	108	216
Sc	21	18	20	22.5	23	25
(La/Yb) _n	14.2	8.1	11.2	12.3	5.9	2.1
Eu/Eu*	0.6	0.7	0.7	0.5	0.6	0.9
Cr/Th	4.1	7.1	5.2	5.1	—	—
La/Sc	3.0	3.0	2.8	2.6	—	—

Таблица 4. Содержание породообразующих оксидов (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных пробах метапелитов парагнейсовой толщи енисейского комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	1-85	2а-85	1-12	6-12	260-79	262-79	266-79	269-79	274-79	277-79
SiO ₂	69.61	63.54	70.92	68.06	72.30	58.83	67.79	70.56	66.00	69.68
TiO ₂	0.57	0.74	0.60	0.84	0.48	0.89	0.71	0.62	0.59	0.66
Al ₂ O ₃	13.29	16.07	13.14	13.41	12.60	17.10	13.89	13.04	15.60	13.44
Fe ₂ O ₃	5.93	8.38	5.38	6.48	4.64	10.07	7.13	5.46	8.59	5.79
MnO	0.05	0.15	0.06	0.09	0.06	0.10	0.11	0.06	0.30	0.06
MgO	1.56	2.34	1.68	2.27	2.30	3.22	2.59	1.72	1.65	1.79
CaO	2.36	3.40	2.78	1.78	1.25	2.85	1.94	2.47	0.85	2.63
Na ₂ O	2.70	2.79	2.90	2.28	1.72	2.60	2.27	2.39	1.63	3.19
K ₂ O	2.93	2.45	1.84	3.85	2.74	2.61	2.52	2.99	3.64	1.94
P ₂ O ₅	0.09	0.16	0.12	0.12	0.12	0.09	0.19	0.11	0.11	0.11
П.п.п.	0.24	0.19	0.52	0.69	1.96	1.41	1.41	0.52	1.69	0.59
Сумма	99.49	100.4	100.0	100.0	100.2	99.88	100.2	100.4	99.97	99.96
Th	16.6	17.6	13.9	23	23.0	21	17.6	18.0	27	17.2
U	1.85	2.3	2.3	2.7	2.1	1.48	1.79	2.5	3.1	1.75
Rb	118	151	100	135	75	124	139	124	145	108
Ba	522	480	320	882	830	603	447	606	1 130	363
Sr	147	150	262	211	184	204	145	214	137	175
La	42	48	36	56	55.0	47	45	47	66	42
Ce	81	93	69	106	119.0	92	87	91	127	82
Pr	9.6	10.9	8.2	12.5		10.7	10.3	10.9	14.7	9.7
Nd	33	39	29	43	53.0	38	36	38	51	35
Sm	5.6	6.8	5.1	7.4	9.9	6.0	6.1	6.6	8.2	6.1
Eu	1.20	1.40	1.09	1.42	1.1	1.35	1.38	1.23	1.26	1.20
Gd	4.9	6.7	4.7	6.3	8.2	5.4	5.7	5.7	7.4	5.4
Tb	0.71	1.08	0.68	0.94	1.2	0.83	0.84	0.96	1.11	0.77
Dy	3.6	6.9	4.1	5.6	—	4.4	5.1	5.5	7.5	4.7
Ho	0.57	1.50	0.84	1.05	—	0.81	0.98	1.14	1.57	0.90
Er	1.38	4.3	2.2	3.0	—	2.3	2.8	3.2	4.7	2.6
Tm	0.18	0.65	0.33	0.42	0.6	0.33	0.40	0.45	0.74	0.36
Yb	1.10	4.0	2.0	2.5	3.62	1.98	2.4	2.9	4.7	2.2
Lu	0.16	0.61	0.31	0.36	0.55	0.30	0.36	0.40	0.66	0.33
Zr	214	212	215	320	255	179	210	306	275	251
Hf	5.7	5.8	5.6	8.9	7.3	5.2	5.9	8.3	8.1	6.9
Nb	11.7	14.9	11.8	14.5	14.0	17.1	14.1	14.9	16.1	12.8
Ta	0.79	1.19	0.92	0.92	0.75	1.06	0.91	0.95	0.86	0.79
Y	19.0	44	25	32	30.0	24	30	33	46	27
Cr	138	109	90	190	45	106	86	59	58	71
Ni	38	40	66	142	20	62	51	27	18.7	39
Co	15.1	20	15.1	19.1	9	25	21	13.0	15.8	15.7
V	82	119	84	113	60	140	110	78	74	88
Sc	10.0	24	13.4	15.3	10	26	17.5	12.3	16.2	14.5
(La/Yb) _n	25.7	8.1	12.1	15.2	10.2	16.1	12.5	11.1	9.6	13.1
Eu/Eu*	0.7	0.6	0.7	0.6	0.4	0.7	0.7	0.6	0.5	0.6
Cr/Th	8.3	6.2	6.4	8.4	2.0	5.1	4.9	3.3	2.2	4.1
La/Sc	4.2	2.0	2.7	3.6	5.5	1.8	2.5	3.8	4.1	2.9

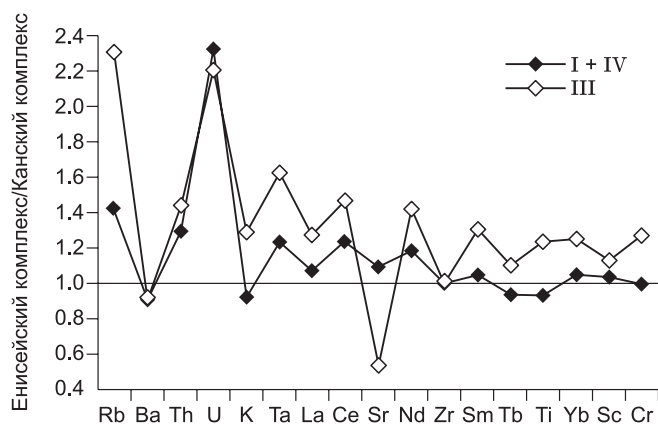


Рис. 4. Мультиэлементные спектры енисейского комплекса.

Средний состав: I + IV — объединенная выборка первой и четвертой толщи, III — третья толща. Нормировано на средний состав гранулитов канского комплекса [Ножкин, Туркина, 1993].

канских гранулитов метаосадочными породами енисейского комплекса. Исключение составляют U и Rb, которыми породы енисейского комплекса обогащены в 2.3 и 1.4—2.3 раза соответственно. Повышенные концентрации U и Rb в сланцах и гнейсах обусловлены более низким их метаморфизмом в сравнении с породами канского комплекса, испытавшими деплетирование этими элементами в результате гранулитового метаморфизма [Ножкин, Туркина, 1993]. Отметим, что повышенные концентрации Th и более глубокий Eu минимум для метаосадочных пород енисейского комплекса следует связывать с наличием в их источнике сноса калиевых гранитоидов, образование которых завершило формирование канского чарнокит-гранулитового комплекса.

копления с пелитовым компонентом (рис. 4). Кроме того, породы енисейского комплекса обеднены на 20 % Eu относительно канских гранулитов. Сходство средних концентраций редких элементов для пород двух комплексов позволяет говорить об унаследовании состава

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

U-Pb датирование циркона из гранитов. Для оценки возраста первой амфиболит-мрамор-парагнейсовой толщи определен возраст прорывающих ее жильных гранитов. В правобережье Енисея, в 2 км выше устья р. Посольная, мигматизированные гранат-биотитовые гнейсы секутся мощным (15—20 м) телом розово-серых порфировидных гранитов. Гнейсовидные биотитовые граниты содержат гранат и насыщены многочисленными (25—30 об. %) субпараллельно ориентированными вкрапленниками калиевого полевого шпата, реже кислого плагиоклаза размером от 2 до 8 мм. Основная масса мелко-тонкозернистая (0.1—0.3 мм) кварц-полевошпатовая с примесью биотита (до 5 %) и акцессорных циркона и апатита. Гнейсовидные граниты секутся мелкими жилками пегматоидных гранитов и среднезернистых лейкогранитов, в контакте с последними граниты интенсивно мусковитизированы. По составу это субщелочные, пералюминиевые ($ASI = 1.2$), высококальциевые ($K_2O + Na_2O = 8.53$ мас. %, $K_2O/Na_2O = 2.5$) граниты, с повышенными концентрациями Rb, Ba и легких РЗЭ (табл. 5). Для них характерны низкое содержание тяжелых РЗЭ, высокое $(La/Yb)_n$ и резкий европиевый минимум ($Eu/Eu^* = 0.47$). Граниты отличаются высокими концентрациями Th (41—50 г/т), что сближает их с субщелочными гранитами Таракского массива [Ножкин и др., 2003; Ножкин, Рихванов, 2014].

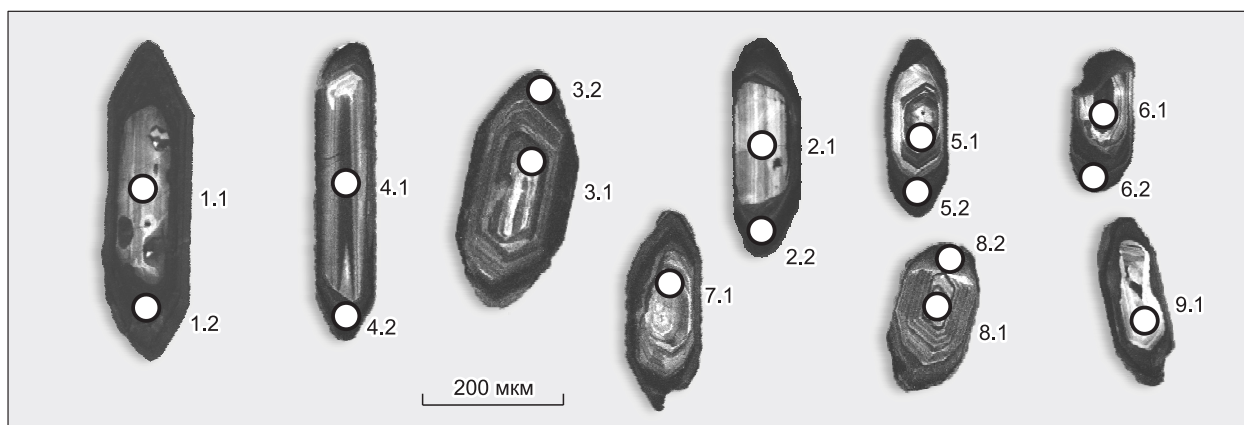


Рис. 5. Католюминесцентное изображение циркона из гранитов, секущих первую толщу енисейского комплекса.

Показаны точки датирования (см. табл. 2).

Таблица 5. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных пробах гранитов енисейского комплекса

Компонент	1	2
	A-288-78	A-287-78
SiO ₂	70.40	70.27
TiO ₂	0.26	0.24
Al ₂ O ₃	15.06	15.23
Fe ₂ O ₃	0.65	1.04
FeO	1.97	1.93
MnO	0.04	0.06
MgO	0.86	0.20
CaO	1.12	1.96
Na ₂ O	2.45	2.60
K ₂ O	6.08	5.11
P ₂ O ₅	0.20	0.16
П.п.п.	0.43	0.82
Сумма	99.52	99.62
Th	50.0	41.0
U	3.5	3.0
Rb	172	193
Cs	1.1	1.41
Ba	741	722
Sr	178	160
La	72	64
Ce	147	128
Pr	16.2	15
Nd	55	52
Sm	10.6	9.2
Eu	1.1	1.24
Gd	7.8	6.6
Tb	0.99	0.86
Dy	5.6	4.2
Ho	1.02	0.76
Er	2.6	1.83
Tm	0.35	0.24
Yb	1.82	1.38
Lu	0.23	0.19
Y	30	22
Zr	238	206
Hf	6.7	6.2
Ta	0.39	0.32
Nb	6.1	5.8
Sc	12	13
Cr	48	36
Co	6	6
Ni	13	12
(La/Yb) _n	31	31
(La/Sm) _n	4.4	4.4
Eu/Eu*	3.9	3.9

Примечание. 1 — гранит биотитовый порфировидный; 2 — гранит мусковитовый порфировидный.

Циркон из гранита представлен призматически-дипирамидальными кристаллами размером 150—400 мкм, коэффициент удлинения 2.5—5.0 (рис. 5). Зерна полупрозрачные, светло-желтого цвета. В катодолюминесцентном изображении (КЛ) в большинстве кристаллов наблюдается тонкая осцилляторная зональность, отдельные зерна состоят из дипирамидально-призматического ядра и темной в КЛ оболочки. Дискордия, построенная по 14 точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией 1844 ± 8 млн лет (СКВО = 1.14) (рис. 6, а), а средневзвешенный возраст составляет 1847 ± 5 млн лет (СКВО = 1.03) (рис. 6, б). Два ядра имеют по отношению $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ позднеархейский возраст — 2526 ± 8 и 2762 ± 16 млн лет и, вероятно, унаследованы от источника гранитов (табл. 6). Возраст жильных гранитов близок ко времени формирования субщелочных гранитов Таракского массива (1837 ± 3 млн лет) [Ножкин и др., 2003]. Эти граниты образованы из корового источника с позднеархейским модельным возрастом — $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.7$ млрд лет и имеют $\epsilon_{\text{Nd}} = -5.6$ (табл. 7), что согласуется с наличием неоархейских ядер циркона в этих гранитах. Возраст прорывающих гранитов, определяющих верхнюю границу накопления осадочных пород первой толщи, не моложе 1.85 млрд лет.

LA-ICP-MS датирование детритовых цирконов.

С целью оценки времени осадконакопления и возраста пород — источников сноса использованы детритовые цирконы из метаосадочных пород. Образец А-50-12 биотитового плаггиогнейса с минеральной ассоциацией Bt + Pl + Qtz и акцессорными минералами: сфеном, апатитом и цирконом отобран в правом борту долины Енисея, в 0.6 км ниже пос. Предивинск ($57^{\circ}05'33''$ с.ш., $93^{\circ}27'35''$ в.д.), из пачки мигматизированных биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов, включающих будинированные тела гранатовых амфиболитов. Эта пачка относится к амфиболит-мрамор-парагнейсовой толще енисейского комплекса. Параметры метаморфизма гранатовых амфиболитов ($760\text{—}820$ °С и $8.0\text{—}9.7$ кбар) отвечают верхнему значению для амфиболитовой фации. Из пробы выделено и проанализировано 91 зерно циркона, из которых 61 зерно с конкордантностью более 95 %. Среди исследованных зерен циркона выделяются две разновидности. Около 35 % составляют призматические, реже дипирамидально-призматические зерна со сглаженными ребрами и вершинами, размером 100—250 мкм и коэффициентом удлинения (K_v) 1.5—2.5, зерна полупрозрачные светло-бурого цвета. Большая часть (~65 %) зерен округлые, изометричные, светло-бурые или бесцветные, прозрачные.

В данном образце установлены только цирконы палеопротерозойского возраста (рис. 7, а). Наиболее многочисленная популяция циркона имеет позднепалеопротерозойский возраст. Большинство этих зерен имеют $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ возраст в диапазоне 1.77—1.93 млрд лет с главным максимумом на кривой вероятности 1.84 млрд лет. Более древняя палеопротерозойская популяция (2.2—2.4 млрд лет) представлена семью зернами (12 %). Минимальный возраст 1754 ± 10 и 1755 ± 5 млн лет имеют два зерна.

Эти возрастные значения определены преимущественно для темных в КЛ незональных зерен циркона,

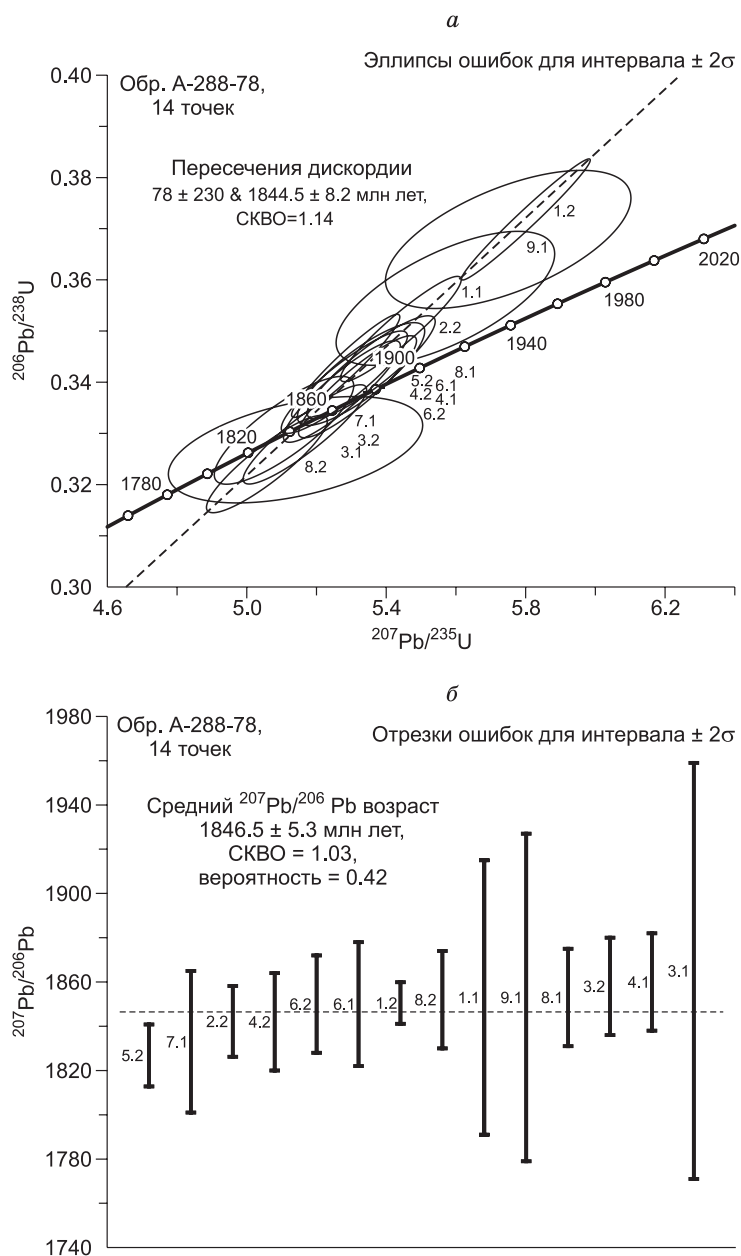


Рис. 6. Диграмма с конкордией для циркона из гранитов, секущих первую толщу енисейского комплекса (а), распределение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста в том же цирконе (б).

Номера аналитических точек соответствуют приведенным в табл. 1.

реже для оболочек. Такие признаки свидетельствуют об интенсивном преобразовании — метамиктизации этих зерен в условиях метаморфизма пород этой толщи с участием флюидной фазы в зоне Приенисейского разлома [Ножкин и др., 2016]. В пользу преобразования циркона при метаморфизме свидетельствует, например, наличие темной незональной оболочки с возрастом 1858 млн лет на более древнем (1940 млн лет) слабозональном ядре. Основной пик (~1.84 млрд лет), отвечающий, как предполагается, времени преобразования цирконов, совпадает с этапом формирования субщелочных гранитов Таракского массива [Ножкин и др., 2003] и прорывающих метаосадочную толщу жильных гранитов. Появление в выборке более «молодых» (до 1.75 млрд лет) возрастных значений цирконов, по-видимому, обусловлено влиянием второго этапа высокотемпературного метаморфизма (~1.77—1.75 млрд лет), проявленного в породах канского гранулитового комплекса и близкого по времени к внедрению второй фазы таракских гранитов [Ножкин и др., 2009; Туркина, Сухоруков, 2015]. Таким образом, как результаты датирования

Таблица 6. Результаты изотопного анализа и возраст цирконов из образца гранита (А-288-78).

№ точ- ки	²⁰⁶ Pb _c , %	U	Th	²³² Th ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*	Изотопные отношения ¹								Rho	Возраст, млн лет		D, %
		г/г	²³⁸ U ²⁰⁶ Pb*			±%	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	±%	²⁰⁷ Pb* ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb* ²³⁸ U	±%	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb		
5.2	0.01	1173	28	0.02	346	2.914	1.2	0.11167	0.39	5.284	1.2	0.3432	1.2	0.950	1902±19	1827±7	-4
7.1	0.00	208	140	0.70	59.1	3.025	1.3	0.11203	0.87	5.107	1.6	0.3306	1.3	0.826	1841±21	1833±16	0
2.2	0.06	943	52	0.06	284	2.853	1.2	0.11263	0.44	5.442	1.3	0.3504	1.2	0.935	1937±20	1842±8	-5
4.2	0.01	439	93	0.22	128	2.941	1.2	0.11264	0.6	5.28	1.4	0.34	1.2	0.900	1887±20	1842±11	-2
6.2	0.15	576	135	0.24	168	2.956	1.2	0.11309	0.58	5.273	1.3	0.3382	1.2	0.898	1878±19	1850±11	-1
6.1	0.24	473	218	0.48	139	2.926	1.2	0.11312	0.8	5.328	1.4	0.3416	1.2	0.833	1894±20	1850±14	-2
1.2	0.02	2256	66	0.03	721	2.689	1.3	0.11314	0.26	5.801	1.3	0.3718	1.3	0.980	2038±23	18515±5	-9
8.2	0.05	438	145	0.34	122	3.086	1.2	0.11321	0.64	5.058	1.4	0.324	1.2	0.890	1809±20	1852±11	2
1.1	0.23	80	90	1.17	24.5	2.804	1.5	0.1133	1.7	5.57	2.3	0.3564	1.5	0.663	1965±26	1853±31	-6
9.1	0.32	77	72	0.97	24.5	2.716	1.5	0.1133	2	5.75	2.5	0.3679	1.5	0.598	2019±26	1853±37	-8
8.1	0.11	472	222	0.49	139	2.916	1.2	0.11331	0.62	5.357	1.4	0.3429	1.2	0.888	1901±20	1853±11	-3
3.2	0.06	517	188	0.38	147	3.031	1.2	0.11362	0.58	5.167	1.4	0.3298	1.2	0.903	1838±20	1858±11	1
4.1	0.04	460	348	0.78	134	2.949	1.2	0.11374	0.58	5.318	1.3	0.3391	1.2	0.900	1882±20	1860±11	-1
3.1	0.71	234	109	0.48	66.3	3.055	1.3	0.114	2.6	5.14	2.9	0.3268	1.3	0.459	1823±21	1865±47	2
5.1	0.04	375	386	1.06	158	2.045	1.2	0.16679	0.49	11.25	1.3	0.489	1.2	0.932	2566±26	2526±8	-2
2.1	0.05	71	31	0.45	34.1	1.8	1.6	0.1923	0.98	14.73	1.9	0.5554	1.6	0.851	2847±36	2762±16	-3

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ . Pb_c и Pb^* — обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта не превышает 0.55 %. ¹ Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb . D — дискордантность, $100 \cdot [(\text{возраст } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/(\text{возраст } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$. Rho — коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$.

циркона из жильных гранитов, так и детритовых цирконов ограничивают время накопления осадочных пород первой толщи рубежом около 1.84 млрд лет.

Образец биотитового гнейса (А-1-12) отобран из четвертой парагнейсовой толщи в левом борту долины р. Енисей, в 2—3 км ниже пос. Шивера (56°18'92" с.ш., 93°32'33" в.д.). Биотитовые плагиогнейсы (Bt + Pl + Qtz + Zr + Ap) — это серые до темно-серых тонкозернистые породы. Из этой пробы выделены и проанализированы 116 зерен циркона, 95 зерен имеют конкордантность более 95 %. Среди них преобладают (80 %) палеопротерозойские цирконы. Средневзвешенный возраст 37 наиболее молодых цирконов, отвечающих главному пику на кривой вероятности, составляет 1860 млн лет. Наличие

Таблица 7. Sm-Nd изотопные данные для гнейсов, сланцев, метавулканитов и жильных гранитов енисейского комплекса

№ п/п	Номер пробы	Концентрация, мкг/г		Изотопные отношения		T, млн лет	T _{Nd} (DM), млн лет	ε _{Nd} (T)
		Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$			
1	242-78	33.96	6.82	0.121400	0.511612±2	1850	2530	-1.9
2	283-78	38.60	6.95	0.109000	0.511416±5	1850	2514	-2.7
3	30-09	72.9	12.65	0.104856	0.511359±3	1740	2498	-4.5
4	187-82	47.5	8.35	0.106000	0.511411±22	1740	2452	-3.7
5	158-79	43.01	7.49	0.105285	0.511455±6	1740	2375	-2.7
6	193-82	2.26	10.03	0.135902	0.511709±14	1740	—	-4.6
7	203-79	48.88	8.99	0.111150	0.511658±8	1740	2211	0
8	263-79	29.41	5.09	0.100754	0.511316±13	1850	2555	-3.9
9	288-78	51.9	9.27	0.107815	0.511275±23	1845	2687	-5.6

Примечание: Первая толща: 1 — гнейс биотитовый, 2 — гнейс гранат-силлиманит-биотитовый; вторая толща: 3 — метаандезит, 4 — метадацит, 5 — биотит-кварц-полевошпатовый сланец, 6 — металекобазальт; III толща: 7 — двуслюдяной кристаллосланец, 8 — гнейс биотитовый, 9 — гранит субщелочной жильный. T — возраст, принятый для расчета ε_{Nd}.

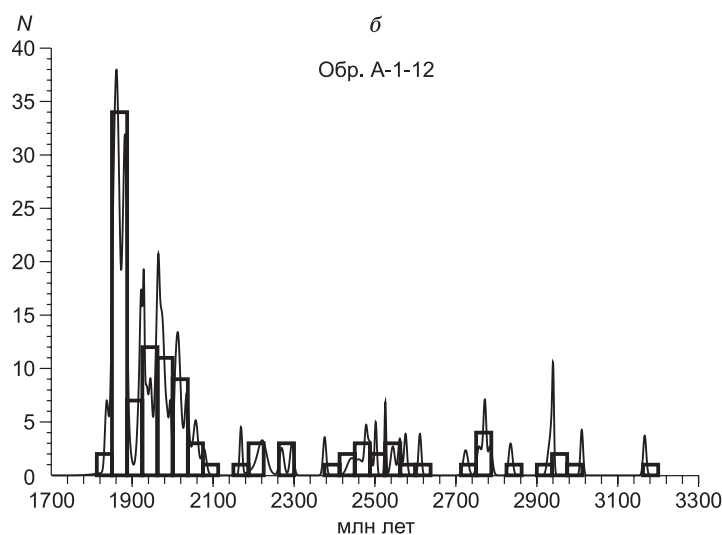
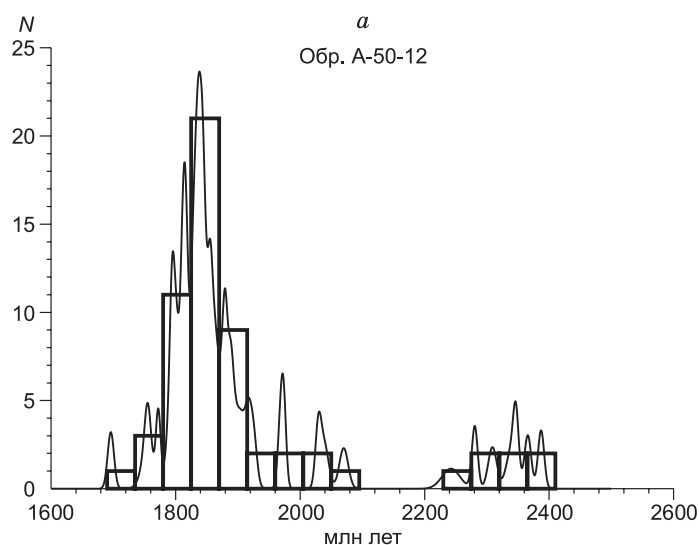


Рис. 7. Гистограммы частоты встречаемости и кривые относительной вероятности возрастных ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) значений циркона из метасадочных пород первой (а) и четвертой (б) толщ.

N — число проанализированных зерен циркона.

среди этих цирконов зерен с осцилляторной зональностью и повышенным ($0.4\text{--}0.9$) Th/U указывают на магматический источник соответствующего возраста. Двадцать восемь зерен попадают в возрастную интервал $1.9\text{--}2.0$ млн лет с максимумами 1925 и 1964 млн лет на кривой вероятности. Остальные цирконы имеют возрасты в широком диапазоне от ~ 2.0 до ~ 3.2 млрд лет. Они характеризуются осцилляторной зональностью и Th/U отношением, характерным для цирконов из магматических пород. Возрасты детритовых цирконов отражают наличие в области эрозии пород с возрастным диапазоном от мезоархея до палеопротерозоя при преобладании последних. Минимальный возраст: 1835 и 1839 млн лет имеют два темных в КЛ зерна, вероятно, преобразованных при метаморфизме.

Sm-Nd

ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Изученные метавулканогенно-терригенные породы разных толщ енисейского метаморфического комплекса характеризуются близкими к среднекоровому

(0.12) величинами $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ($0.10\text{--}0.13$) (см. табл. 7), что позволяет использовать значения одностадийного модельного возраста $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ для определения усредненного возраста источников сноса метатерригенных пород. Величины ϵ_{Nd} были рассчитаны на возраст соответствующих толщ, оцененный на основе изотопно-геохронологических данных. Возрасты $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ для метасадочных и метавулканических пород первой, второй и четвертой толщ близки между собой и составляют $2.4\text{--}2.5$ млрд лет, значения ϵ_{Nd} находятся в интервале от -4.5 до -1.9 . Исключение составляет единственный образец двуслюдяного сланца третьей мрамор-парагнейсовой толщи с $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.1$ млрд лет и $\epsilon_{\text{Nd}} = 0$. Эти данные определяют доминирование неогарейской коры в области эрозии при ограниченном участии палеопротерозойских источников сноса.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возраст пород вулканогенно-осадочных толщ. Результаты изотопно-геохронологических исследований циркона из жильных гранитов (1845 млн лет), секущих гнейсы первой амфиболит-мрамор-парагнейсовой толщи, свидетельствуют об одновозрастности их с субщелочными гранитами Таракского массива (1840 млн лет) и о формировании осадочных протолитов толщи до внедрения гранитоидов таракского типа. В совокупности с данными по возрасту детритовых цирконов, предположительно преобразованных при метаморфизме, время накопления осадочных пород первой толщи ограничено рубежом не моложе $1.84\text{--}1.85$ млрд лет. Породы первой толщи в отличие от ассоциаций канского комплекса не подвержены гранулитовому метаморфизму, кульминация которого, судя по U-Pb возрасту метаморфического циркона, приходится на возрастную рубеж $1.87\text{--}1.85$ млрд лет [Urmantseva et al., 2012; Туркина, Сухоруков, 2015]. Вместе с тем, находясь в разломе, они испытали практически субсинхронный динамо-

метаморфизм, достигающий условий амфиболитовой фации в зонах пластического сдвига. Наиболее вероятно, что накопление осадочных пород первой толщи могло происходить до основных палеопротерозойских орогенических событий в Ангаро-Канском блоке.

Судя по доминированию детритовых цирконов с возрастом 1.86 млрд лет в метатерригенных породах четвертой парагнейсовой толщи формирование их протолитов следовало за основными палеопротерозойскими орогеническими событиями в Ангаро-Канском блоке, которые, судя по времени метаморфизма отвечают рубежу 1.87—1.85 млрд лет. Возраст преобладающих цирконов (1.86 млрд лет) соответствует временному интервалу (1.87—1.84 млрд лет) образования постколлизийных гранитоидов на юго-западе Сибирского кратона [Туркина и др., 2006; и др.]. Отсутствие в метаосадках этой толщи детритовых цирконов с возрастом менее 1.84 млрд лет — весьма характерного рубежа для образования субщелочных таракских гранитов первой фазы [Ножкин и др., 2003] — допускает две интерпретации. Либо осадконакопление происходило до внедрения этих гранитов, либо, что более вероятно, таракские граниты еще не были выведены на эрозионный срез. В рамках той и другой интерпретации осадочные породы четвертой толщи не древнее 1.86 млрд лет. Таким образом, несмотря на литологическое и геохимическое сходство и близкий модельный Nd возраст, первая и четвертая толщи могут быть разновозрастны и разделены палеопротерозойским этапом орогенеза, метаморфизма и гранитообразования.

Как показано ранее [Ножкин и др., 2016], U-Pb возраст зональных кристаллов циркона или их внешних частей из метаандезитов и метадацитов второй амфиболит-ортогнейсовой (вулканогенной) толщи равен 1.74 млрд лет, следовательно, вулканизм был существенно оторван по времени от осадконакопления. Разновозрастность метаосадочных и метавулканических пород свидетельствует, по крайней мере, о двухэтапном образовании породных ассоциаций, объединяемых в енисейский метаморфический комплекс.

Источники сноса. Особенности редкоэлементного состава метаосадочных пород енисейского комплекса свидетельствуют о доминировании в области эрозии пород кислого состава. Анализ Sm-Nd изотопных данных для метатерригенных пород также показывает, что основной питающей провинцией при формировании метаосадков служила неоархейская сиалическая кора, которая, как предполагается, аналогична по составу гранулитогнейсовому канскому комплексу. Это подтверждается близостью геохимических характеристик. Гранулиты Ангаро-Канского блока, как и парагнейсы енисейского комплекса, обогащены Th, P3Э, Zr, Hf [Ножкин, Туркина, 1993], что может свидетельствовать об унаследовании терригенными метаосадками енисейского комплекса геохимических свойств размывавшихся гранулитов. Участие ювенильного палеопротерозойского корового материала возможно только для пород третьей толщи енисейского комплекса, на что указывает снижение их модельного возраста и рост величины ϵ_{Nd} (см. табл. 7).

Корреляция метаморфизованных толщ. Ранее метаосадочные и метавулканические ассоциации енисейского метаморфического комплекса по вещественным характеристикам и последовательноности формирования коррелировались с метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями сублукской серии Урикско-Ийского и Елашского грабенов в Присянье, а их образование относилось к палеопротерозойскому этапу [Ножкин, 1999]. Урикско-Ийский и Елашский грабены — фрагменты протяженного (около 500 км) палеопротерозойского прогиба [Брынцев, 1994], вулканогенно-осадочные комплексы которого на значительной территории перекрыты рифейскими отложениями карагаской и оселковой серий. Новые результаты изотопно-геохронологических исследований цирконов из жильных гранитов (возраст ~1.85 млрд лет), детритовых цирконов из гнейсов первой и четвертой толщ, а также ранее установленный возраст метавулкаников (1.74 млрд лет) второй толщи [Ножкин и др., 2016] енисейского метаморфического комплекса позволяют более обоснованно подойти к вопросу их корреляции с отложениями Урикско-Ийского и Елашского грабенов.

Время образования нижней, существенно осадочной части разреза (ингашинская свита сублукской серии) Урикско-Ийского грабена оценивается в интервале ~1.91—1.87 млрд лет [Гладкочуб и др., 2014] и предполагается, что осадконакопление происходило до внедрения гранитоидов (1.87—1.83 млрд лет). Это заключение базируется на минимальном возрасте детритовых цирконов (1.91 млрд лет). Обсуждение вопроса о латеральных вариациях времени аккреционно-коллизийных событий вдоль юго-западной окраины Сибирского кратона остается за рамками данной работы. Вместе с тем пересечение пород первой толщи енисейского комплекса гранитами определяет верхнюю границу накопления осадков этой толщи ~1.85 млрд лет, что позволяет думать об их возрастном сходстве с отложениями нижней части разреза Урикско-Ийского грабена и принадлежности тех и других к одному этапу седиментации. Предполагается [Гладкочуб и др., 2014], что рифтогенный седиментационный бассейн формировался на зрелой континентальной коре Сибирского кратона. В Ангаро-Канском блоке об условиях растяжения на этом этапе свидетельствует наличие в составе первой толщи субпластовых и будинированных тел амфиболитов и гранатовых амфиболитов, согласных с простираемостью гнейсовидности и имеющих мощность от 0.5 до 7.0 м. Совместно с вмещающими парагнейсами и кальцифирами они подвержены склад-

чатости и метаморфизму. По составу это низкоглиноземистые ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.1\text{—}14.5$ мас. %) толеитовые базальты и долериты нормальной щелочности с повышенным (11—13 мас. %) содержанием CaO . Для них характерны плоские или деплетированные легкими лантаноидами спектры РЗЭ ($(\text{La/Yb})_n = 1.0\text{—}0.5$) и слабое обогащение крупноионными литофильными элементами (Rb , Ba , Th) на мультиэлементных спектрах. Судя по петрогеохимическим признакам, образование этих пород произошло из деплетированной мантии.

К более позднему времени осадконакопления (не древнее 1.86 млрд лет) принадлежат протолиты пород четвертой толщи енисейского комплекса, которые не имеют возрастных аналогов среди отложений Урикско-Ийского грабена, поскольку вышележащие вулканогенно-осадочные отложения (далдарминская свита) не древнее 1.75 млрд лет.

Во второй этап (~1.75—1.70 млрд лет) в Присаянье в обстановке внутриконтинентального растяжения происходило накопление широкого спектра терригенных пород (от углеродистых сланцев до гравелистов и конгломератов), а также эффузивов и туфов различного состава [Гладкочуб и др., 2014]. Полученный по детритовым цирконам из далдарминской свиты возраст основного пика (1845 млн лет) указывает на гранитоиды саянского комплекса как основной источник обломочного материала в ее составе. Наиболее молодые цирконы с возрастом ~1750 млн лет отражают привнос в бассейн седиментации продуктов интрузивной деятельности, проявившейся в разных регионах южного сегмента Сибирского кратона в позднем палеопротерозое в связи с процессами внутриконтинентального растяжения [Бибикина и др., 2001; Туркина и др., 2003; Ножкин и др., 2009; Гладкочуб и др., 2014]. В Ангари-Канском блоке в данный этап формируется амфиболит-ортогнейсовая (вулканогенная) толща, вулканические ассоциации которой образовались около 1.74 млрд лет назад [Ножкин и др., 2016]. Существенно бимодальный характер вулканитов и принадлежность к толеитовой и субщелочной сериям свидетельствуют об их формировании в условиях растяжения. По времени образования вулканиты коррелируют с внедрением внутриплитных гранитов Таракского массива [Ножкин и др., 2009]. Таким образом, метавулканические породы второй толщи надежно коррелируются с осадочно-вулканогенными образованиями средней части (далдарминской свитой) разреза сублукской серии [Ножкин и др., 2016]. Что касается Елашского грабена, то, согласно новым изотопно-геохронологическим данным, кислые вулканиты этой структуры заметно древнее (1874 ± 10 млн лет) [Донская и др., 2016], чем вулканиты Урикско-Ийского грабена и енисейского комплекса. Они, очевидно, наращивают разрез нижней существенно терригенной части с горизонтами metabазальтов [Ножкин, 1999] и являются продуктами раннего этапа формирования позднелпалеопротерозойских вулканогенно-осадочных ассоциаций Присаянья.

В целом метаосадочные и метавулканогенные образования енисейского комплекса, елашской и сублукской серий можно рассматривать в качестве единого протяженного позднелпалеопротерозойского Енисейско-Бирюсинского пояса, развитого в структурах Ангари-Канского блока Енисейского кряжа, Елашского и Урикско-Ийского грабенов в Присаянье.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании проведенных исследований установлена гетерогенность енисейского метаморфического комплекса, слагающего серию блоков в зоне Приенисейского глубинного разлома на юге Енисейского кряжа. Енисейский комплекс включает четыре метаморфические толщи: амфиболит-мрамор-парагнейсовую (вулканогенно-карбонатно-терригенную), амфиболит-ортогнейсовую (вулканогенную), мрамор-парагнейсовую (карбонатно-терригенную) и парагнейсовую (терригенную).

Реконструкция протолитов метаморфических пород показала, что гнейсы и сланцы первой и четвертой толщ соответствуют полимиктовым или аркозовым песчаникам и алевролитам-аргиллитам и относятся к осадочным породам первого цикла. Гранат-двуслюдяные сланцы третьей толщи по составу отвечают аргиллитам и обнаруживают признаки рециклинга. Метаосадочные породы в сравнении с РААС обогащены (в 1.2—1.4 раза) РЗЭ, Th , а наиболее глиноземистые разности, кроме того, имеют повышенные концентрации K , Rb , высокозарядных элементов, Fe , Cr , Ni , Co . Сравнение метаосадочных пород енисейского комплекса с латерально сближенными гранулитами канского комплекса показало, что по большинству редких элементов эти породы отличаются не более чем на 10—20 %. Исключение представляют обогащенные глиноземом аргиллиты, в которых содержания редких элементов существенно выше. Сходство средних концентраций редких элементов для пород двух комплексов позволяет говорить об унаследовании состава канских гранулитов осадочными породами енисейского комплекса.

Результаты определения U-Pb возраста из жильных гранитов, секущих амфиболит-мрамор-парагнейсовую толщу, позволили ограничить время осадконакопления рубежом 1.84—1.85 млрд лет до становления постколлизийных гранитов таракского типа. Полученная оценка времени накопления осадочных пород первой толщи (древнее 1.85 млрд лет) до основных орогенических событий в Ангари-Канском блоке позволяют коррелировать их с отложениями нижней части разреза Урикско-Ийского грабена, время образования которых принимается в интервале 1.91—1.87 млрд лет [Гладкочуб и др., 2014]. Ме-

таморфические породы нижних частей разрезов енисейского комплекса и сублукской серии принадлежат к единому рифтогенному этапу седиментации. Во второй этап в Ангаро-Канском блоке Енисейского кряжа формируется амфиболит-ортогнейсовая (вулканогенная) толща, возраст которой около 1.74 млрд лет [Ножкин и др., 2016]. Образование вулканитов происходило в условиях растяжения, а по времени становления они коррелируют с внедрением внутриплитных гранитов Таракского массива. В Присянье во второй этап (1.75—1.7 млрд лет) в обстановке континентального растяжения происходило накопление терригенных пород и вулканитов различного состава. Следовательно, позднепалеопротерозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы Енисейского кряжа и Присянья коррелируются по времени и геодинамическим условиям формирования.

Работа выполнена по плану научно-исследовательских работ Федерального государственного учреждения науки ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб., Наука, 2004, 174 с.

Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д. Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1993, т. 1 (1), с. 35—40.

Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К., Плоткина Ю.В. U-Pb возраст гиперстеновых гранитов (кузеевитов) Анагаро-Канского выступа (Енисейский кряж) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (5), с. 864—867.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Романова И.В., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Травин А.В. Среднепалеозойский и раннемезозойский анорогенный магматизм Южно-Енисейского кряжа: первые геохимические и геохронологические данные // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 701—716.

Брынцев В.В. Докембрийские гранитоиды Северо-Западного Присянья. Новосибирск, Наука, 1994, 184 с.

Галимова Т.Ф., Бормоткина Л.А. К стратиграфии докембрия Бирюсинской глыбы // Стратиграфия докембрия Средней Сибири. Л., Наука, 1983, с. 125—134.

Галимова Т.Ф., Пермьяков А.С., Бобровский В.Т., Пашкова Л.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000. Лист N-47 — Нижнеудинск. СПб., Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011, 675 с.

Геологическая карта Иркутской области и сопряженных территорий. М-б 1:500 000. Иркутск. ВостСибНИИГГиМС, ПГО «Иркутскгеология». 1985, 16 л.

Геря Т.В., Перчук Л.Л., Трибуле К., Одрен К., Сезько А.И. Петрология туманшетского зонального метаморфического комплекса, Восточный Саян // Петрология, 1997, т. 5 (6), с. 563—595.

Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Донская Т.В., Мотова З.Л., Ванин В.А. Возрастные уровни и геодинамические режимы накопления докембрийских толщ Урикско-Ийского grabena, юг Сибирского кратона // Геотектоника, 2014, № 5, с. 17—31.

Дмитриева Н.В., Ножкин А.Д. Геохимия палеопротерозойских метатерригенных пород Бирюсинского блока юго-западной части Сибирского кратона // Литология и полезные ископаемые, 2012, № 2, с. 156—179.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д. Раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (7), с. 1028—1043.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Мотова З.Л., Львов П.А. Новый Саяно-Бирюсинский раннепротерозойский вулканоплутонический пояс в южной части Сибирского кратона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 14. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2016, с. 82—84.

Качевский Л.К., Качевская Г.И., Стороженко А.А., Зуев В.К., Динер А.Э., Васильев Н.Ф. К вопросу о выделении архейских метаморфических комплексов в Заангарской части Енисейского кряжа // Отечественная геология, 1994, № 11—12, с. 45—49.

Кузнецов Ю.А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. Избранные труды. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1988, 218 с.

Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З., Бибикова Е.В., Кириозова Т.И., Козаков И.К., Макаров В.А., Плоткина Ю.В. Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (8), с. 717—731.

Легенда Восточно-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 / Под ред. В.В. Перфильева, Т.Ф. Галимовой. Иркутск, ГП «Иркутскгеология», 1998, 200 с.

Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 (второе издание) / Ред. Л.К. Качевский. Красноярск, ПГО «Красноярскгеология», 2002, 200 с.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В. Первые данные о проявлении мезопротерозойских тектонических событий в геологической истории Южно-Енисейского кряжа // ДАН, 2013, т. 453, № 6, с. 671—675.

Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвилльские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника, 2014, № 5, с. 32—53.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Хиллер В.В. *P-T-t* реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика, 2015а, т. 56 (6), с. 1031—1056.

Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В. *P-T* эволюция ультравысокотемпературного метаморфизма как следствие позднепалеопротерозойских процессов внутриплитного растяжения на юго-западной окраине Сибирского кратона // ДАН, 2015б, т. 465, № 1, с. 82—86.

Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В. Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // Петрология, 2016, т. 24, № 4, с. 423—440.

Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника, 2018, № 1, с. 28—51.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород Л., Наука, 1980, 100 с.

Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высоkozарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) // Геохимия, 2008, № 10, с. 1085—1091.

Ножкин А.Д. Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и особенности их металлогении // Геология и геофизика, 1999, 40 (11), с. 1524—1544.

Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Труды ОИГТМ СО РАН, 1993, 221 с.

Ножкин А.Д., Рихванов Л.П. Радиоактивные элементы в коллизионных и внутриплитных натрий-калиевых гранитоидах: уровни накопления, значение для металлогении // Геохимия, 2014, № 9, с. 807—826.

Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А. Изотопно-геохронологическое исследование (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (9), с. 879—889.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ковач В.П., Ронкин Ю.Л. Sm-Nd-изотопная систематика метapelитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса // ДАН, 2008, 423, № 6, с. 795—800.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. Раннепротерозойские коллизионные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // ДАН, 2009, 428, № 3, с. 386—391.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика, 2016, 57 (2), с. 312—332.

Попов Н.В. Тектоническая модель раннедокембрийской эволюции Южно-Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2001, 42 (7), с. 1028—1041.

Постельников Е.С. Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. М., Наука, 1980, 70 с.

Сезько А.И. Основные этапы формирования континентальной коры Присяня // Эволюция земной коры в докембрии и палеозое. Саяно-Байкальская горная область. Новосибирск, Наука, 1988, с. 7—41.

Сухоруков В.П., Туркина О.М., Гладкочуб Д.П. Первая находка сапфирина в гранулитах Ангаро-Канского блока: свидетельство ультравысокотемпературного метаморфизма на юго-западе Сибирского кратона // ДАН, 2018, т. 479, № 5, с. 546—550.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора и ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 379 с.

- Тен А.А.** Динамическая модель генерации высоких давлений при сдвиговых деформациях горных пород (результаты численного эксперимента) // ДАН, 1993, т. 328, № 3, с. 322—324.
- Туркина О.М., Сухоруков В.П.** Возрастные рубежи и условия метаморфизма мафических гранулитов в раннедокембрийском комплексе Ангара-Канского блока (юго-запад Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (11), с. 1961—1986.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бибикина Е.В.** Этапы и геодинамические обстановки раннепротерозойского гранитообразования на юго-западной окраине Сибирского кратона // ДАН, 2003, т. 388, № 6, с. 779—783.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б.** Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология, 2006, 14 (3), с. 284—306.
- Юдович Я.Ю., Керрис М.П.** Основы литохимии. СПб., Наука, 2000, 479 с.
- Burg J.-P., Schmalholz S.M.** Viscous heating allows thrusting to overcome crustal scale buckling: numerical investigation with application to the Himalayan syntaxes // Earth Planet. Sci. Lett., 2008, v. 274, p. 189—203.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Poller U., Mazukabzov A.M., Bayanova T.B.** Discovery of Archaean crust within the Akitkan orogenic belt of the Siberian craton: new insight into its architecture and history // Precambrian Res., 2009, v. 170, p. 61—72.
- Likhanov I.I., Santosh M.** Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Res., 2017, v. 300, p. 315—331.
- Likhanov I.I., Santosh M.** A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Res., 2019, v. 328, p. 128—145.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I.** Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // J. Metamorph. Geol., 2004, v. 22, p. 743—762.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P.** *P-T-t* constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // J. Asian Earth Sci., 2015, v. 113, p. 391—410.
- Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M.** 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, 2018, v. 304—307, p. 468—488.
- Liu Y., Gao S., Hu Z., Gao C., Zong K., Wang D.** Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths // J. Petrol., 2010, v. 51, p. 537—571.
- Ludwig K.R.** User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999, v. 1, 46 p.
- Ludwig K.R.** SQUID 1.00. A user's manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication № 2, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA. 2000, 19 с.
- Ludwig K.R.** ISOPLOT 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2003.
- Perchuk L.L., Gerya T.V., Nozhkin A.D.** Petrology and retrograde *P-T* path in granulites of the Kanskaya Formation, Yenisey Range, Eastern Siberia // J. Metamorph. Geol., 1989, v. 7, p. 599—617.
- Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D.** Archaean and Early Proterozoic evolution of the Siberian Craton: a preliminary assessment / Ed. K.C. Condie // Archaean crustal evolution. Amsterdam, Elsevier, 1994, p. 411—459.
- Schmalholz S.V., Podladchikov Y.Y.** Tectonic overpressure in weak crustal-scale shear zones and implications for the exhumation of high pressure rocks // Geophys. Res. Lett., 2013, v. 40, p. 1984—1988.
- Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpuzov A.F., Mansfeldt T.** Early Proterozoic U-Pb zircon ages from basement gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // Int. J. Geosci., 2012, v. 3 (2), p. 289—296.
- Sukhorukov V.P., Turkina O.M., Tesselina S., Talavera C.** Sapphirine-bearing Fe-rich granulites in the SW Siberian craton (Angara-Kan block): Implication for Paleoproterozoic ultrahigh-temperature metamorphism // Gondwana Res., 2018, v. 57, p. 26—47.
- Urmantseva L.N., Turkina O.M., Larionov A.N.** Metasedimentary rocks of the Angara-Kan granulite-gneiss block (Yenisey Ridge, south-western margin of the Siberian Craton): provenance characteristic, deposition and age // J. Asian Earth Sci., 2012, v. 49, p. 7—19.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe / Eds. M.A. McKibben, III, W.C. Shanks, W.I. Ridley // Rev. Econ. Geol., 1998, v. 7, p. 1—35.

Xia X.P., Sun M., Geng H.Y., Sun Y.L., Wang Y.J., Zhao G.C. Quasi-simultaneous determination of U-Pb and Hf isotope compositions of zircon by excimer laser-ablation multiple-collector ICPMS // J. Anal. Spectrom., 2011, v. 26, p. 1868—1871.

*Рекомендована к печати 21 марта 2019 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию 15 августа 2018 г.,
после доработки — 16 января 2019 г.*