

ТЕКТОНИКА И ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

В.А. Верниковский, А.Е. Верниковская

*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Статья посвящена исследованию строения Енисейского кряжа, геодинамической эволюции формирования этого складчато-покровного пояса и связанному с ней гранитоидному магматизму. Во многих предыдущих исследованиях Енисейский кряж рассматривался в качестве складчатого пояса с архейским и палеопротерозойским фундаментом, сложенным высокометаморфизованными и изверженными породами, несогласно перекрытым преимущественно зеленосланцевыми мезо- и неопротерозойскими толщами. На основе имеющихся и новых геологических, петролого-геохимических и геохронологических данных мы выделяем несколько террейнов различного состава и возраста, которые были причислены к западной окраине Сибирского кратона в течение палеопротерозойских и неопротерозойских коллизионно-аккреционных событий. Мы предполагаем, что в истории развития Енисейского кряжа были четыре главных тектонических события, датированных 1900—1840, 880—860, 760—720 и 700—630 млн лет, которые запечатлены в строении и составе соответствующих магматических и метаморфических комплексов. Первое из них связано с формированием гранулитовых комплексов и таракских гранитов Ангаро-Канского террейна. Следующее событие датировано 880—860 млн лет, но мы полагаем, что гранитоиды Тейского, Ерудинского и Каламинского массивов этого возраста были сформированы за пределами Енисейского кряжа, в составе Центрально-Ангарского террейна еще до его коллизии с Сибирским кратоном. Мы также полагаем, что граниты Чиримбинского и Аяхтинского массивов, а также глушихинского комплекса (760—720 млн лет) были образованы в ходе этой коллизии. В позднем неопротерозое — венде (700—630 млн лет) в рассматриваемом регионе происходит формирование островных дуг и офиолитов с их последующей обдукцией на окраину кратона. В то же время (650—630 млн лет назад) на Енисейском кряже был сформирован анорогенный татарский комплекс, включающий граниты А-типа, нефелиновые сиениты и карбонатиты, имеющие мантийную и коромантийную природу.

Геохронология, палеопротерозой, неопротерозой, складчато-надвиговый пояс, террейновый анализ, гранитоиды, офиолиты, Сибирский кратон, Енисейский кряж.

TECTONICS AND EVOLUTION OF GRANITOID MAGMATISM OF THE YENISEI RIDGE

V.A. Vernikovskiy and A.E. Vernikovskaya

The tectonic, geodynamic, and granitoid magmatism evolutions of the Yenisei Ridge fold-thrust belt are discussed in the context of the western margin of the Siberian craton during the Paleoproterozoic and Neoproterozoic. Previous works in the Yenisei Ridge had led to the interpretation that the fold belt is composed of high-grade metamorphic and igneous rocks comprising an Archean and Paleoproterozoic basement with an unconformably overlying Mesoproterozoic-Neoproterozoic cover, which was metamorphosed mainly under greenschist-facies conditions. Based on the existing data and new geological, petrological, geochemical, and zircon U-Pb data, we recognize several terranes of different ages and compositions that were assembled during Paleoproterozoic and Neoproterozoic collision-accretional processes on the western margin of the Siberian craton. We suggest that there were four main tectonic events involved in the formation of the Yenisei Ridge fold-thrust belt at 1900–1840 Ma, 880–860, 760–720 Ma, and 700–630 Ma. First of them was connected with high-grade metamorphism of granulite to amphibolite facies and emplacement of the Taraka granites. On the basis of new geochronological and petrological data, we suggest that the Yeruda, Kalamy, and Teya granites (880–860 Ma) were formed as a result of the second event, which could have occurred in the Central Angara terrane before it collided with Siberia. We also suppose that the Chirimba, Ayakhta, and Glushikha granites (760–720 Ma) were formed as a result of this collision. The fourth event (700–630 Ma) is fixed by the age of island-arc and ophiolite complexes and their obduction onto the Siberia cratonic margin. The same activity (650–630 Ma) in the central part of the fold-thrust belt produced the Tatarka complex composed of A-type granites, nepheline syenites, and carbonatites of mantle and crust-mantle origin.

Geochronology, Paleoproterozoic, Neoproterozoic, fold-thrust belt, terrane analysis, granitoids, ophiolites, Siberian craton, Yenisei Ridge

ВВЕДЕНИЕ

Статья обобщает результаты комплексных исследований Енисейского кряжа, проведенных авторами за последние 15 лет и подготовлена к 70-летию академика Н.Л. Добрецова, уделяющего в своих работах большое внимание Енисейскому кряжу как ключевой структуре складчатого обрамления Сибирского кратона и Центрально-Азиатского складчато-покровного пояса [1—4]. Особое внимание он уделяет офиолитам и островодужным комплексам, установление природы и возраста которых вместе с аккре-

ционно-коллизийными комплексами позволит не только расшифровать сложную тектоническую структуру Центральной Азии, но и корректно выполнять различные межрегиональные корреляции и глобальные реконструкции.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Енисейский кряж представляет собой покровно-складчатый пояс преимущественно СЗ—ЮВ простирания, расположенный в юго-западном обрамлении Сибирской платформы и вытянутый вдоль р. Енисей почти на 700 км при ширине от 50 до 200 км (рис. 1). Эта крупная коллизийно-аккреционная структура хорошо отделяется по геологическим и геофизическим данным от соседних с ней территорий Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты [5—9]. Границы Енисейского кряжа и его строение проявляются широкими интенсивными гравитационными ступенями, соответствующими главным разломным зонам региона. Мощность земной коры в центральной части этой структуры достигает 50—51 км, уменьшаясь к западу и востоку до 40—43 км. По геофизическим данным, ширина складчатой области Енисейского кряжа на глубине >10 км уменьшается вдвое, что придает ему грибовидную форму, объяс-

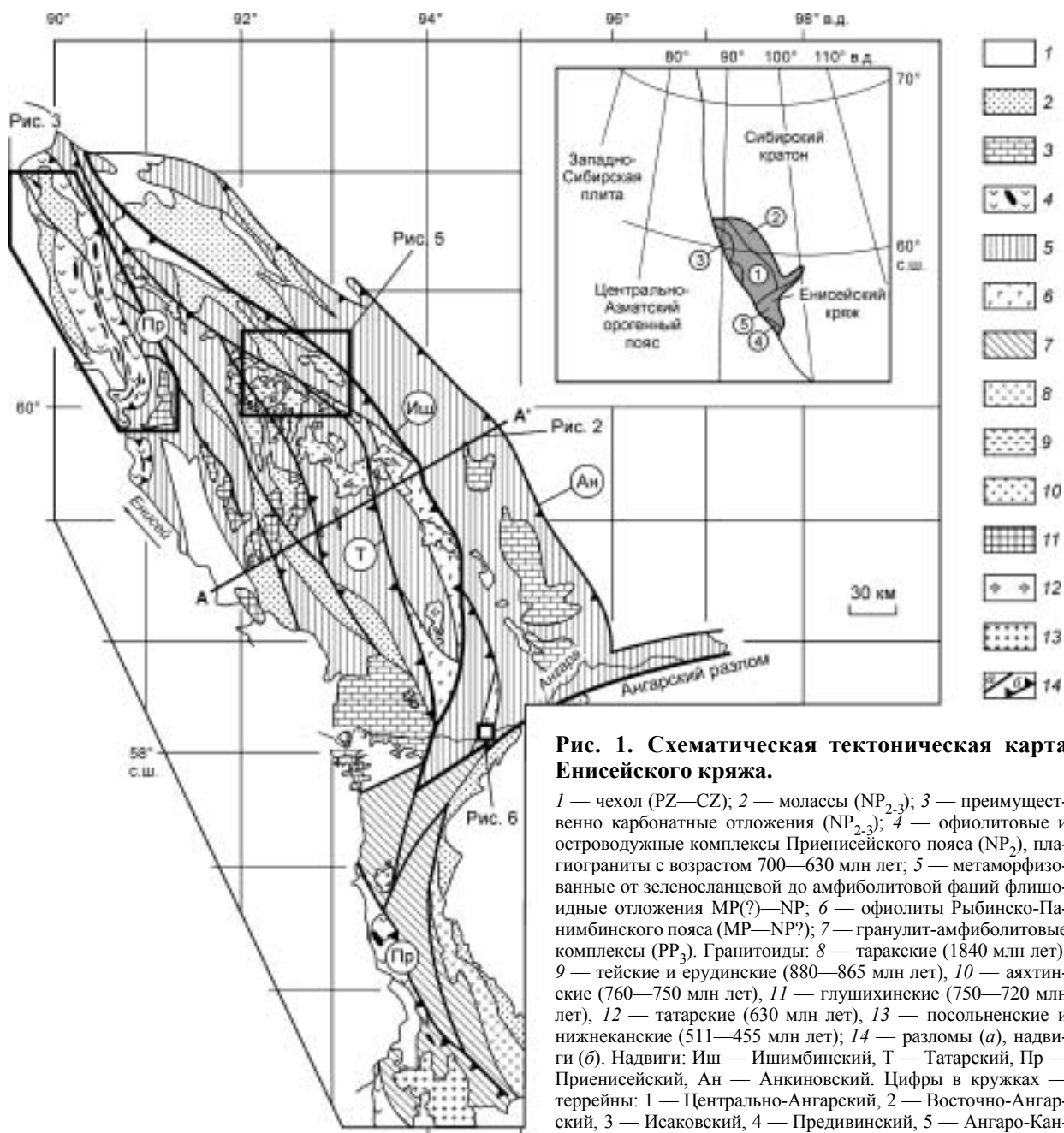


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта Енисейского кряжа.

1 — чехол (PZ—CZ); 2 — молассы (NP_{2,3}); 3 — преимущественно карбонатные отложения (NP_{2,3}); 4 — офиолитовые и островодужные комплексы Приенисейского пояса (NP₂); 5 — метаморфизованные от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций флишиодные отложения MP(?)—NP; 6 — офиолиты Рыбинско-Панинбинского пояса (MP—NP?); 7 — гранулит-амфиболитовые комплексы (PP₃). Гранитоиды: 8 — таракские (1840 млн лет), 9 — тейские и ерудинские (880—865 млн лет), 10 — аяхтинские (760—750 млн лет), 11 — глушихинские (750—720 млн лет), 12 — татарские (630 млн лет), 13 — посольненские и нижнеканские (511—455 млн лет); 14 — разломы (a), надвиги (б). Надвиги: Иш — Ишимбинский, Т — Татарский, Пр — Приенисейский, Ан — Анкиновский. Цифры в кружках — террейны: 1 — Центрально-Ангарский, 2 — Восточно-Ангарский, 3 — Исаковский, 4 — Предивинский, 5 — Ангаро-Канский.

няемую развитием при ее формировании напряжений сдвига сжатия в сочетании с дивергентными надвигами. При этом амплитуды смещения последних оцениваются от 10—20 до 80 км [9].

К сожалению, использование в разработке тектонических моделей только положений геосинклинальной теории и почти полное отсутствие прецизионных геохронологических данных, особенно необходимых для докембрийских складчатых структур, привели к тому, что подавляющее большинство исследователей Енисейского кряжа рассматривали его в качестве древней геосинклинали, развивающейся от архея до палеозоя. Только начиная с 80-х годов прошлого столетия, некоторые исследователи, все еще оставаясь в пределах геосинклинальной парадигмы, пришли к пониманию покровно-складчатого строения региона, определив, в частности, аллохтонное залегание исаковского офиолитового комплекса [10, 11]. Последующие работы, основанные на геолого-структурных, петролого-геохимических, геохронологических и палеомагнитных исследованиях, убедительно показали, что Енисейский кряж является покровно-складчатым поansom аккреционной природы, в состав которого входят террейны разной природы и разного возраста [12—21].

Весьма значительную роль в строении Енисейского кряжа играют гранитоидные комплексы, геологическое положение, возраст и геохимическая типизация которых имеют индикаторное значение для реконструкции геодинамической эволюции региона.

ТЕРРЕЙНОВАЯ СТРУКТУРА

Енисейский кряж разделен восток-северо-восточным Ангарским разломом, в кинематике которого устанавливаются как компоненты надвига, так и сдвига [18], на два сегмента — Южно-Енисейский и Заангарский. К югу от Ангарского разлома выделяются два террейна — палеопротерозойский Ангаро-Канский и неопротерозойский Предивинский террейны. К северу от Ангарского разлома, в заангарской части, Енисейский кряж сложен преимущественно неопротерозойскими породами, составляющими Восточно-Ангарский, Центральнo-Ангарский и Исаковский террейны [15, 17, 19, 20]. Все террейны представляют собой тектонические блоки и пластины 200—500 км длиной и 50—80 км шириной, которые разделены крупнейшими надвигами региона (см. рис. 1, 2).

Ангаро-Канский террейн сложен тремя тектонически совмещенными пластинами, представленными: 1) существенно гиперстен-гранат-ортоклазовыми гнейсами и двупироксеновыми кристаллическими сланцами (кузеевская толща канской серии); 2) существенно глиноземистыми гнейсами, включающими силлиманит-биотитовые и гранат-биотитовые, а также пироксен-кордиеритовые и гранат-кордиеритовые породы (атамановская толща канской серии); 3) амфиболитами, двуслюдяными гнейсами и мраморами (енисейская серия). Изучением этих толщ и серий занимались многие исследователи, дискутируя по вопросам состава выделяемых ими серий, толщ и комплексов [22—28]. По уровню метаморфических преобразований две первые пластины отвечают преимущественно гранулитовой, а третья — амфиболитовой фациям регионального метаморфизма [19, 22, 26, 28].

Породы канского гранулитового комплекса вмещают субсогласно простирающийся с ними Таракский массив порфириовидных биотит-микроклиновых гранитоидов, включающий субщелочные гранитоиды с рапакивидной структурой [22, 25, 28], а также син- и постметаморфические пироксеновые гранитоиды — чарнокиты или, по Ю.А. Кузнецову, богуниты и кузеевиты [22]. U-Pb данные по цирконам, полученные в последние годы, свидетельствуют о том, что гранулитовый метаморфизм, формирование



Рис. 2. Схематический геологический разрез заангарской части Енисейского кряжа, показывающий дивергентный надвиговый характер орогенного пояса и положение в нем Восточно-Ангарского, Центральнo-Ангарского и Исаковского террейнов.

1 — преимущественно сланцы, NP₂; 2 — вулканические породы, офиолиты, плагиограниты, NP₂; 3 — гнейсы, гранитогнейсы (NP₁₋₂) и граниты с возрастом 880—865 млн лет; 4 — габбро, диабазы, ультраосновные породы, базальты, MP(?); 5 — граниты (760—720 млн лет). Ост. усл. обозн. и местоположение линии А—А' см. на рис. 1.

автохтонных чарнокитов (богунитов) и гранитоидов Таракского массива происходили в интервале ~1900—1840 млн лет [29, 30], вероятно, в течение одного коллизионного события. U-Pb возраст по цирконам аллохтонных гиперстеновых гранитов (кузеевитов), слагающих небольшие массивы и дайки, секущие породы канского гранулитового комплекса, равен 1734 ± 4 млн лет [31], что может свидетельствовать либо об их анорогенной природе, либо связано с эволюцией палеопротерозойской активной континентальной окраины, запечатленной в строении енисейской серии.

Высокометаморфизованные палеопротерозойские породы Ангаро-Канского террейна прорываются также гранитоидными и сиенитовыми массивами ордовикского возраста (Посольненский, Нижнеканский и др.), внедрившимися в интервале 510—455 млн лет [32]. Эти геохронологические данные позволяют рассматривать их в качестве образований раннекаледонских коллизионно-аккреционных событий, широко проявленных в Центральном-Азиатском складчатом поясе, но не известных ранее на Енисейском кряже.

Предивинский террейн расположен вдоль правого борта р. Енисей и надвинут на Ангаро-Канский террейн с запада по Приенисейскому надвигу (см. рис. 1). Террейн сложен комплексом неопротерозойских осадочно-вулканогенных пород. Вулканогенные образования представлены дифференцированной известково-щелочной серией пород, включающей базальты, андезитобазальты, андезиты, дациты и риолиты, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации. На основании химического состава указанных пород устанавливается генетическое единство этой дифференцированной серии и позволяет предполагать, что их образование могло произойти в условиях островодужной геодинамической обстановки [17]. С вулканогенными породами ассоциируют габброидные и диорит-плагиигранитные массивы.

Чешуи палеоокеанских пород, включающие серпентинизированные гарцбургиты, габбро, серпентинитовый меланж и толеитовые базальты, близкие по составу базальтам срединно-океанских хребтов, установлены в восточной и центральной зонах террейна. Ранее все эти породы относились к раннедокембрийским юксеевскому и предивинскому комплексам или Приенисейскому зеленокаменному поясу [33—35].

Исследования, выполненные U-Pb методом по цирконам из метариолитов дифференцированной серии и плагиигранитов Ягунновского массива Предивинского террейна, показали позднепротерозойский (вендский) возраст их формирования, соответственно $637 \pm 5,7$ млн лет [17] и 628 ± 3 млн лет [20]. Палеомагнитные исследования вулканогенной толщи Предивинского террейна позволяют сделать заключение, что на рубеже 640 млн лет этот террейн находился в непосредственной близости от окраины Сибирского кратона, а во время обдукции островной дуги на континент его структуры могли быть развернуты не более чем на 20° [21].

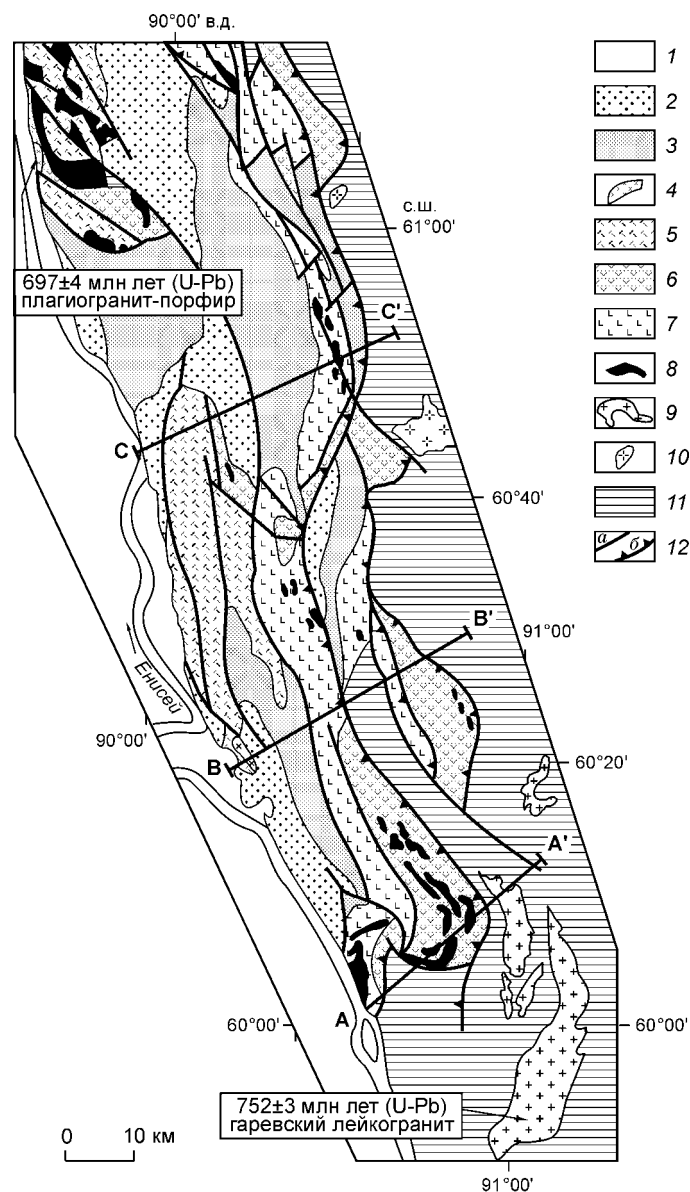


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Исаковского террейна.

1 — кайнозойские отложения, 2 — чехол (NP₃—Є), 3 — неопротерозойские конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки (NP₂); 4—8 — неопротерозойские офиолитовые и островодужные комплексы: 4 — плагииграниты, гранит-порфиры (700 млн лет), 5 — риолиты, дациты, андезиты, туфогенные осадки, 6 — кристаллические сланцы, песчаники, олистостромы, амфиболиты, 7 — базальты, габбро, кристаллические сланцы, 8 — гарцбургиты, дуниты; 9 — постколлизионные граниты (750—720 млн лет); 10 — анорогенные щелочные сиенит-порфиры (675—630 млн лет); 11 — мезо(?)—неопротерозойский флиш; 12 — разломы (а), надвиги (б). А—А', В—В', С—С' — линии разрезов.

Исаковский террейн, подобно вышеописанному Предивинскому, расположен вдоль р. Енисей, в Заангарье, в северо-западной части Енисейского кряжа (см. рис. 1). Он надвинут на расположенный восточнее Центрально-Ангарский террейн. Границей между ними является северная ветвь Приенисейского разлома, представляющего собой здесь сложную разрывную структуру, в которой присутствуют как компоненты надвига, так и сдвига. Причем амплитуда перемещения по надвигам составляет не менее десятков километров [10]. Террейн сложен неопротерозойскими вулканогенно-осадочными отложениями и офиолитами (рис. 3, 4). В центральной части террейна представлены фрагменты офиолитов (метAPERИДОТИТЫ, МЕТАГАББРО, ТОЛЕИТОВЫЕ МЕТАБАЗАЛТЫ), а также филлиты и известковистые кварц-мусковитовые сланцы [15]. На некоторых участках среди метабазальтов установлены параллельные дайки и силлы диабазов и диабазовых порфиритов [10, 11, 14, 36]. Породы известково-щелочной риолит-андезит-базальтовой вулканической серии, ассоциированные с метаморфизованными туфами, туфо-песчаниками, песчаниками, филлитами и известняками, тектонически расчешуены и размещены к востоку и западу от офиолитовых пластин. Этот комплекс вулканогенно-осадочных пород подобен по составу современным энсиалическим островным дугам [13, 15]. Сланцы, вблизи контактов пластин, интенсивно дислоцированы и пронизаны кварцевыми жилами. В таких зонах часто картируется тектонический меланж с карбонатными и серпентинитовыми кластами. Уровень регионального метаморфизма пород, слагающих Исаковский террейн, обычно не превышает зеленослацевой фации. Лишь в южной и восточной частях террейна при приближении к его границам и, соответственно, к подошве аллохтона метаморфические изменения достигают эпидот-амфиболитовой фации с появлением граната как в сланцах, так и в метабазальтах.

U-Pb методом датирования по цирконам из островодужных плагиогранитов р. Порожная был установлен их конкордантный возраст — 697 ± 4 млн лет [37]. Полученное значение возраста мы рассматриваем как верхний возрастной предел формирования островной дуги и офиолитов. Sm-Nd- и Rb-Sr-изотопные данные показывают, что эти плагиограниты имеют мантийные характеристики: $\epsilon_{Nd(700)} = +1,6$ и $^{87}Sr/^{86}Sr_0 = 0,70383$. Примечательно, что полученные модельные оценки возраста магматического источника для этих гранитоидов ($T_{Nd}(DM-2st) = 1272$ млн лет) близки ранее полученным Rb-Sr-данным для метагабброидов этого же террейна — 1262 ± 100 млн лет [15]. Rb-Sr и K-Ar изотопные исследования метаморфических минералов из метабазитов и метапелитов восточной части террейна позволяют предполагать, что установленный возраст метаморфических преобразований пород — 630—600 млн лет может указывать на время обдукции Исаковского террейна на пассивную континентальную окраину Сибирского кратона [13—15]. Этот вывод подтверждается тем, что породы Исаковского террейна несогласно перекрыты вендско-раннекембрийскими терригенно-осадочными отложениями, включая вендские молассы [10, 11, 38, 39].

Центрально-Ангарский террейн, имеющий протяженность 350—400 км при ширине выхода 50—80 км, является крупнейшим в структуре Енисейского кряжа, занимая положение между надвинутым на него с запада Исаковским террейном и Восточно-Ангарским, с которым их разделяет Ишимбинский надвиг, представляющий собой сутурную зону (см. рис. 1, 2). Террейн преимущественно сложен метаморфизованными терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными докембрийскими отложениями тейской (включая гаревскую), сухопитской и тунгусикской серий [6, 10, 23, 38]. В нижней части первой из них преобладают высокоглиноземистые кианит (андалузит, силлиманит)-ставролит-гранатовые и биотит-силлиманитовые гнейсы, которые выше по разрезу сменяются переслаивающимися биотит-амфибо-

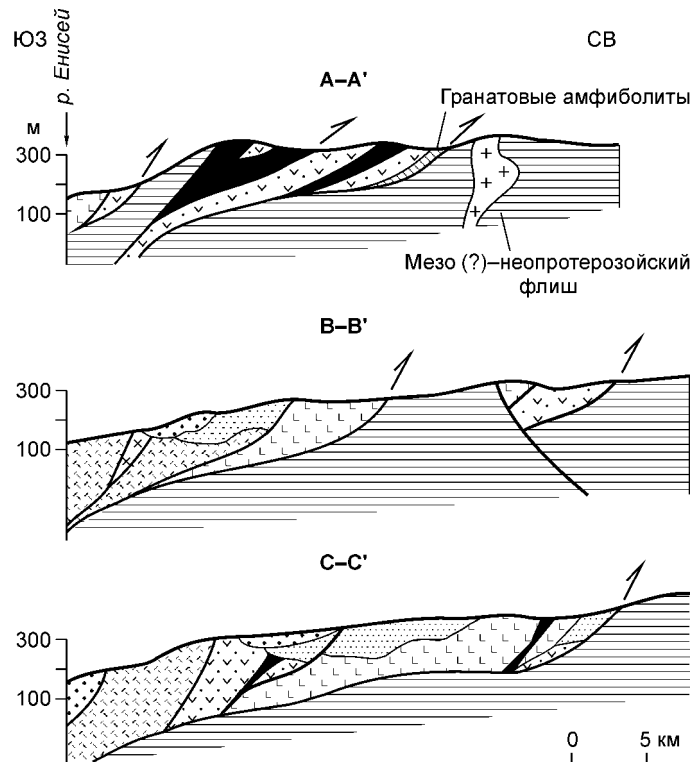


Рис. 4. Схематические геологические разрезы Исаковского террейна.

Усл. обозн. и местоположение линий А—А', В—В', С—С' см. на рис. 3.

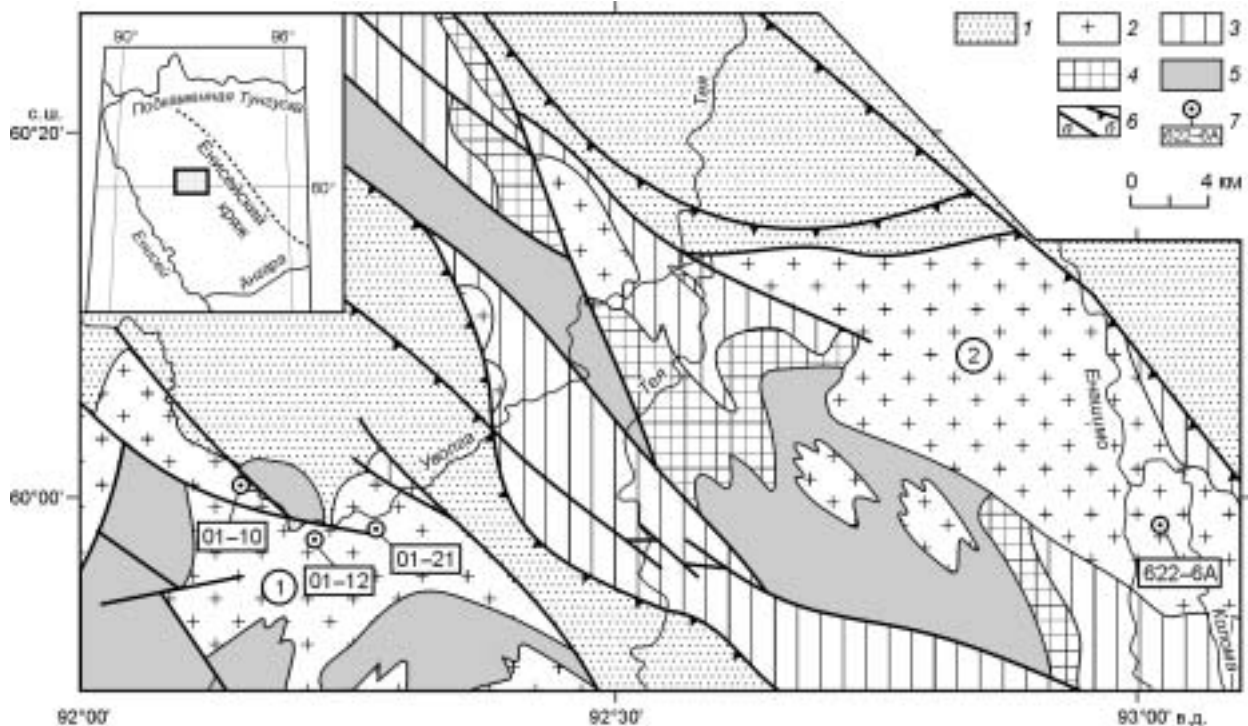


Рис. 5. Схематическая геологическая карта междуречья Уволга—Енашимо (Енисейский край), по [49].

1 — зеленосланцевые и неметаморфизованные отложения венда и неопротерозоя (нерасчлененные); 2 — граниты Тейского (1) и Каламинского (2) массивов; 3 — кварциты, двуслюдяные и биотит-гранатовые сланцы с прослоями гранат-ставролитовых сланцев, амфиболитов и мраморов; 4 — андалузит-силлиманитовые и двуслюдяные сланцы с прослоями кварцитов; 5 — биотитовые и биотит-амфиболовые микрогнейсы, амфиболиты с прослоями кварцитов и мраморов; 6 — тектонические границы: разломы (а) и надвиги (б); 7 — точки отбора и номера проб.

ловыми сланцами, кварцитами, амфиболитами и мраморами (рис. 5). Сухопитская серия в основном представлена метатерригенными толщами — метаморфизованными песчаниками с прослоями полимиктовых конгломератов и гравелитов, алевропесчаниками и филлитами от зеленых до темно-серых и черных, которые лишь в верхних частях серии сменяются терригенно-карбонатными отложениями. Сменяющая ее тунгусикская серия представляет собой чередование известковых и глинистых сланцев в нижних частях разреза, которые замещаются известняками и доломитами в верхних. По составу все эти толщи соответствуют отложениям пассивных континентальных окраин. Уровень регионального метаморфизма для нижних частей разреза достигает амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (преимущественно тейская серия), а для большей части сухопитской и тунгусикской серий — не превышает зеленосланцевой фации [6, 40—42].

Многие исследователи рассматривают высокометаморфизованные породы тейской и гаревской серий, а также немтихинской толщи в качестве архейских или палеопротерозойских образований [35, 42—45], основываясь на U-Pb-Th и Rb-Sr данных возраста, полученных для гранитоидов Гаревского и Ерудинского массивов [43—46]. Однако качественно новые U-Pb данные по цирконам из этих гранитоидов свидетельствуют о неопротерозойском возрасте их образования — от 880 до 752 млн лет [20, 47—49] и противоречат ранее полученным возрастным оценкам. Таким образом, нет каких-либо доказательств для выводов об архейско-палеопротерозойском возрасте указанных серий.

Вопросы взаимоотношений выделяемых серий, их возраста и формационной принадлежности всегда были и остаются остродискуссионными [6, 10, 22, 23, 35, 42, 43, 45 и др.]. По нашему мнению, одной из главных причин подобных дискуссий (кроме, конечно, относительно плохой оснащённости на Енисейском крае) было стремление исследователей проследить и сопоставить породы „одной и той же серии и даже свиты“ в так называемых разных структурно-формационных зонах (внешних и внутренних зонах геосинклинали). Наиболее наглядно это можно увидеть на примере схем корреляции разрезов „сухопитской серии“ для северо-западной (Исаковский террейн), центральной (Центрально-Ангарский террейн) и восточной (Восточно-Ангарский террейн) зон Заангарья [6, 10, 44, 50]. Совершенно очевидна

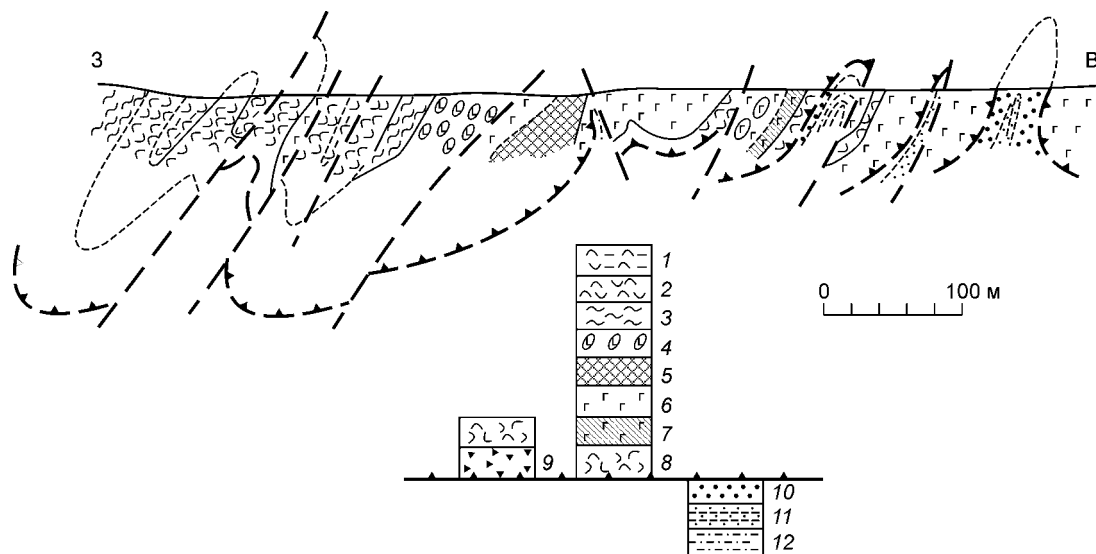


Рис. 6. Геологический разрез правого берега Ангары западнее пос. Рыбное, ниже устья Ергулейки, по [18].

1—9 — рыбинский комплекс: 1 — мелкозернистые (углеродисто)-полевошпат-кварц-актинолитовые сланцы с реликтами тонкой слоистости и редкими маломощными пропластками черных кремней, 2 — мелкосреднезернистые полевошпат-актинолитовые сланцы по туфогенным породам среднекислого состава с реликтами градационной слоистости, 3 — зеленые сланцы по гиалокластитам с редкими подушками базальтов, 4 — зеленокаменно-измененные подушечные базальты, 5 — комплекс параллельных даек, 6 — габбро-диабазы, 7 — пироксениты, 8 — кварц-полевошпат-актинолитовые сланцы по туфогенным породам среднего состава; 9 — серпентинитовые конгломераты и гравелиты; 10—12 — нижний(?)—средний рифей (сухопитская серия, кординская свита): 10 — аркозовые, кварцевые бластогравелитовые и бластосаммитовые сланцы, 11 — мелкозернистые существенно кварцевые бластосаммитовые сланцы, 12 — углеродистые филлиты.

сложность подобных корреляций, если исходить из того, что все эти террейны формировались в разных геодинамических обстановках и занимали разное положение относительно окраины Сибирского кратона.

В восточной части террейна, вдоль Ишимбинского надвига и, соответственно, на границе с Восточно-Ангарским террейном, представлены чешуи и покровы офиолитов Рыбинско-Панимбинского пояса. Они имеют тектонические контакты с терригенно-карбонатными породами обоих террейнов. Относительно полный разрез офиолитов в правом борту р. Ангара (рис. 6), включая комплекс параллельных даек, был впервые описан Е.С. Постельниковым и Т.Н. Херасковой [18, 51]. Судить о возрасте этих офиолитов можно лишь исходя из Ag-Ag изотопных данных по амфиболу и плагиоклазу, выделенных из габбро-диабазов этого же разреза. Установленный Ag-Ag возраст — 1050—900 млн лет [52] может отражать время аккреции этих офиолитов к Центрально-Ангарскому террейну или к Сибирскому кратону, но не возраст их формирования, для оценки которого необходимы U-Pb и(или) Sm-Nd изотопные исследования.

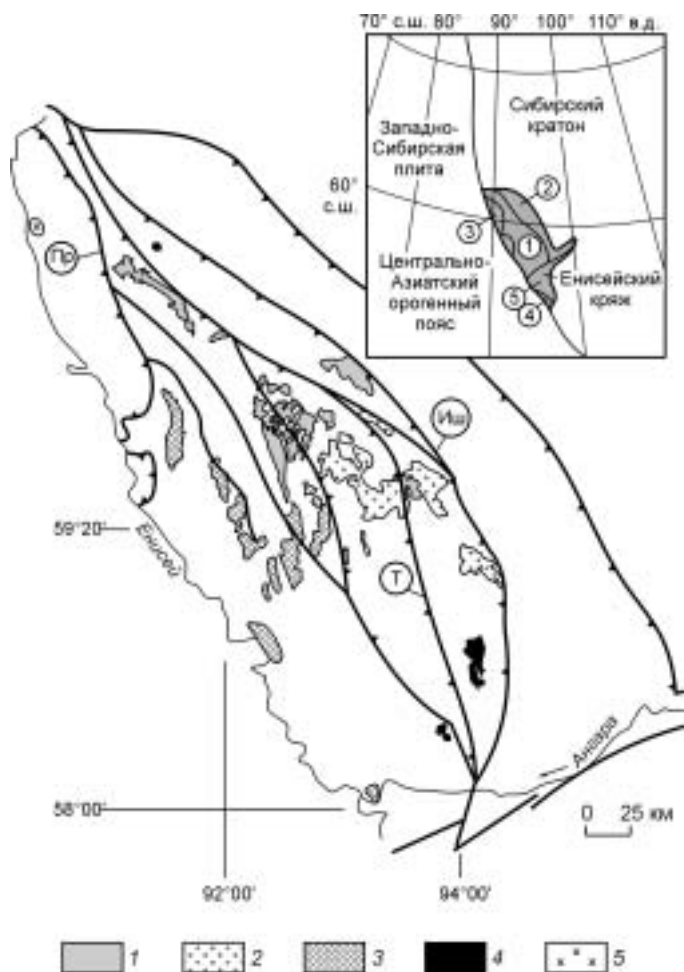
На всем протяжении рассматриваемого Центрально-Ангарского террейна метаморфические породы перечисленных стратиграфических подразделений прорываются неопротерозойскими гранитоидами тейского, аяхтинского, глушихинского и татарского комплексов, результаты исследования которых будут даны ниже. Эти метаморфические и магматические породы террейна несогласно перекрыты практически неметаморфизованными неопротерозойско-нижнекембрийскими терригенными и терригенно-карбонатными отложениями чингасанской, вороговской, чапской серий и их возрастных аналогов [10, 42, 53—55].

Восточно-Ангарский террейн представлен неопротерозойскими терригенно-карбонатными отложениями (песчаниками, алевролитами, аргиллитами, доломитами и известняками), уровень регионального метаморфизма которых не превышает серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Эти осадки деформированы в спокойные пликативные структуры, для которых характерны широкие коробчатые складки, часто с резко угловатыми в плане очертаниями. Присутствуют также коробчатые складки асимметричной формы с более крутыми западными крыльями и флексуры [6, 50]. Восточно-Ангарский террейн контрастно отличается от всех вышеописанных полным отсутствием неопротерозойского магматизма. Неопротерозойские осадочные толщи этого террейна несогласно перекрываются вендскими моласами, а также вендскими и кембрийскими известняками и доломитами [10, 38, 53, 54]. Его ограничивают Ишимбинский и Анкиновский надвиги, отделяя этот террейн соответственно от Центрально-Ангарского террейна и Сибирской платформы. Обе разрывные структурные зоны отчетливо фиксируются линейными магнитными аномалиями и гравитационными ступенями, выделяются по сейсмическим и электрораз-

дочным данным [5, 6]. При этом перепад мощности коры при переходе от Центрально-Ангарского террейна к Восточно-Ангарскому составляет 5 км, а на границе с Сибирской платформой — 2—3 км. Особенности строения этого террейна позволяют предположить, что он представляет собой часть пассивной континентальной окраины Сибирского кратона, сорванную и сдвинутую в сторону платформы в результате аккреционно-коллизийных процессов.

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Гранитоидные комплексы имеют важное, если не ведущее, значение для реконструкции формирования покровно-складчатых областей и установления возраста наиболее значимых событий [56—62 и др.]. Проявления гранитоидного магматизма на Енисейском кряже связаны с палеопротерозойскими, неопротерозойскими и раннепалеозойскими аккреционно-коллизийными событиями. Причем наиболее древние (таракские) и наиболее молодые (посольненские и нижнеканские) граниты установлены только в южной части Енисейского кряжа, в пределах Ангаро-Канского террейна. Наибольшие дискуссии продолжаются относительно природы и возраста гранитоидов Заангарской части Енисейского кряжа [25, 28, 42—46, 63—67 и др.] Так, на одной из последних геологических карт Енисейского кряжа на территории Заангарья выделяются восемь гранитоидных и сиенитовых комплексов, возраст которых варьирует от архея до венда [55]. Выполненные в последние годы прецизионные петролого-геохимические и геохронологические исследования гранитоидов Заангарья позволили авторам настоящей статьи провести их геохимическую типизацию и выделить пять неопротерозойских комплексов: тейский, аяхтинский, глушихинский, татарский и приенисейский (рис. 7). Определение содержаний главных элементов и фтора в породах выполнено рентгенофлуоресцентным и фотометрическим методами соответственно, а редкоземельных и других малых элементов — методом ICP-MS с относительной погрешностью 5—10 %. Возрастные оценки (таблица) были получены в результате изотопно-геохимических исследований на приборах Finnigan MAT-261 и Triton T1 (ИГГД РАН, С.-Петербург), SHRIMP-II (Перт, Австралия), Finnigan Noble gas 5400 (ОИГГМ СО РАН, Новосибирск).



В составе **тейского комплекса** мы выделяем гранитоиды Тейского, Каламинского и Ерудинского массивов, расположенные в северо-восточной части Центрально-Ангарского террейна (см. рис. 1, 5, 7). В строении этих массивов преобладают амфибол-биотитовые, биотитовые граниты, а также гранодиориты, диориты и плагиограниты, относящиеся к известково-щелочной и известковой магматическим сериям и имеющие преимущественно субалюминиевые-слабопералюминиевые характеристики [48, 49]. Содержание нормативного корунда в породах этих массивов изменяется от 1,1 до 4,5 %. С ростом содержаний кремнезема в них увеличиваются значения $(La/Lu)_N$, суммы РЗЭ и снижаются концентрации P_2O_5 . Геохимические особенности пород Тейского, Каламинского и Ерудинского массивов показывают, что они соответствуют промежуточным характеристикам *S*- и *I*- типов гранитов [56]. Концентрации Ta, Nb, Hf, Y, Yb, Ce, K_2O , Rb, Ba и Th в них сходны с уровнями содержаний этих элементов как в островодужных, так и

Рис. 7. Неопротерозойские гранитоидные комплексы Заангарья.

Коллизийные: 1 — тейский (880—865 млн лет), 2 — аяхтинский (760—750 млн лет), 3 — глушихинский (750—720 млн лет); анорогенный: 4 — татарский (630 млн лет); островодужный: 5 — приенисейский (700—630 млн лет). Цифры в кружках — террейны (см. рис. 1).

Возраст неопротерозойских гранитоидов Енисейского кряжа

Датированный объект	Метод	Возраст, млн лет	Интерпретация	Лит. источник
Центрально-Ангарский террейн, тейский комплекс				
<i>Ерудинский массив</i>				
Порода в целом	Sm-Nd _{TDM-2}	2000—2100	Модельный возраст источника	[48]
Циркон	U-Pb	878 ± 2	Возраст кристаллизации	»
<i>Каламинский массив</i>				
Циркон	U-Th-Pb (SHRIMP)	875 ± 7	Возраст кристаллизации	[49]
<i>Тейский массив</i>				
Циркон	U-Pb	866 ± 16	Возраст кристаллизации	[47]
»	U-Th-Pb (SHRIMP)	865 ± 11	То же	[49]
»	U-Th-Pb (SHRIMP)	868 ± 10	»	»
»	U-Th-Pb (SHRIMP)	864 ± 9	»	»
Центрально-Ангарский террейн, аяхтинский комплекс				
<i>Чиримбинский массив</i>				
Порода в целом	Sm-Nd _{TDM-2}	2000	Модельный возраст источника	[48]
Циркон	U-Pb	761 ± 8	Возраст кристаллизации	»
Биотит	Ar-Ar	721 ± 1,6	Возраст метаморфизма	»
<i>Аяхтинский массив</i>				
Порода в целом	Sm-Nd _{TDM-2}	2130	Модельный возраст источника	[20]
Циркон	U-Pb	750 ± 2	Возраст кристаллизации	»
Центрально-Ангарский террейн, глушихинский комплекс				
<i>Гаревский массив</i>				
Порода в целом	Sm-Nd _{TDM-2}	1600	Модельный возраст источника	[73]
Циркон	U-Pb	752 ± 3	Возраст кристаллизации	»
<i>Глушихинский массив</i>				
Порода в целом	Sm-Nd _{TDM-2}	1900	Модельный возраст источника	[69]
Циркон	U-Pb	731 ± 5	Возраст кристаллизации	»
<i>Стрелковский массив</i>				
Порода в целом	Sm-Nd _{TDM-2}	2200	Модельный возраст источника	»
Циркон	U-Pb	718 ± 9	Возраст кристаллизации	»
<i>Лендахский массив</i>				
Порода в целом	Sm-Nd _{TDM-2}	1890—1940	Модельный возраст источника	»
Монацит	U-Pb	749 ± 5	Возраст кристаллизации	»
Циркон	U-Th-Pb (SHRIMP)	744 ± 9	То же	—
Центрально-Ангарский террейн, татарский комплекс				
<i>Татарский массив</i>				
Порода в целом	Sm-Nd _{TDM-2}	1890	Модельный возраст источника	[76]
Циркон	U-Pb	629 ± 7	Возраст кристаллизации	»
Исаковский террейн, приенисейский комплекс				
<i>Порожнинский массив</i>				
Порода в целом	Sm-Nd _{TDM-2}	1270	Модельный возраст источника	[37]
Циркон	U-Pb	697 ± 4	Возраст кристаллизации	»
Предивинский террейн, приенисейский комплекс				
<i>Ягуновский массив</i>				
Порода в целом	Sm-Nd _{TDM-2}	1008	Модельный возраст источника	[20]
Циркон	U-Pb	628 ± 3	Возраст кристаллизации	»

в коллизионных гранитах [57], что позволяет предполагать их образование при коллизии островная дуга—континент. Формирование гранитоидов Тейского, Ерудинского и Каламинского массивов в результате одного и того же коллизионного события доказывается изотопно-геохимическими данными [47—49]. Их образование произошло в узком интервале времени — от 880 до 865 млн лет (таблица) из смешанного корового источника палеопротерозойского возраста ($1,77 \text{ млрд лет} < T_{\text{Nd}} (\text{DM-2st}) < 2,08 \text{ млрд лет}$; $-6,3 < \varepsilon_{\text{Nd}(865-880)} < -2,7$; $0,7070 < {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}_0 < 0,7104$).

В составе **аяхтинского комплекса** нами выделяются гранитоиды Аяхтинского и Чиримбинского массивов, которые ранее вместе с гранитами Татарского, Каламинского и других массивов, расположенных вдоль Ишимбинской сутуры, рассматривались в составе единого татарско-аяхтинского комплекса [25, 42, 43, 54, 64, 67]. Следует отметить, что уже в результате первых U-Th-Pb изотопных исследований, выполненных М.И. Волобуевым с соавторами в 60—70-х годах прошлого столетия, для гранитоидов татарско-аяхтинского комплекса были получены возрастные данные в широком интервале значений — от 930 до 620 млн лет назад [43, 68]. Позднее для татарско-аяхтинского комплекса в литературе обычно использовалась датировка, соответствующая 850 ± 50 млн лет [6, 10, 18, 25, 42, 54, 55], которая, безусловно, не могла отражать возраст всех выделяемых в этом комплексе массивов.

Породы Аяхтинского и Чиримбинского массивов представлены амфибол-биотитовыми гранитами нормальной щелочности, низкощелочными гранитами и субщелочными разностями с подчиненным количеством кварцевых сиенитов и лейкогранитов. Они имеют металюминиевый-пералюминиевый состав, невысокие содержания нормативного корунда, отвечающие геохимическим особенностям гранитов *A*- и смешанного *S-I*-типов [20, 48]. При этом граниты *A*-типа имеют повышенные концентрации большинства редких и редкоземельных элементов, таких как Rb, Ba, Th, Nb, Ce, Hf, Zr, Sm, Y и Yb, а на основании распределений в них Nb, Y и Zr, эти породы соответствуют характеристикам гибридных — мантийно-коровых гранитов.

Проведенные изотопно-геохимические исследования гранитоидов Аяхтинского и Чиримбинского массивов показали, что они были образованы в узком временном интервале — 760—750 млн лет назад (см. таблицу), т. е. только через 100—120 млн лет после формирования пород тейского комплекса [20, 48]. Они образовались при плавлении преимущественно коровых магматических источников ($-8,3 < \varepsilon_{\text{Nd}}(T) < -6,7$) палеопротерозойского возраста $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 2,13—2,05$ млрд лет.

Преимущественно в западной части Центрально-Ангарского террейна широкое распространение получили лейкогранитные массивы **глушихинского комплекса**, в который объединялись Глушихинский, Лендахский, Верхнекиликский, Гремыхинский и Стрелковский массивы [6, 25, 64]. Выполненные нами исследования позволили включить в этот комплекс и Гаревский массив, возраст которого ранее был определен раннепротерозойским [43]. Массивы глушихинского комплекса отличаются характерной вытянутой в субмеридиональном направлении формой. Они сложены преимущественно лейкогранитами, относящимися к щелочно-известковой и известково-щелочной сериям. В соответствии с увеличением

содержаний нормативного корунда (от 0,7 до 4,5 %) в лейкогранитах повышаются значения индекса A/CNK , мол. %: от металюминиевых-субалюминиевых-слабопералюминиевых величин в гаревских и стрелковских к высокопералюминиевым в лендахских и глушихинских породах — от 0,94 до 1,48 [20, 69]. Лейкограниты рассматриваемых массивов отличаются от пералюминиевых лейкогранитов *S*-типа, фор-

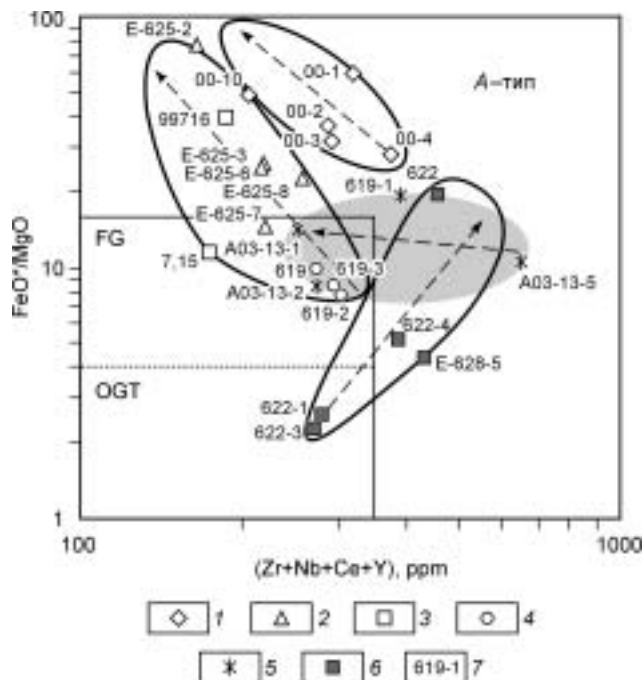


Рис. 8. Диаграмма $\text{FeO}^*/\text{MgO} — (\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$, по [59], для гранитов *A*-типа глушихинского и аяхтинского комплексов Енисейского края.

A-тип — поле гранитов *A*-типа, FG — поле фракционированных гранитов, OGT — поле нефракционированных гранитов *I*, *M* и *S*-типов. Лейкограниты глушихинского комплекса, массивы: 1 — Гаревский, 2 — Лендахский, 3 — Глушихинский, 4 — Стрелковский, 5 — шпировые образования в Стрелковском массиве; 6 — Чиримбинский массив аяхтинского комплекса; 7 — номера проб, по [48, 69]. Штриховые линии со стрелкой указывают направление предполагаемых трендов фракционной кристаллизации субщелочных расплавов для полей чиримбинских, гаревских и лендахских-глушихинских-стрелковских пород.

мирующихся в синколлизийных условиях [70], аномально высокими значениями отношений FeO^*/MgO (до 70), $FeO^*/(FeO^* + MgO)$ (до 1). Основные геохимические особенности этих пород, соответствующих гранитам А-типа [59—61] и плюмазитовому редкометалльному геохимическому типу [71], проявлены в обогащенности кремнеземом, калием, железом, фтором, значительном обеднении европием, барием и стронцием [69].

Становление указанных массивов, согласно U-Pb данным по цирконам, произошло в интервале 752—718 млн лет [20, 69, 72, 73]. В пределах Центрально-Ангарского террейна близкие U-Pb возрастные оценки, отвечающие интервалу 760—750 млн лет, получены для гранитоидов Чиримбинского и Аяхтинского массивов, выделенных в составе синколлизийного аяхтинского комплекса [20]. Поздняя дифференциация расплавов, геохимически однотипных с субщелочным магматическим источником, сформировавшим граниты А-типа Чиримбинского массива, могла привести к формированию высококальциевых, высококремнеземистых, более обогащенных F и большим количеством крупноионных элементов, обедненных Ba и Sr, частично Nb и Ta, интрузий глушихинского комплекса (рис. 8). Поэтому есть все основания рассматривать граниты глушихинского комплекса как поздние или постколлизийные, т. е. образованные вслед за синколлизийными аяхтинскими гранитами. Лендахский, Глушихинский и Стрелковский массивы, сформированные на заключительных этапах этого события, характеризуются присутствием крайних дифференциатов этих магм в значительной степени обогащенных калием (K_2O/Na_2O , мол.% >2). Чаще всего значительное обогащение таких плутонических и вулканических пород калием связывается с неистощенным мантийным источником [74]. Однако в анорогенном комплексе Юго-Западной Индии формирование щелочных сиенит-гранитных плутонов связывается с фракционной кристаллизацией коровых расплавов [75].

Гранитоиды Татарского массива, размещенные в юго-восточной части Центрально-Ангарского террейна, были выделены в татарский комплекс вместе с нефелиновыми сиенитами, щелочными ультраосновными, основными породами и карбонатитами [76]. Последние развиты в приконтактных зонах гранитоидного массива и представлены крутопадающими дайками, пласто- и линзообразными телами щелочных габброидов и карбонатитов линейного типа [77, 78], с которыми связано разрабатываемое в настоящее время Татарское ниобиевое месторождение (рис. 9). Массив сложен гранитами и лейкогранитами субщелочного и нормального рядов, а также сиенитами. Породы имеют металюминиевые-субалюминиевые составы, характеризуются невысокими содержаниями нормативного корунда (<2 %), а также появлением в сиенитах нормативного диопсида (<3 %). Сумма Na_2O и K_2O в сиенитах достигает 10 мас.% [76]. От гранитов к лейкогранитам устанавливается снижение содержания CaO (от 2,2 до 0,5 мас.%) и значений суммы редкоземельных элементов (от 177 до 36 г/т). Они характеризуются повышенными значениями $FeO^*/(FeO^* + MgO)$ и присутствием Eu и Ce аномалий. Геохимические характеристики пород Татарского массива отвечают гранитам А-типа, а по содержанию Ta, Y, Nb и Rb они соответствуют полям внутриплитных и коллизийных гранитов [57]. Согласно U-Pb изотопным исследованиям цирконов, татарские граниты были образованы ~630 млн лет назад [76]. Эти результаты, а также полученные оценки возраста по Аяхтинскому массиву, сформированному на 120 млн лет раньше Татарского, противоречат традиционному представлению геологов об объединении этих массивов в составе одного и того же татарско-аяхтинского гранитоидного комплекса. Сопоставление новых изотопно-геохимических данных с имеющимися литературными материалами показало, что гранитоиды Татарского массива близки по времени формирования как с карбонатитами [79, 80], так и с нефелиновыми сиенитами, ийолитами и уртитамы Среднетатарского массива [81]. Выполненные изотопно-гео-

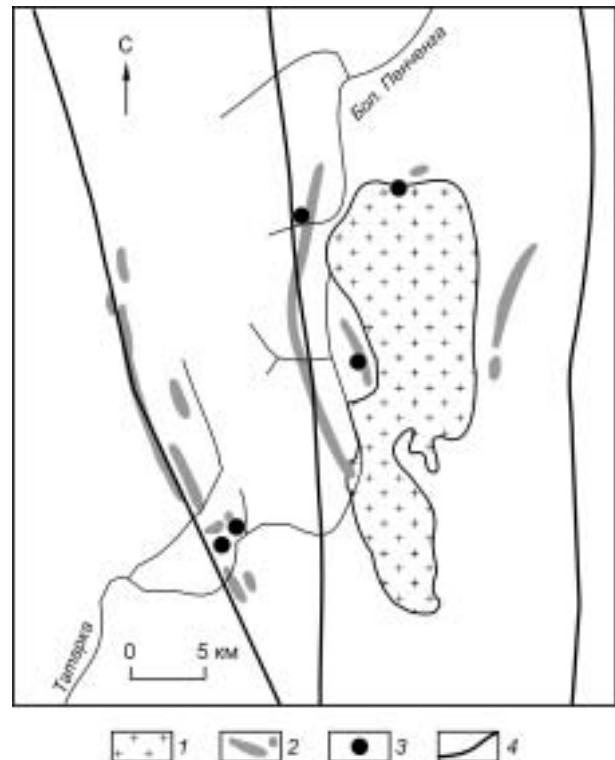


Рис. 9. Схема размещения месторождений и проявлений фосфатно-ниобиевого оруденения в районе Татарского массива, по [77, 78].

1 — граниты; 2 — зоны развития карбонатитов, щелочных метасоматитов, 3 — месторождения и рудопроявления фосфатно-ниобиевых руд; 4 — разломы.

хронологические исследования Rb-Sr, Sm-Nd и K-Ar методами позволили установить возрастной интервал формирования этих щелочных пород от 675 до 620 млн лет [79—81].

Татарские граниты формировались преимущественно из корового источника ($\epsilon_{Nd(630)} = -6,6$), модельный возраст которого составляет 1,9 млрд лет. В то же время концентрации Y, Zr и Nb указывают на присутствие в магматическом источнике этих пород обогащенной мантийной компоненты [76, 82]. Об участии мантийных растворов в процессах приразломного щелочного метасоматоза при формировании карбонатитов, размещенных в контактовой зоне Татарского массива, свидетельствует низкое значение первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr_{(0)}$ для флогопита и изотопные данные ^{18}O и ^{13}C для кальцита и доломита [79, 83].

Приенисейский комплекс гранитоидов объединяет относительно небольшие тела плагиогранитового состава, свойственные островным дугам, которые представлены в пределах Предивинского и Исаковского террейнов. Здесь плагиограниты ассоциируют с островодужными габброидами и вулканами дифференцированных серий. Кислые интрузивные породы Предивинского террейна представлены гранодиоритами и плагиогранитами Ягуновского массива, содержащими SiO_2 от 67,78 до 76,04 мас.%. Они отличаются высокими значениями Na_2O/K_2O (1,8—3,4), в которых содержание суммы щелочей варьирует от 6,1 до 7,0 мас.%. Эти породы имеют металюминиевые характеристики и относятся как к известковой, так и к известково-щелочной магматическим сериям [20, 82]. С ростом концентраций SiO_2 в породах массива наблюдается снижение концентраций TPЗЭ и суммы PЗЭ. Для них устанавливаются как слабо-, так и среднефракционированные спектры PЗЭ — от плоских, близких к хондритовым и характерных для базальтов СОХ, до наклонных, типичных для островодужных образований, и отрицательные Eu аномалии: $(La/Yb)_{CN} = 1,9—21,5$, $(La/Sm)_{CN} = 0,7—5,3$, $(Gd/Yb)_{CN} = 1,5—2,7$, $Eu^* = -2,7… -11,2$. По сравнению с интрузивными кислыми и средними металюминиевыми предивинскими породами, низкощелочные гранит-порфиры и плагиогранит-порфиры Порожнинского массива имеют менее высокие значения Na_2O/K_2O (0,8—1,9) и более высокие величины индекса A/CNK (1,1—1,6 мол.%) [20, 37]. По сравнению с ягуновскими в порожнинских породах также наблюдаются более высокие концентрации K_2O , Rb, Th, Ce, Ta, Nb, низкие содержания Yb, P_2O_5 (0,03—0,06 мас.%) и плоские спектры TPЗЭ ($Gd_{CN}/Yb_{CN} = 1,1—1,7$) [82]. По геохимическим особенностям рассматриваемые гранитоиды южной и северной частей Приенисейского пояса отвечают характеристикам гранитов I-типа, а их образование происходило в островодужных обстановках.

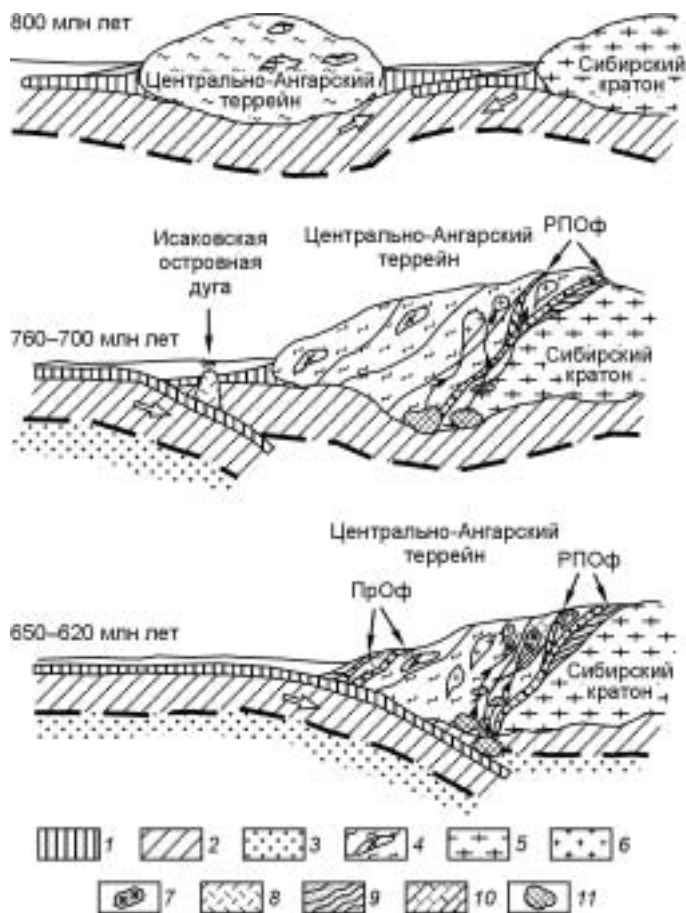
На основании U-Pb данных по цирконам из плагиогранитов Ягуновского массива его становление отвечает возрасту 628 ± 3 млн лет [20]. Сопоставление новых геохронологических данных с полученными ранее для риолитов Предивинского и плагиогранитов Исаковского террейнов Приенисейского пояса [17, 37] свидетельствуют о том, что формирование островных дуг вдоль западного обрамления Сибирского кратона происходило в интервале 700—630 млн лет (раньше в северной исаковской части пояса и чуть позже на юге — в Предивинской зоне). Эти данные хорошо согласуются с возрастом метаморфизма обдуцируемых офиолитов и островных дуг (685—600 млн лет) [13—15], а также с вендским возрастом перекрывающих молассовых комплексов [38, 39]. Правомерность объединения гранитоидных пород, а также ассоциирующих с ними габброидов и вулканических пород дифференцированных серий в единый приенисейский островодужный магматический комплекс подтверждается не только тесной пространственной их ассоциацией и геохронологическими возрастными данными, а также изотопно-геохимическими характеристиками этих пород, для которых отчетливо устанавливается мантийная природа: в риолитах и плагиогранитах Предивинского террейна — $\epsilon_{Nd(640-630)} = 4,0—4,1$, в плагиогранит-порфирах Исаковского террейна — $\epsilon_{Nd(700)} = 1,6$ и $^{87}Sr/^{86}Sr_0 = 0,70251—0,70376$. Полученные Sm-Nd модельные оценки возраста магматических источников для плагиогранитов и риолитов Приенисейского пояса соответствуют интервалу от 1272 до 1008 млн лет [17, 20, 37].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Представленные выше новые результаты геологических и геохимических, включая изотопные, исследований позволили нам существенно пересмотреть традиционные взгляды на тектоническую структуру и эволюцию этого региона. Как было показано выше, палеопротерозойские породы ограничены южной частью Енисейского кряжа и представлены только в Ангаро-Канском террейне. Первая модель для Южно-Енисейского кряжа, основанная на тектонике литосферных плит, в которой рассматривается субдукция Протокузеевского комплекса под пассивную окраину, сложенную протоатамановской толщей, была рассмотрена Н.В. Поповым [19]. В его модели аккреционно-коллизийные события на окраине континента привели к высокоградиентному метаморфизму от гранулитовой фации повышенных давлений до амфиболитовой и к формированию гранитоидов Таракского массива, возраст которых, как было сказано выше, составляет 1840 млн лет [30]. Вероятно, после этих событий западная окраина Сибири

Рис. 10. Схематическая модель формирования аккреционно-коллизонных комплексов Енисейского края в неопротерозое.

1 — океанская кора; 2 — литосферная мантия; 3 — астеносфера; 4 — существенно метаморфические комплексы Центрально-Ангарского террейна, включая гранитоиды тейского комплекса (880—860 млн лет); 5 — гранитно-метаморфические комплексы Сибирского кратона; 6 — гранитоиды аяхтинского и глушихинского комплексов; 7 — субщелочные граниты и щелочные сиениты татарского комплекса; 8 — породы островодужного комплекса; 9, 10 — отложения пассивных окраин; 11 — расплавы в нижней коре, литосферной мантии и астеносфере. ПрОф — офиолиты Приенсейского пояса; РПОф — офиолиты Рыбинско-Панимбинского пояса.



продолжала быть активной. Об этом свидетельствуют толеитовые metabазальты и известково-щелочные островодужные метавулканы енисейской серии [35], а также аллотонные гиперстеновые граниты (кузеевиты) с возрастом 1734 ± 4 млн лет [31]. С этого времени до неопротерозоя в рассматриваемом регионе каких-либо магматических событий не установлено, что может свидетельствовать о развитии здесь пассивной континентальной окраины в течение почти 1 млрд лет. Этот вывод не позволяет рассматривать Енисейский край в качестве объекта гренвиллских коллизонных событий.

После столь значительного перерыва следующее магматическое событие в структурах Енисейского края зафиксировано лишь по датам 880—860 млн лет в гранитах тейского комплекса. По установленному геологическому положению, соотношению с метаморфическими комплексами и геохимическому составу тейских гранитов *S-I*-типов мы полагаем, что они образовались в результате коллизонного события [20, 48, 49]. Но, к сожалению, в настоящее время мы не можем уверенно сказать, в пределах какого континента или микроконтинента были сформированы граниты этого комплекса. Наиболее вероятно, что они образовались за пределами Сибирского кратона и входили в состав Центрально-Ангарского террейна еще до его столкновения с Сибирью (рис. 10). Этот сценарий представляется нам наиболее предпочтительным, так как получены весомые данные, показывающие, что в результате коллизии Центрально-Ангарского террейна с Сибирским кратоном образовались гранитоиды аяхтинского и глушихинского комплексов с возрастом 760—720 млн лет [20, 48, 69, 72]. Однако остается нерешенной проблема рыбинско-панамбинских офиолитов, пластины и чешуи которых представлены между Татарским и Ишимбинским надвигами в восточной части Центрально-Ангарского террейна. Единичные Ag-Ag изотопно-геохимические данные (1050—900 млн лет [52]) не позволяют прийти к однозначной оценке их возраста. Исходя из их положения в структуре Центрально-Ангарского террейна, можно предположить, что чешуи палеоокеанской коры были обдуцированы и вошли в состав этого террейна значительно раньше его коллизии с Сибирским кратоном.

Следующий тектономагматический этап в регионе связан с формированием и аккрецией островных дуг вдоль западной окраины Сибирского кратона в позднем неопротерозое — 700—630 млн лет назад [13—17, 20, 37]. Интересно, что в то же самое время (675—630 млн лет) на Енисейском крае был сформирован татарский комплекс, включающий граниты *A*-типа, нефелиновые сиениты, щелочные основные породы и карбонатиты, имеющие мантийную и коромантийную природу. Формирование подобных магматических комплексов, как правило, объясняется анорогенными условиями в связи с плюмами и(или) континентальным рифтогенезом [84—90]. Однако мы хотели обратить внимание на особенности локализации проявлений субщелочного и щелочного магматизма предвендского возраста на Енисейском крае. Они развиты вдоль Татарско-Ишимбинской зоны разломов как к северу, так и к югу от Татарского гранитоидного массива. В северной части Енисейского края такие породы представлены щелочными сиенит-порфирами захребетнинского комплекса, ассоциирующими с щелочными и субщелочными вул-

канитами, туфами и основными породами [91, 92], а в Южно-Енисейском кряже, на продолжении Татарской зоны разломов, имеется небольшой Чистопольский массив субщелочных лейкогранитов (*A*-тип), возраст которого 683 ± 6 млн лет (SHRIMP данные авторов). Таким образом, все эти щелочные и субщелочные комплексы были образованы вдоль активной континентальной окраины одновременно с формированием Приенисейской островной дуги и ее аккрецией к Сибирскому кратону (700—630 млн лет назад) в результате субдукции. Именно субдукция океанской плиты и достижение ею астеносферы могли привести к формированию нового щелочного магматического источника (см. рис. 10). Подобные примеры проявлений щелочного магматизма, включая гранитоиды *A*-типа, показаны многими исследователями [60—62, 93—95]. Такие модели развития субдукционных (постколлизийных или постааккреционных) процессов, вовлекающих астеносферную мантию в качестве одного из магматических источников, рассматриваются указанными авторами для коллизий континент—континент, микроконтинент—континент или островная дуга—континент. При этом подчеркивается, что массивы субщелочных и щелочных пород локализируются вдоль сутурных зон континентальных окраин и могут иметь, как в Аляскинских Кордильерах, небольшие размеры [94].

Авторы благодарны Н.Л. Добрецову за постоянную поддержку исследований, проводимых на Енисейском кряже, за глубокое понимание проблематики этого региона и постоянное обсуждение полученных результатов, а также В.С. Антипину, В.И. Буданову и А.Д. Ножкину за ценные замечания, высказанные при подготовке рукописи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 03-05-65090, 04-05-64317), научной школы НШ-1247.2003.5 и Президиума СО РАН (интеграционный проект 6.7.1).

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П. Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии // Рифейско-палеозойские офиолиты Северной Евразии / Ред. Н.Л. Добрецов. Новосибирск, 1985, с. 34—58.
2. Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean // *Inter. Geol. Rev.*, 1995, v. 37, p. 335—360.
3. Добрецов Н.Л., Верниковский В.А. Докембрийские офиолиты Северной Азии и их индикаторная роль в эволюции палеоокеанов // Докембрий Северной Евразии. СПб., Изд-во ИГГД РАН, 1997, с. 30—31.
4. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A. Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implications to the break-up of Rodinia // *Gondwana Res.*, 2003, v. 6(2), p. 143—159.
5. Крылов С.В., Крылова А.Л., Мишенькин Б.П. и др. Глубинные сейсмические исследования в области сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1967, № 2, с. 3—15.
6. Геология и металлогения Енисейского рудного пояса / Под ред. Г.Н. Бровкова, Л.В. Ли, М.Л. Шермана. Красноярск, СНИИГГиМС, 1985, 291 с.
7. Сурков В.С., Коробейников В.П., Крылов С.В. и др. Геодинамические и седиментационные условия формирования рифейских нефтегазоносных комплексов на западной окраине Сибирского палеоконтинента // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 8, с. 154—165.
8. Беляев С.Ю., Башарин А.К. Современная структура, история формирования и нефтегазоносность зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 4, с. 736—745.
9. Старосельцев В.С., Мигурский А.В., Старосельцев К.В. Енисейский кряж и его сочленение с Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 1—2, с. 76—85.
10. Постельников Е.С. Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии // Тр. ГИН АН СССР, Вып. 341. М., 1980, 71 с.
11. Кузьмичев А.Б. Тектоника Исаковского синклиория Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., Ин-т литосферы окраинных морей РАН, 1987, 19 с.
12. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР, Т. 2. М., Недра, 1990, 334 с.
13. Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Nozhkin A.D., Ponomarchuk V.A. Geochemistry and age of Isakov belt ophiolites (Yenisey Ridge) // Report No. 4 of the IGCP Project 283: Abstracts. Novosibirsk, 1993, p. 138—140.
14. Волобуев М.И. Рифейский офиолитовый комплекс Енисейского кряжа // Геотектоника, 1993, № 6, с. 82—87.

15. **Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А.** Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж) // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 7—8, с. 169—180.
16. **Khain V.E., Gusev G.S., Khain E.V. et al.** Circum-Siberian Neoproterozoic Ophiolite Belt // *Ophioliti*, 1997, v. 22(2), p. 195—200.
17. **Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б. и др.** Новые U-Pb данные возраста формирования палеоостроводужного комплекса Предивинского террейна Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 2, с. 255—259.
18. **Хераскова Т.Н.** Новые данные о строении Енисейского кряжа // Геотектоника, 1999, № 1, с. 15—27.
19. **Попов Н.В.** Тектоническая модель раннедокембрийской эволюции Южно-Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 7, с. 1028—1041.
20. **Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B. et al.** Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian Craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics*, 2003, v. 375, № 1—4, p. 147—168.
21. **Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Белоносков И.В.** Палеомагнетизм вулканогенных комплексов Предивинского террейна Енисейского кряжа и геодинамические следствия // Докл. РАН, 2004, т. 399, № 1, с. 90—94.
22. **Кузнецов Ю.А.** Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа // *Материалы по геологии Западной Сибири*, Вып. 15 (57). Томск, Зап.-Сиб. геол. упр-е, 1941, 250 с.
23. **Кириченко Г.И.** Тектоника Енисейского кряжа // *Тектоника Сибири*, Т. 2. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 65—82.
24. **Ковригина Е.К.** Опыт формационного анализа метаморфических толщ на примере ангаро-канской части Енисейского кряжа // *Материалы годичной и юбилейной сессий Ученого совета ВСЕГЕИ*. Л., ВСЕГЕИ, 1971, с. 116—127.
25. **Даценко В.М.** Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1984, 120 с.
26. **Докембрийские** кристаллические комплексы Енисейского кряжа: Путеводитель Енисейской экскурсии VII всесоюзного петрографического совещания / Т.В. Геря, В.М. Даценко, К.А. Заблоцкий и др. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1986, 117 с.
27. **Заблоцкий К.А., Сопрончук В.Р.** Реконструкция первичного состава раннедокембрийских метаморфических пород юга Енисейского кряжа // *Проблемы геологии и металлогении Красноярского края*. Новосибирск, Наука, 1989, с. 100—108.
28. **Ножкин А.Д.** Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и особенности их металлогении // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 11, с. 1524—1544.
29. **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—41.
30. **Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А.** Изотопно-геохронологические (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) исследования субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 9, с. 881—891.
31. **Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К., Плоткина Ю.В.** U-Pb возраст гиперстеновых гранитов (кузеевитов) Ангаро-Канского выступа // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 5, с. 864—867.
32. **Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Даценко В.М. и др.** О проявлении раннепалеозойского магматизма в Южно-Енисейском кряже // Докл. РАН, 2004, т. 397, № 3, с. 374—379.
33. **Ножкин А.Д.** Геохимические особенности раннедокембрийских троговых комплексов Енисейского кряжа // Геология и радиогеохимия Средней Сибири. Новосибирск, Наука, 1985, с. 118—140.
34. **Заблоцкий К.А., Ножкин А.Д., Сопрончук В.Р.** Раннедокембрийские стратифицированные образования юксеевского комплекса // *Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири* / Ред. А.А. Шафеев. М., Наука, 1986, с. 5—14.
35. **Ножкин А.Д.** Петрогеохимическая типизация докембрийских комплексов юга Сибири: Дис. в виде научн. докл. на соиск. ученой степени д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1997, 98 с.
36. **Миронов А.Г., Ножкин А.Д.** Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах. Новосибирск, Наука, 1978, 254 с.
37. **Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И. и др.** Порожинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса — индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // Докл. РАН, 2001, т. 381, № 6, с. 806—810.
38. **Семихатов М.А.** Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа // *Тр. ГИН АН СССР*, Вып. 62. М., 1962, 254 с.

39. **Советов Ю.К., Благовидов В.В., Лучинина В.А., Ромашко А.И.** Вендские отложения на западе Енисейского Кряжа // Докл. РАН, 2000, т. 372, № 2, с. 222—224.
40. **Бовин Ю.П.** Тектонометаморфические этапы и типы метаморфизма заангарской части Енисейского кряжа // Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд Красноярского края / Под ред. Г.Н. Бровкова, В.М. Даценко. Новосибирск, Наука, 1982, с. 50—61.
41. **Козлов П.С., Лепезин Г.Г.** Петрология, петрохимия и метаморфизм пород Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 5, с. 3—22.
42. **Региональные схемы** корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области: Мат. VI Западно-Сибирского петрографического совещ., ноябрь, 1998 г. / Ред. В.Л. Хомичев. Новосибирск, Изд-во СНИИГГиМС, 1999, 261 с.
43. **Волобуев М.И., Ступникова Н.И., Зыков С.И.** Енисейский кряж // Геохронология СССР, Т. 1 / Ред. Ю.И. Половинкина. Л., Недра, 1973, с. 189—202.
44. **Геологическая карта СССР**, м-б 1:1 000 000. Объяснительная записка. Лист Р-46,47 / Ред. Е.К. Ковригина. Л., Ленингр. картогр. фабрика, 1981, 198 с.
45. **Качевский Л.К., Качевская Г.И., Стороженко А.А. и др.** К вопросу о выделении архейских метаморфических комплексов в заангарской части Енисейского кряжа // Отечественная геология, 1994, № 11—12, с. 45—49.
46. **Динер А.Э.** Новый мигматит-плагиогранитный комплекс заангарской части Енисейского кряжа // Минералы и руды Красноярского края / Ред. А.Е. Мирошников. Красноярск, Красн. отд. ВМО, 1999, с. 81—83.
47. **Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибилова Е.В. и др.** Протерозойские гранитоидные купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 9, с. 1305—1313.
48. **Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б. и др.** Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа — индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // Геология и геофизика, 2002, т. 43, № 3, с. 259—272.
49. **Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Вингейт М.Т.Д. и др.** Древнейшие гранитоиды Заангарья Енисейского кряжа: U-Th-Pb данные по цирконам // Докл. РАН, 2004, т. 397, № 2, с. 225—230.
50. **Вотах О.А.** Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М., Наука, 1968, 138 с.
51. **Постельников Е.С., Хераскова Т.Н.** Офиолиты на восточном склоне Енисейского кряжа // Докембрий Северной Евразии. СПб., ИГГД РАН, 1997, с. 87.
52. **Vernikovskiy V., Vernikovskaya A., Chernykh A.** Neoproterozoic orogenic belts of the western margin of Siberian craton: petrology and tectonic evolution. CD-ROM Abstract Volume, 31st IGC, August, 2000, Rio de Janeiro, Brazil.
53. **Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П.** Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М., Наука, 1972, 355 с.
54. **Корнев Т.Я., Даценко В.М., Бозин А.В.** Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. М., Недра, 1974, 132 с.
55. **Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М.** Геологическая карта Енисейского кряжа, м-б 1:500 000 / Ред. А.К. Мкртычян, М.Л. Шерман. Красноярск, Красноярскгеологосъемка, 1998.
56. **Chappell B.W., White A.J.R.** Two contrasting granite types // Pacif. Geol., 1974, № 8, p. 173—174.
57. **Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol., 1984, № 25, p. 956—983.
58. **Кузьмин М.И.** Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск, Наука, 1985, 199 с.
59. **Whalen J.W., Currie K.L., Chappell B.W.** A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contr. Miner. Petrol., 1987, № 95, p. 407—419.
60. **Eby G.N.** Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology, 1992, v. 20, p. 641—644.
61. **Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Bussy F., Ferrag S.** Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic setting // Lithos, 1998, v. 45, p. 45—70.
62. **Barbarin B.** A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // Lithos, 1999, v. 46, p. 605—626.
63. **Дембо Т.М.** Гурахтинские и каламинские граниты Северо-Енисейской тайги // Советская геология, 1948, № 32, с. 14—25.
64. **Петров С.Г., Решетова С.А.** Геология и петрография Татарско-Аяхтинского и Глушихинского интрузивных комплексов Енисейского кряжа // Тр. Всесоюз. научно-исслед. геол. ин-та, Т. 112. Л., 1967, с. 108—139.

65. **Комов И.Л.** О выделении Тейского магматического комплекса в Енисейском кряже // Геология и геофизика, 1969, № 11, с. 144—146.
66. **Кренделев Ф.П.** Кларки радиоактивных элементов в породах докембрия Енисейского кряжа. М., Наука, 1971, 376 с.
67. **Даценко В.М., Александровский Ю.С., Косоруков А.П. и др.** Главнейшие эпохи и геодинамические обстановки гранитоидного магматизма и эндогенного рудообразования в структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы // Отечественная геология, 1994, № 10, с. 27—39.
68. **Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И.** Геохронология докембрийских формаций Саяно-Енисейского региона Сибири // Актуальные вопросы современной геохронологии. М., Наука, 1976, с. 96—123.
69. **Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б. и др.** Неопротерозойские постколлизийные гранитоиды глушихинского комплекса Енисейского кряжа // Петрология, 2003, т. 11, № 1, с. 54—68.
70. **Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al.** A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol., 2001, v. 42, № 11, p. 2033—2048.
71. **Таусон Л.В.** Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977, 280 с.
72. **Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б. и др.** Постколлизийный гранитоидный магматизм Заангарья Енисейского кряжа: событие в интервале 750—720 млн лет // Докл. РАН, 2002, т. 384, № 2, с. 221—226.
73. **Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б. и др.** Неопротерозойские А-граниты Гаревского массива (Енисейский кряж): возраст, источники и обстановка формирования // Петрология, 2006, т. 14, № 1, с. 1—13.
74. **Foley S.F., Venturelli G., Green D.H., Toscani L.** The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models // Earth Sci. Rev., 1987, v. 24, p. 81—134.
75. **Rajesh H.M.** Characterization and origin of an ultrapotassic aluminous A-type granitoid from southwestern India // Journal of Conference Abstracts: V. 5(2). September 3rd—8th. 2000. Oxford, UK, Goldschmidt, 2000, p. 827.
76. **Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б. и др.** Неопротерозойское анорогенное магматическое событие на Енисейском кряже: новые геохимические и изотопно-геохронологические данные // Докл. РАН, 2005, т. 403, № 5, с. 656—660.
77. **Забродин В.Ю., Малышев А.А.** Новый комплекс щелочных — основных пород и карбонатитов в Енисейском кряже // Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 5, с. 1223—1226.
78. **Лапин А.В., Плошко В.В., Малышев А.А.** Карбонатиты зоны Татарского глубинного разлома на Енисейском кряже // Геология рудных месторождений, 1987, № 1, с. 30—45.
79. **Собаченко В.Н., Плюснин Г.С., Сандиминова Г.П., Пахольченко Ю.А.** Рубидий-стронциевый возраст приразломных щелочных метасоматитов и гранитов татарско-пенченгинской зоны (Енисейский кряж) // Докл. АН СССР, 1986, т. 287, № 5, с. 1220—1224.
80. **Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З., Аношин Г.Н.** Вещественный состав и возраст пенченгинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский кряж // Петрология, 2003, т. 11, № 2, с. 145—163.
81. **Свешникова Е.В., Семенов Е.И., Хомяков А.П.** Заангарский щелочной массив, его породы и минералы. М., Наука, 1976, 80 с.
82. **Верниковская А.Е.** Геохимия и геохронология неопротерозойских гранитоидов Енисейского кряжа и Таймыра: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2005, 40 с.
83. **Marikiyo T., Miyazaki T., Kagami H. et al.** Sr, Nd, C, O isotope characteristics of Siberian carbonatites / Ed. N.V. Vladykin. Alkaline magmatism and problems of mantle sources // Proc. Intern. Workshop., Irkutsk, 2001, p. 69—84.
84. **Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.** Внутриплитовый магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника, 1983, № 1, с. 28—45.
85. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.
86. **Верниковский В.А., Пиис В.Л., Верниковская А.Е. и др.** Раннетриасовые А-граниты Таймыра — результат Северо-Азиатского суперплюма // Докл. РАН, 2001, т. 380, № 1, с. 87—93.
87. **Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Иванов В.Г.** Источники магм щелочных гранитов и связанных с ними пород внутриплитых магматических ассоциаций Центральной Азии // Докл. РАН, 2001, т. 377, № 5, с. 673—676.

88. **Dobretsov N.L., Vernikovsky V.A.** Mantle plumes and their geological manifestations // Intern. Geol. Rev., 2001, v. 43, p. 771—788.
89. **Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А.** Рифтогенный и внутриплитный магматизм, соотношение с горячими и холодными полями мантии // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12, с. 1270—1279.
90. **Добрецов Н.Л.** Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Там же, с. 1243—1251.
91. **Ножкин А.Д.** Сиенит-щелочно-сиенитовая ассоциация северной части Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1972, № 11, с. 51—57.
92. **Динер А.Э.** Геология позднедокембрийских щелочнобазит-ультрабазитовых магматических ассоциаций севера Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Томск, ТГУ, 2001, 23 с.
93. **Liegeois J.P., Bertrand J.M., Black R.** The subduction- and collision-related Pan-African composite batholith of the Adrar des Iforas (Mali) // Rev. Geol. J., 1987, v. 22, p. 185—211.
94. **Sylvester P.J.** Post-collisional alkaline granites // J. Geol., 1989, v. 97, p. 261—280.
95. **Bonin B.** From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis // Geol. J., 1990, v. 25, p. 261—270.

*Поступила в редакцию
13 июля 2005 г.*