

УДК 550.93:551.71

ГЕОХРОНОЛОГИЯ СИЛЛИМАНИТ-КОРДИЕРИТОВЫХ ГНЕЙСОВ АТАМАНОВСКОЙ СЕРИИ ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (РОССИЯ)

© 2017 г. А. М. Сазонов***, К. А. Заблоцкий***, У. Линнеманн****, Е. А. Звягина***,
Н. А. Некрасова***, Е. А. Наумов*****, С. А. Сильянов***

*Сибирский федеральный университет
660041, г. Красноярск, просп. Свободный, 79
E-mail: sazonov_at@mail.ru

**Научно-исследовательский Томский госуниверситет,
634050, г. Томск, просп. Ленина, 36
***"Красноярскгеология"

660000, г. Красноярск, просп. Мира, 62
****Музей минералогии и геологии
Германия, D-01109, г. Дрезден, Кенигсбрюкер-штрассе, 159
*****Институт геологии и минералогии СО РАН
630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3

Поступила в редакцию 13.05.2016 г.

Принята к печати 04.07.2016 г.

В статье приводится обоснование палеоархейского возраста (3221 ± 15 млн лет) гранулитового плутонометаморфизма, сформировавшего канский метаморфический комплекс архейской коры Ангаро-Канского блока Сибирского кратона. Датировка возраста произведена по циркону, рассчитанная по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Циркон выделен из кордиерит-силлиманитового гнейса атамановской серии. В гнейсе присутствуют цирконы мезоархейского, раннепалеопротерозойского и раннепротерозойского возрастов, характеризующие последовательные тектоно-магматические события, отразившиеся в палеометаморфите.

Ключевые слова: Сибирский кратон, Ангаро-Канский блок, атамановская серия, гнейс, циркон, палеоархей.

ВВЕДЕНИЕ

Атамановская метасерия в разрезе архея Ангаро-Канского блока Сибирской платформы считается вышележащей по отношению к кузеевской, состоящей из канский метаморфический комплекс (Легенда..., 2002). Обе толщи представляют собой слоистые образования чередующихся гнейсов разного минерального состава (гранатовые, гипертеновые, кордиеритовые и т. д.) и зернистости. По зернистости породы делятся на гнейсы и гранулиты. Более крупнозернистые породы обычно называют гнейсами. Первичная слоистость осложнена разновозрастными проявлениями сланцеватости, метаморфической дифференциации, милонитизации, мигматизации.

Наряду с уничтожением текстурных элементов седиментогенного наложения полосчатыми проявлениями метаморфогенного преобразования породы смяты в птитматитовые складки, нарушены разрывами нескольких порядков. Это является причиной неоднозначного восприятия стратиграфического взаимоотношения кузеевской и атамановской метасерий (Легенда..., 2002). Со времени их первого подробного геологического описания (Кузнецов,

1941) накопился изотопно-геохронологический материал (Бибикова и др., 1993; Волобуев и др., 1980; Ковригина, 1971; Лиханов и др., 2010, 2014; Ножкин и др., 2009, 2010; Попов и др., 2010; Туркина, 2010; Туркина и др., 2012) составлены геологические карты масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000 на территорию региона, но стратиграфия, возраст толщ и их главные рубежи преобразования остаются дискуссионными (Лиханов и др., 2010, 2014; Ножкин и др., 2009, 2010; Попов и др., 2010; Сазонов и др. 2010; Туркина, 2010; Туркина и др., 2012) и требуют дальнейших исследований.

Нами проведены изучение петрографического состава, изотопное датирование архейской толщи в пределах участка Енисейского, расположенного на юго-западе Ангаро-Канского блока Сибирской платформы. Толща архейских пород участка отнесена К.А. Заблоцким к атамановской метасерии (рис. 1).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ УЧАСТКА

Участок расположен на северо-восточном крыле куполообразной гнейсовой структуры, шарнир которой погружается под углами $5\text{--}20^\circ$ на северо-

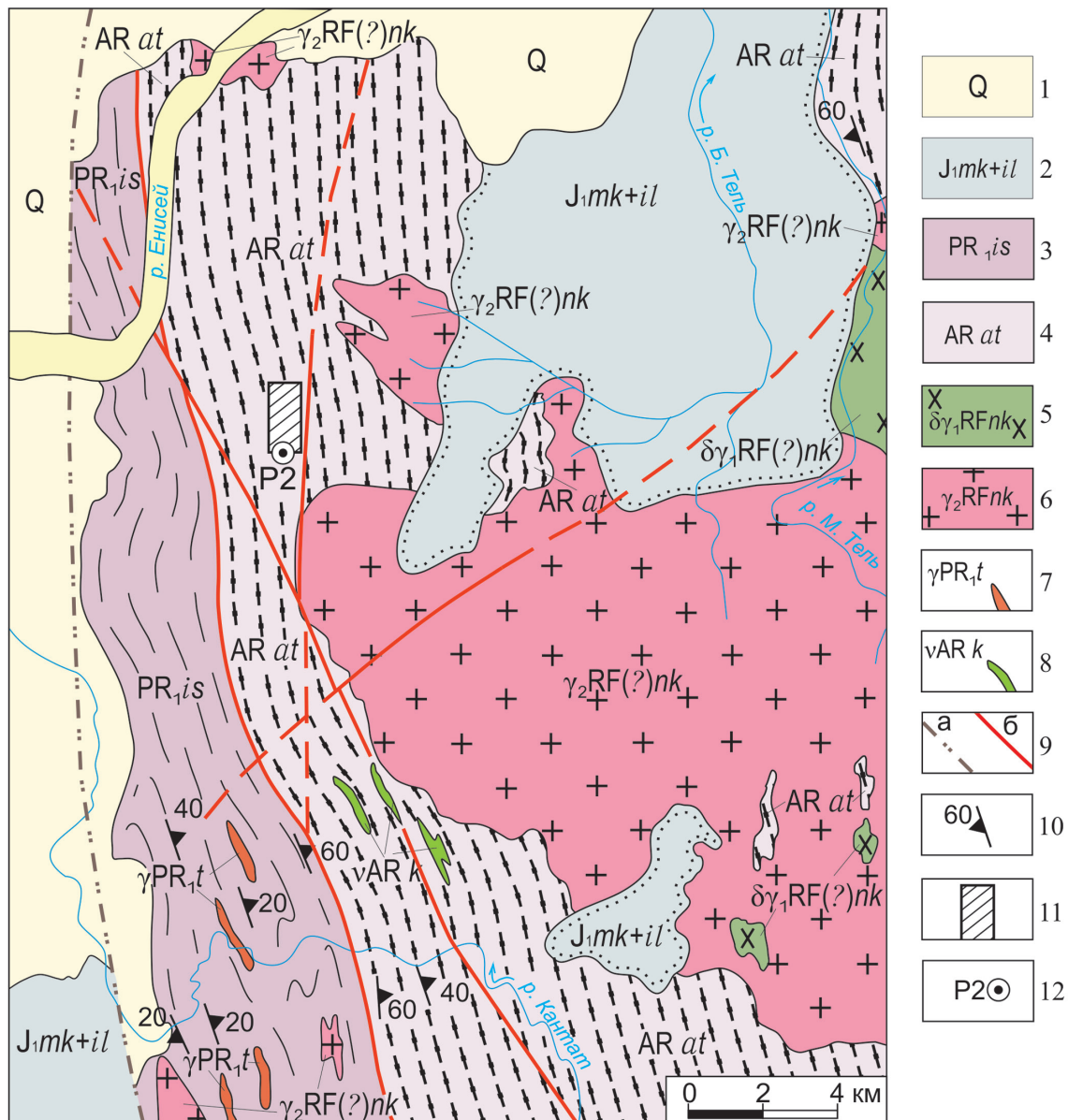


Рис. 1. Схематическая геологическая карта масштаба 1 : 200 000 (составил К.А. Заблоцкий).

1 – четвертичные песчано-галечниковые отложения террас р. Енисей (Q); 2 – песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями бурых углей макаровской и иланской свит нижней юры (J_1mk+il); 3 – нижнепротерозойские гнейсы, кристаллосланцы и амфиболиты исаевской серии енисейского метаконгломерата (PR_{1is}); 4 – архейские гранат-биотитовые и биотит-кордиеритовые плагиогнейсы и кристаллосланцы атамановской метасерии канского метаконгломерата (ARat); 5 – диориты и роговообманковые гранодиориты I фазы ($\delta\gamma_1RF(?)nk$); 6 – порфиробластические биотитовые плагиограниты и пегматиты II (главной) интрузивной фазы ($\gamma_2RF(?)nk$); 7 – гнейсограниты и граниты таракского комплекса нижнего протерозоя (γPR_1t); 8 – габбро и габбро-нориты кимбирского комплекса архея ($vARk$); 9 – разрывные нарушения главные (a) и второстепенные (b); 10 – элементы залегания гнейсовидной полосчатости; 11 – контур участка “Енисейский”; 12 – местоположение поисковой скважины P2.

Fig. 1. Schematic geological map, scale 1 : 200 000 (prepared by K.A. Zablotsky).

1 – Quaternary sand-pebble terrace deposits of the Yenisey River (Q); 2 – sandstone, siltstone, mudstone with brown coal interlayers of the Makarovskaya and Ilanskaya formations of the Lower Jurassic age (J_1mk+il); 3 – Lower Proterozoic gneiss, crystalline schists and amphibolites of the Isayevskaya series of the Yenisey metacomplex (PR_{1is}); 4 – Archaean garnet-biotite and biotite-cordierite plagiogneiss and crystalline schists of the Atamanovo metaseriies of the Kan metacomplex (ARat); 5 – diorites and hornblende granodiorites of the 1st phase ($\delta\gamma_1RF(?)nk$); 6 – porphyroblastic biotite plagiogranites and pegmatites of the 2nd (main) intrusive phase ($\gamma_2RF(?)nk$); 7 – gneiss-granites and granites of the Taraksky complex of the Early Proterozoic age (γPR_1t); 8 – gabbro and gabbro-norites of the Kimbirsky Archaean complex ($vARk$); 9 – faults: main (a) and secondary (b); 10 – dip and strike of gneissoid banding; 11 – contour of the Yenisey site; 12 – location of prospecting borehole P2.

запад. Осевая плоскость структуры, находящаяся за пределами участка, в бассейне р. Кантат, запрокинута на юго-запад под углом около 60° . На востоке гнейсовая структура прорвана интрузией нижне-канских гранитов, на западе по тектоническому нарушению контактирует с нижнепротерозойскими отложениями исаевской серии.

Площадь участка сложена переслаивающимися мигматизированными плагиогнейсами и силлиманит-кордиеритовыми гнейсами и сланцами (рис. 2). Переслаивание отчетливо проявляется по окраске – светло-серой, серой у плагиогнейсов и серой, темно-серой с зеленоватым и голубоватым оттенками у силлиманит-кордиеритовых кристаллосланцев и гнейсов.

Наиболее распространенные на участке, *плагиогнейсы* занимают около 50% объема толщи, состоят преимущественно из плагиоклаза (55–60%) и кварца (30–40%). Темноцветы представлены биотитом и мусковитом. Микроструктура лепидогранобластовая с размером зерен около 0.5–1.0 мм. Все минералы чуть удлинены, подчеркивая гнейсовидность (рис. 3а).

Биотит образует прерывистые цепочки, определяя гнейсовидность, обладает темно-коричневой окраской с резким плеохроизмом. По краям чешуй-

ки замещены рутилом, при больших скоплениях образуют “бахрому” вокруг зерен. В оторочках вокруг рудного минерала биотит замещен хлоритом и серицит-мусковитовым агрегатом. Обогащенные биотитом разности гнейсов тяготеют к верхним горизонтам разреза.

Плагиоклаз (олигоклаз, редко андезин) представлен короткотаблитчатыми кристаллами с комбинированными двойниками (карлсбадского, периклинового и альбитового законов). В межзерновом пространстве развита незначительная сыпь серицито-мусковита, “перетертый” биотит, пленочный ортоклаз. Здесь же в плагиоклазе появляется мирмекит. Минерал обладает резким облачным погасанием и трещиноватостью.

Кварцевые зерна обычно имеют овально-округлую форму с плавными очертаниями границ, выделяясь на фоне угловатых зерен плагиоклаза. Минерал пластически деформирован, обладает фронтальным погасанием, трещины катаклаза залечены пленочной регенерацией. В кварце преимущественно распространены включения циркона и короткопризматического апатита. Рудный минерал, соизмеримый с главными породообразующими минералами, занимает межзерновое пространство, тяготея к биотиту.

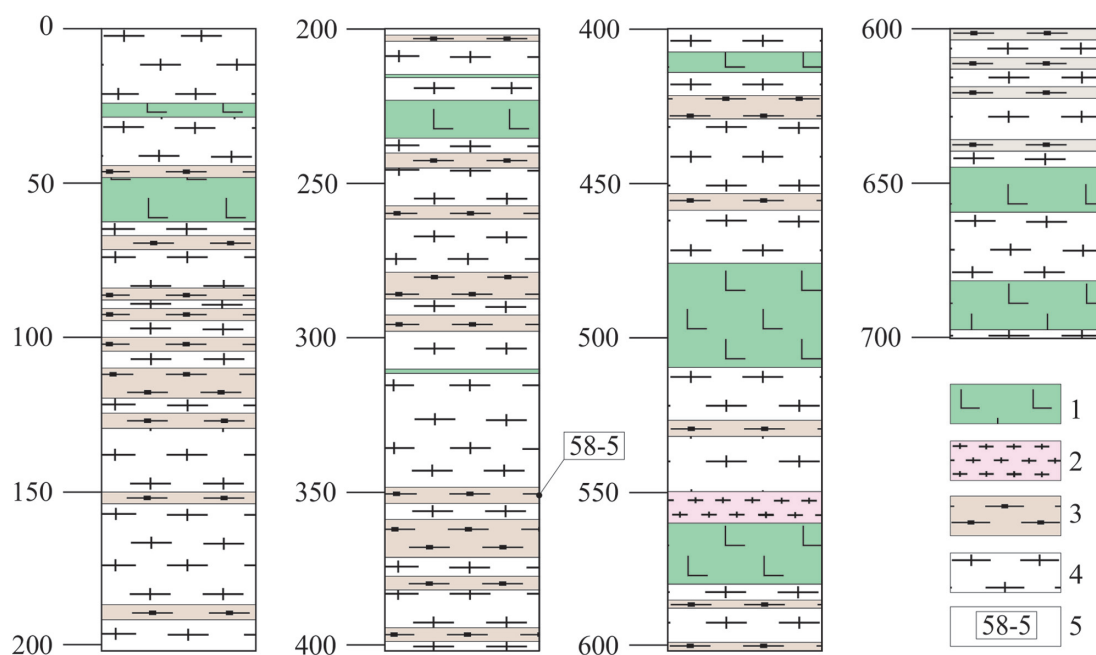


Рис. 2. Литоологическая колонка скв. P2.

1 – секущие тела пород основного состава, 2 – гранитогнейсы среднезернистые двуполевошпатовые, 3 – силлиманит-кордиеритовые парагнейсы, 4 – биотитовые плагиогнейсы, 5 – интервал отбора пробы P2 для изотопно-геохронологических исследований – 350.1–365.3 м (58-5).

Fig. 2. Lithological column of Borehole P2.

1 – mafic cross-cutting bodies, 2 – medium-grained two-feldspar granite-gneiss, 3 – sillimanite-cordierite paragneiss, 4 – biotite plagiogneiss, 5 – P2 isotope-geochronological sampling interval – 350.1–365.3 m (58-5).

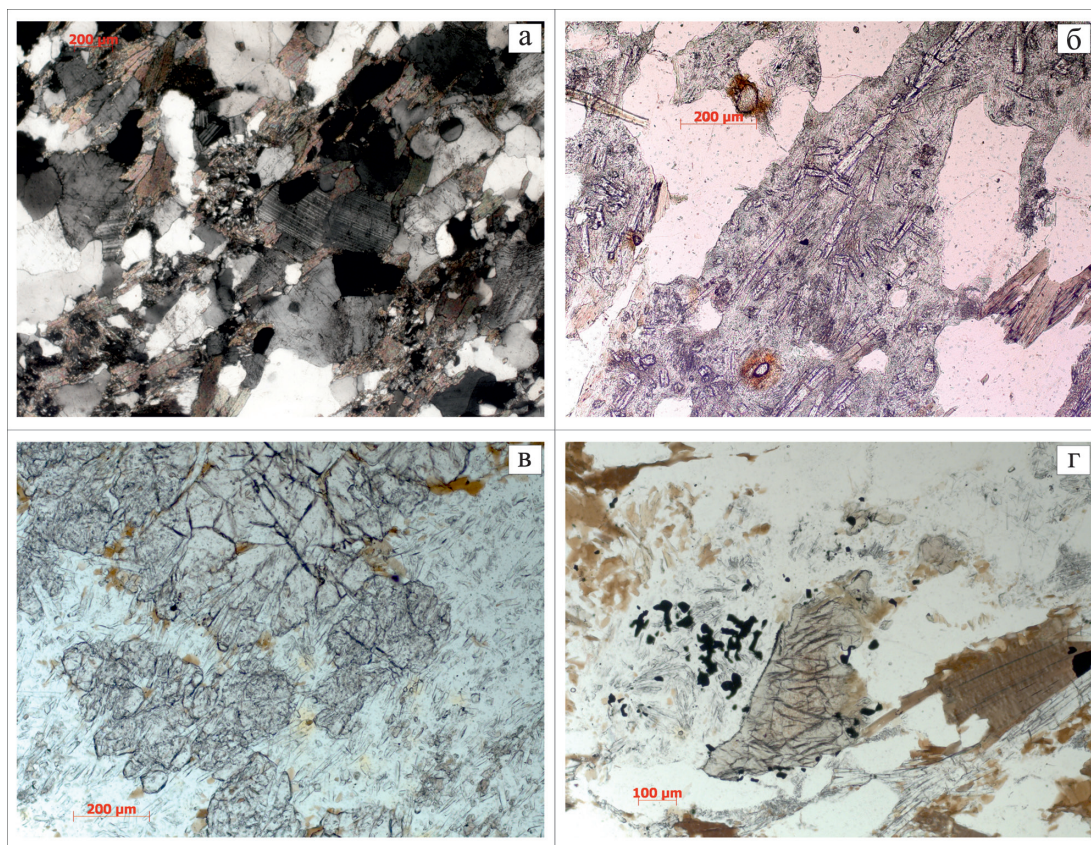


Рис. 3. Микроструктуры и состав гнейсов, вскрытых скв. Р2.

а – биотитовый плагиогнейс; б – силлиманит-кордиеритовый гнейс (агрегат иголок силлиманита развит по пинитизированному кордиериту, вокруг циркона в кордиерите видны плеохроичные дворники); в – силлиманит-гранатовый гнейс (силлиманит развит в основной кварц-полевошпатовой ткани и замещает гранат); г – силлиманит-гиперстеновый гнейс (гиперстен замещается биотитом и силлиманитом, агрегаты силлиманит-магнетитовых симплектитов развиты в основной ткани породы). Фотографии шлифов: а – с анализатором, б–г – в параллельных николях.

Fig. 3. Microtextures and composition of gneiss varieties intersected in Borehole P2.

а – biotite plagiogneiss; б – sillimanite-cordierite gneiss (the aggregate of sillimanite needles is developed on pinitized cordierite, pleochroic haloes are developed around zircon); в – sillimanite-garnet gneiss (sillimanite is developed in the main quartz-feldspar tissue and replaces garnet); г – sillimanite-hypersthene gneiss (hypersthene is replaced by biotite and sillimanite, sillimanite-magnetite simplectite aggregates are developed in the main rock tissue). Thin section photo: а – polarized light, б–г – without analyzer.

Силлиманит-кордиеритовые гнейсы составляют 18–20% разреза толщи, состоят из плагиоклаза (25–30%), кварца (10–35), кордиерита (5–40), силлиманита (3–10), ортоклаза (до 25), биотита (до 15%), примесей циркона (1–3), рутила (до 1), рудного минерала (1–5), иногда шпинели (до 1%) и рубина (ед. з.). Микроструктура гнейсовидная. Иногда в разрезе толщи наблюдаются массивные без видимой полосчатости кордиеритсодержащие породы (фельсы) мощностью до первых десятков метров. Размер зерен 0.5–1.0 до 4.0 мм.

Биотит равномерно распределен в породе, подчеркивает гнейсовидность. По краям зерна подвергнуты катаклазу – “шелушению”, чешуйки часто изогнуты, надломаны, содержат постоянную тонкую сыпь вторичного рутила, иногда замещаются мусковитом.

Кордиерит образует в породе почти мономинеральные полоски. В участках, где развит кордиерит, изменения более интенсивные. Кордиерит нацело замещен бледно-зеленым пинитом, бесцветным мусковитом (с размером чешуек – 0.05 мм) и примесью кварца. Во вторичном агрегате пинита отмечаются включения коричневого биотита, рудного минерала, часто с каемками силлиманита. Тонкие призмочки силлиманита (до 0.4 мм по удлинению) встречаются в виде гломеробластовых скоплений в пините независимо от присутствия в нем рудного минерала (рис. 3б). Среди бледно-зеленого пинита обычны ржаво-бурые шаровидные плеохроичные образования вокруг зерен циркона. В агрегатах пинитизированного кордиерита “окнами” сохраняются реликты корродированного плагиоклаза. В нескольких случаях в рудном ми-

нерале наблюдались включения зеленой шпинели (0.02 мм).

Плагноклаз представлен плохо оформленными табличками двойникового строения. Минерал в разной степени интенсивности замещается серицитом, иногда количество его достигает 50–55%. В промежутках между зернами мутного плагноклаза проявлены рассредоточенные агрегаты кварца, слегка вытянутые по гнейсовидности. Зерна имеют плавно извилистые очертания.

Ортоклаз развит в виде ксенобластических зерен размером до 1 см в поперечнике в центральных участках кварц-калшпатовых новообразований. Обособления минерала неравномерно-зернистые, пропитаны серицитовым агрегатом и пелитом, содержат гнезда флогопита и мусковита. Агрегаты новообразований очищены от рудного минерала, циркон сохраняется, но в чрезвычайно корродированных мелких частицах.

В нижней части разреза отмечаются прослои гранат-полевошпатовых и гиперстен-плагноклазовых гнейсов. Характерной особенностью пород является развитие в них силлиманита, замещающего гиперстен, гранат, биотит, плагноклаз (рис. 3в, г).

Химический состав палеосомы мигматитов характеризуется перекрытием содержаний петрогенных оксидов в плагногнейсах и силлиманит-кордиеритовых гнейсах из разных участков толщи, но устанавливаются повышенные концентрации TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO и K_2O в силлиманит-кордиеритовых гнейсах по сравнению с плагно-

гнейсами. В последних более высокие концентрации отмечаются для SiO_2 , CaO и Na_2O (табл. 1).

Реконструкция исходного состава гнейсов проведена на основе химических силикатных анализов с использованием диаграммы ФАК А.А. Предовского (1980). Фигуративные точки состава пород расположены в совмещенном поле эталонных магнезиально-железистых туффитов и малоглинистых граувакк. Судя по показателям химического состава гнейсов ($A = 0.02\text{--}0.1$; $F = 0.08\text{--}0.28$; $K = -0.03\text{--}0.03$) (рис. 4), исходные породы представляли собой незрелые продукты коры химического выветривания пород основного состава, основу которых составляли клинохлор-пеннин, серпентин, тальк, сепиолит и в меньшей степени селадонит-глауконит.

Неосомы мигматитов гранитоидного состава с мелко-среднезернистой гипидиоморфной структурой. Она состоит из биотита 1–3%, плагноклаза № 26 (40–70), микроклина (15–20), кварца (20–25%), спорадически встречающихся кордиерита и граната. Акцессорные циркон и рудный минерал тяготеют к выделениям биотита и других темновесов. Неосомы образуют в мигматитах инъекционные линзовидно-полосчатые и пятнистые метасоматические обособления мощностью 2–3 см и более. Объем неосомы в мигматитах увеличивается от 20% в верхней части разреза толщи до 30% в нижней.

Мигматитовая толща рассекается дайками основного состава. Они занимают около 15–20%

Таблица 1. Химический состав гнейсов

Table 1. Chemical composition of gneiss

Оксид	Плагногнейсы			Силлиманит-кордиеритовые гнейсы		
	4/441.2	4/399.2	8/442.8	5/591.2	7/566.2	7/628.3
SiO_2	60.300	69.620	76.090	53.640	64.460	68.880
TiO_2	0.800	0.670	0.180	1.090	0.770	0.720
Al_2O_3	16.130	13.290	12.230	18.790	14.930	12.980
Fe_2O_3	9.880	5.610	2.270	12.890	7.260	5.800
FeO	5.210	3.740	1.320	6.090	3.960	4.040
MnO	0.110	0.067	0.043	0.120	0.074	0.061
MgO	3.010	1.930	0.610	5.130	2.800	2.580
CaO	2.550	2.780	3.730	2.250	2.340	2.160
Na_2O	2.700	2.950	1.350	2.050	2.430	2.130
K_2O	3.660	2.440	2.570	3.520	3.730	3.840
P_2O_5	0.110	0.110	0.056	0.092	0.088	0.085
П.п.п.	0.490	0.320	0.620	0.130	0.850	0.510
Сумма	99.740	99.790	99.750	99.700	99.730	99.750
S	0.016	0.009	0.006	0.005	0.007	0.012
CO_2	0.080	0.080	0.220	0.120	0.170	0.220
F	0.100	0.085	0.028	0.120	0.089	0.070

Примечание. Содержание оксидов в мас. % на высушенное при 105°C вещество. Анализы выполнены в ЦЛ ОАО “Красноярск-геология”, аттестат аккредитации № РОСС RU 0001 21 4С 25 от 04.02.2009.

Note. Content of oxides in wt % per substance dried at 105°C. Analyses were performed in the Central Laboratory of Krasnoyarskgeologia JSC, accreditation certificate No. ROSS RU 0001 21 4C 25 dated 04.02.2009.

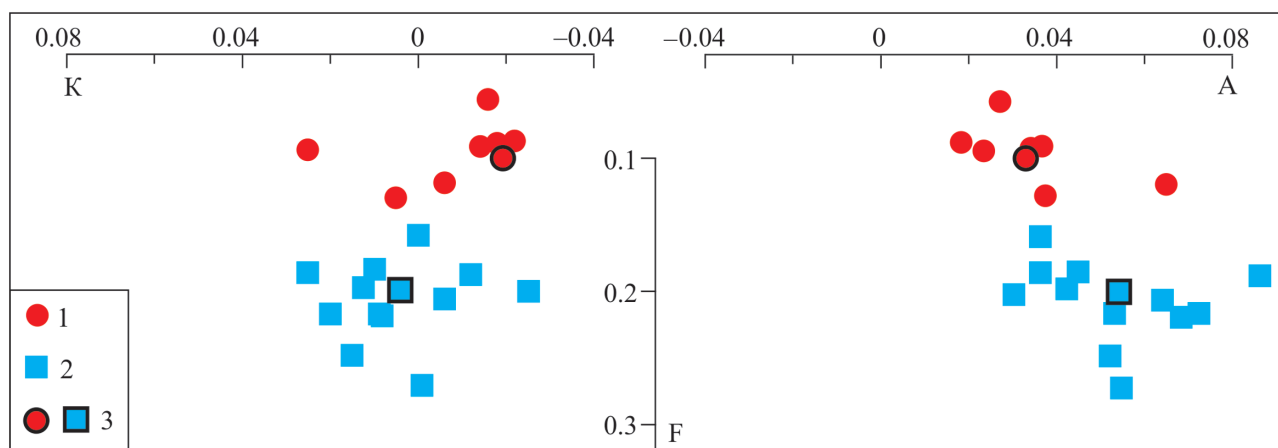


Рис. 4. Диаграмма ФАК реконструкции первичного состава пород по А.А. Предовскому (1980).

1 – биотитовые плагиогнейсы, 2 – силлиманит-кордиеритовые гнейсы, 3 – средние значения состава разновидностей пород.

Fig. 4. FAK diagram of reconstruction of the initial rock composition after A.A. Predovsky (1980).

1 – biotite plagiogneiss, 2 – sillimanite-cordierite gneiss, 3 – average values of the composition of rock varieties.

вскрываемого скважинами разреза толщи. Мощность даек от десятков сантиметров до 40 м и более.

Первыми внедрились полого падающие на восток-юго-восток под углами от 10 до 45° дайки габбро-диабазов, секущие гнейсовую толщу под углами 45–50°. Внедрение происходило до завершения главной фазы метаморфизма атамановской метасерии.

Во второй этап внедрились маломощные круто падающие дайки черных с зеленоватым оттенком мелкозернистых габбро-диабазов. Они секут дайки первого этапа. В эндоконтактах породы имеют зоны закалки.

Завершился дайковый магматизм внедрением даек трахидолеритов и вогезитов. Они располагаются в системе диагональных трещин, к которым приурочены дайки второго этапа внедрения, но являются секущими по отношению к ним.

Гранитоидный магматизм раннепротерозойского возраста (таракского комплекса) проявился в виде инъекционной мигматизации стратифицированных пород и цементации древних зон брекчирования.

На северо- и юго-востоке в 2 км от участка расположен Нижне-Канский массив гранитоидов. Линзовидные и линзовидно-прожилковые штоковые образования сателлитов интрузии распространены на участке. Породы имеют пегматоидный облик и гранитный состав. Мощность жил достигает одного метра. Они сопровождаются тонким прожилкованием кварц-полевошпатового и кварц-кальцитового состава с редкой вкрапленностью сульфидов.

МЕТОДЫ, РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ

Из силлиманит-кордиеритового парагнейса (проба Р2 – 350.1–365.3 (58-5), массой 1 кг) выделена монофракция циркона. Минерал в преобладающем количестве имеет розовую, розовато-коричневую окраску. Небольшая часть окрашена в желтовато-коричневый цвет от светлых до темных тонов. Все зерна округлые от удлинённых до шаровидных, прозрачные в разной степени, с алмазным блеском. Присутствуют мутные зерна с метамиктным распадом.

Зерна циркона всех размеров и морфологических типов были отобраны, установлены в эпоксидную шашку и полировались до тех пор, пока большая часть зерен циркона экспонировалась в центре зерна. Цирконы проанализированы на U, Th и изотопы Pb в Музее минералогии и геологии (г. Дрезден) с помощью масс-спектрометра LA-SF-ICP-MS (аналитик У. Линнеманн). Нормирование результатов проводилось по сертифицированным данным международного стандартного образца GJ-1, разработанных Национальным ключевым центром по геохимической эволюции и металлогении континентов Австралийского исследовательского совета (ARC GEMOC) (Stasey, Kramers, 1975).

Результаты указывают на начало кристаллизации циркона на рубеже 3221 ± 15 млн лет назад (в палеоархее) и последующие неоднократные изменения U-Pb системы вплоть до раннего протерозоя (1832 млн лет назад) (табл. 2, рис. 5). Эти данные позволяют считать возможной метаморфическую природу части зерен, при этом нельзя исключить аллохтонный характер некоторых зерен, особенно с редкой встречаемостью. Исходя из этого,

Таблица 2. Результаты изотопного анализа и возраст цирконов силлиманит-кордиеритового гнейса (палесомы мигматита, проба P2 – 350.1–365.3 (58-5))

Table 2. Results of isotope analysis and age of zircons of the sillimanite-cordierite gneiss (migmatite paleosomes, sample P2 – 350.1–365.3 (58-5))

Номер	$^{207}\text{Pb}^1$, cps	U^2 , ppm	Pb^2 , ppm	$\frac{\text{Th}^2}{\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2s, %	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2s, %	Rho ⁴	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2s, Ma	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2s, Ma	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2s, Ma	Conc ⁵ , %
a30	144201	512	175	0.17	127935	0.32683	2.4	5.0477	2.5	0.11201	0.9	0.93	1823	38	1827	22	1832	17	99
b02	41505	131	44	0.05	4840	0.33355	2.4	5.1673	2.7	0.11236	1.2	0.90	1856	39	1847	23	1838	21	101
a13	154199	506	171	0.18	137171	0.32306	2.7	5.01099	3.1	0.1125	1.4	0.88	1805	43	1821	27	1840	26	98
a54	65704	121	101	0.89	17079	0.32951	2.3	5.13588	2.6	0.11304	1.4	0.86	1836	36	1842	23	1849	25	99
b19	26327	70	28	0.38	23179	0.35289	2.6	5.58289	3.2	0.1138	1.9	0.81	1962	44	1913	28	1861	34	105
a47	54903	116	38	0.04	19397	0.33465	2.5	5.25856	2.9	0.11397	1.4	0.87	1861	41	1862	25	1864	26	100
a55	11288	15	6	0.47	9950	0.33057	4.3	5.20342	5.0	0.11416	2.6	0.86	1841	69	1853	44	1867	47	99
a02	156952	505	177	0.12	36550	0.34593	3.0	5.44546	3.3	0.11417	1.4	0.91	1915	51	1892	29	1867	25	103
b06	128590	388	128	0.02	68091	0.33925	3.4	5.36972	4.0	0.1148	2.1	0.85	1883	55	1880	34	1877	38	100
a44	41412	91	32	0.11	36026	0.34589	2.4	5.48111	2.9	0.11493	1.6	0.82	1915	39	1898	25	1879	29	102
a14	300321	889	311	0.13	153470	0.34218	2.8	5.47994	3.0	0.11615	1.1	0.94	1897	46	1897	26	1898	19	100
a46	122672	270	97	0.16	105217	0.3456	2.4	5.55841	2.6	0.11665	0.9	0.94	1914	40	1910	22	1905	16	100
a45	192931	428	151	0.10	165253	0.35042	2.1	5.64179	2.4	0.11677	1.1	0.89	1937	35	1923	21	1907	19	102
a12	72297	207	76	0.21	61878	0.34498	2.7	5.55831	3.1	0.11685	1.4	0.89	1911	45	1910	27	1909	26	100
a40	121775	323	125	0.27	103956	0.35258	2.7	5.70348	3.2	0.11732	1.7	0.84	1947	45	1932	28	1916	31	102
a25	134145	417	162	0.27	113795	0.35471	2.5	5.74869	2.8	0.11754	1.1	0.92	1957	43	1939	24	1919	20	102
a22	27629	77	31	0.41	23298	0.3545	2.5	5.79953	2.9	0.11865	1.5	0.86	1956	43	1946	26	1936	27	101
b16	252013	737	285	0.31	105230	0.3446	3.3	5.64631	3.7	0.11884	1.6	0.90	1909	55	1923	32	1939	29	98
a35	265408	891	324	0.15	222197	0.34939	2.8	5.73045	3.3	0.11895	1.7	0.84	1932	46	1936	29	1941	31	100
a20	97221	285	102	0.01	81458	0.3666	2.1	6.03064	2.4	0.11931	1.1	0.88	2013	37	1980	21	1946	21	103
a29	122705	392	148	0.25	51985	0.3462	2.0	5.7183	2.4	0.1198	1.3	0.85	1916	34	1934	21	1953	23	98
a51	211799	374	144	0.17	174574	0.36919	2.2	6.11343	2.6	0.1201	1.4	0.84	2026	38	1992	23	1958	26	103
a41	247576	712	255	0.18	89532	0.34188	3.8	5.68848	4.0	0.12068	1.1	0.96	1896	63	1930	35	1966	20	96
b20	89802	250	93	0.13	30518	0.35824	2.4	6.01354	2.7	0.12175	1.2	0.89	1974	41	1978	24	1982	22	100
b09	289600	811	316	0.24	6705	0.35711	3.8	6.01596	4.0	0.12218	1.2	0.95	1968	64	1978	35	1988	21	99
a33	164505	545	194	0.14	135122	0.34083	2.9	5.75643	3.4	0.12249	1.8	0.85	1891	48	1940	30	1993	32	95
a05	162809	369	146	0.26	99086	0.36305	2.8	6.16413	3.1	0.12314	1.3	0.91	1997	48	1999	27	2002	23	100
a53	165986	242	99	0.29	13540	0.36505	2.7	6.23118	2.9	0.1238	0.9	0.95	2006	47	2009	26	2012	17	100
a48	27416	45	23	0.89	7287	0.3705	2.2	6.32461	2.7	0.12381	1.5	0.82	2032	38	2022	24	2012	27	101
a24	220174	629	271	0.42	177734	0.36777	2.4	6.27985	2.5	0.12384	0.7	0.96	2019	42	2016	22	2012	13	100
a26	111144	259	111	0.39	88088	0.36751	2.9	6.37199	3.1	0.12575	1.2	0.92	2018	50	2028	28	2039	22	99
a01	121855	254	103	0.19	10668	0.37892	3.4	6.72952	3.6	0.1288	1.2	0.94	2071	60	2077	32	2082	21	99
b01	111058	275	101	0.01	86175	0.37401	2.6	6.68048	2.9	0.12954	1.2	0.90	2048	46	2070	26	2092	22	98
a19	309083	845	304	0.00	222828	0.367	2.9	6.55876	5.0	0.12962	4.0	0.59	2015	51	2054	45	2093	71	96
a07	106252	247	104	0.25	15533	0.38491	2.2	6.90128	2.4	0.13004	0.9	0.93	2099	40	2099	21	2098	15	100
a38	56145	127	62	0.78	41891	0.39812	3.9	7.34607	4.1	0.13383	1.2	0.96	2160	73	2154	37	2149	21	101
a16	49204	105	48	0.31	15960	0.40671	2.6	7.95843	3.4	0.14192	2.3	0.75	2200	48	2226	31	2251	39	98
b11	61447	107	50	0.06	24501	0.4588	2.8	9.78035	3.4	0.15461	1.9	0.83	2434	58	2414	32	2398	32	102

Таблица 2. Окончание
Table 2. Ending

Номер	$^{207}\text{Pb}^1$, cps	U^2 , ppm	Pb^2 , ppm	$\frac{\text{Th}}{\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2s, %	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2s, Ma	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2s, Ma	Conc ⁵ , %
a28	78758	145	72	0.21	50592	0.45326	2.4	0.15564	9.72699	2.5	2409	24	100
a50	54002	39	25	0.37	27804	0.54151	2.2	0.19432	14.50863	2.4	2779	23	100
a34	464403	391	292	0.15	73705	0.65023	2.4	0.25575	22.92865	2.5	3221	25	100

¹Обычный Pb откорректирован по измеренному сигналу ^{207}Pb , imp/s.

²Концентрации U и Pb вычислены по стандартному образцу GJ-1 с точностью 10%.

³Откорректированы по фону массового смещения U-Pb фракционирования, индуцированного лазером, и общий Pb по модели Stacey & Kramers (Gerdes, Zeh, 2006). $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ вычислены с использованием отношения $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}) \times 1/137.88$. Ошибки $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ определены в пределах квадратичного отклонения в пределах измеренных ошибок (две стандартные ошибки) и воспроизводимости стандартного образца GJ-1 (2 стандартных отклонения). Ошибки $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ рассчитаны по (Jackson et al., 2004).

⁴Rho – коэффициент корреляции ошибок $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$.

⁵Conc – коэффициент конкордантности.

¹Common Pb was corrected on the basis of the measured signal ^{207}Pb , imp/s.

²The U and Pb concentrations and the Th/U ratio were calculated on the basis of a standard specimen GJ-1 with the accuracy approximately 10%.

³The values were corrected for the background of mass displacement of U-Pb fractioning induced by laser and total Pb as per Stacey & Kramers model (Gerdes, Zeh, 2006). $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculated with the use of the ratio $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}) \times 1/137.88$. The errors of $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ were defined within the square deviation within the measured errors (two standard errors) and reproducibility of the standard specimen GJ-1 (2 standard deviations). The errors of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ were calculated by (Jackson et al., 2004).

⁴Rho – coefficient of correlation of $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ errors.

⁵Conc – concordance coefficient.

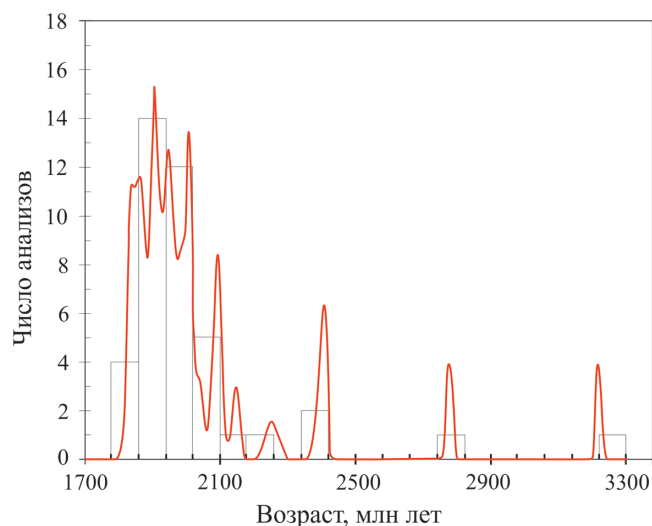


Рис. 5. График возрастной вероятности датировки циркона.

Красная линия – кривая плотности вероятности распределения возрастов присутствующих цирконов (программа Isoplot/Ex, рассчитано по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$).

Fig. 5. Diagram of age probability of zircon dating.

Red line – curve of density of the present zircons age distribution probability (Isoplot/Ex software, calculated on the basis of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$).

проанализированные зерна циркона могут быть разделены на пять групп, отвечающих важнейшим этапам формирования континентальной коры.

Первая группа – 1 зерно. Возраст 3221 млн лет. В палеоархейское время древнейшие осадочно-вулканические толщи Южно-Енисейского кряжа подверглись складчатости и плутонометаморфизму гранулитовой фации, сформировалась древняя кора Ангаро-Канского блока Сибирского кратона (Кузнецов, 1941, 1946). Ю.А. Кузнецов провел петрографическое сопоставление пород комплекса с архейскими породами Кольского полуострова, Анабара, Алдана, Индии и Восточной Африки. U-Pb датирование цирконов Алданского гранулитового ареала (Глебовицкий и др., 2010), Иркутского блока гранулитов (Туркина, 2010) и более ранние исследования (Волобуев и др., 1980) в Южно-Енисейском кряже подтверждают выводы Ю.А. Кузнецова. Однако в публикациях (Лиханов и др., 2010, 2014; Ножкин и др., 2009, 2010; Попов и др., 2010; Туркина, 2010; Туркина и др., 2012) рассматривается более молодой возраст (≈ 2.0 – 1.9 млрд лет) гранулитового метаморфизма Южно-Енисейского кряжа. Возраст циркона (3221 млн лет) из силлиманит-кордиеритового гнейса, вероятно, отражает плутонометаморфическое событие палеоархейского возраста в формировании полиметаморфических пород канского метаморфического комплекса. По нашему мнению, геохроноло-

гические модели развития региона требуют дополнительного изучения.

Вторая группа – 1 зерно. Возраст 2779 млн лет. Цирконы возраста 2.7–2.5 млрд лет принадлежат протолиту вмещающих парагнейсов Ангаро-Канского блока (Ножкин и др., 2009, 2010; Туркина, 2010; Туркина и др., 2012).

В мезоархейское время в регионе проявился активный вулканизм. Вулканический материал сформировал осадочно-вулканогенные толщи енисейского метаконгломата, в том числе исаевскую серию. Тектонические и магматические преобразования этого этапа в развитии Южно-Енисейского кряжа отразились в появлении возрастов циркона в гнейсах канского метаморфического комплекса.

Третья группа – 2 зерна. Возраст 2398–2409 млн лет. По мнению О.М. Туркиной (Туркина и др., 2012), цирконы возраста 2.4–1.92 млрд лет характеризуют протолит мафических гранулитов региона. В раннепалеопротерозойское время в западной части Южно-Енисейского кряжа осадочно-вулканогенные толщи енисейского комплекса подверглись складчатости и метаморфизму амфиболитовой–эпидот-амфиболитовой фаций. Вероятно, в завершение этого времени формировались гнейсограниты березовского комплекса.

Четвертая группа – 7 зерен. Возраст 2039–2251 млн лет. Раннепротерозойское время в Ангаро-Канском блоке проявился преимущественно рифтогенный магматизм основного состава.

Пятая группа – 30 зерен. Возраст 1832–2116 млн лет. А.Д. Ножкин, О.М. Туркина в последних публикациях (Ножкин и др., 2009, 2010; Попов и др., 2010; Туркина, 2010; Туркина и др., 2012) придерживаются мнения, что в этот период территория Южно-Енисейского кряжа подверглась гранулитовому метаморфизму (1.9 млрд лет), а в восточной части формировался Таракский гранитный массив (1.84 млрд лет).

Основное количество цирконов в исследуемом гнейсе связано с мигматизацией. Гнейсы атамановской и кузевской серий практически в полном объеме преобразованы в мигматиты, палеосома которых представлена минеральными ассоциациями низкотемпературной области гранулитовой и амфиболитовой фаций длительного ретроградного метаморфизма. На завершающем этапе формирования мигматитов они прорваны дайками долеритов комаровского комплекса.

ВЫВОДЫ

Кордиерит-силлиманитовые парагнейсы палеосомы мигматитов атамановской метасерии содержат цирконы с возрастом в интервале 3221 ± 15 – 1832 ± 17 млн лет. Распределение плотности возрастов предполагают главные тектоно-магматические рубежи в формировании толщ.

Палеоархейский возраст одиночных цирконов (не моложе 3221 ± 15 млн лет) в изученном гнейсе датирует проявление гранулитового плутонометаморфизма, сформировавшего канский метаморфический комплекс архейской коры Ангаро-Канского блока Сибирского кратона.

Мезоархейские (2779 ± 15 млн лет) цирконы отражают интенсивный вулканизм основного состава, сформировавший осадочно-вулканогенные толщи енисейского комплекса.

Раннепалеопротерозойский (2398 ± 32 – 2409 ± 12 млн лет) возраст цирконов обязан проявлению складчатости, метаморфизму отложений енисейской серии и формированию гранитогнейсов березовского комплекса.

В *раннепротерозойское* (1832 ± 17 – 2012 ± 13 млн лет) время образовались многочисленные цирконы в связи с мигматизацией гнейсов канского метаморфического комплекса, длительным ретроградным метаморфизмом преимущественно в амфиболитовой фации. На завершающем этапе внедрились дайки основного состава.

Результаты получены в рамках выполнения государственного задания Минобрнауки России (проект № 5.2352.2017/ПЧ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д. (1993) Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 1(1), 35–40.
- Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова М.И., Воробьев И.В. (1980) Свинцово-изотопная геохронология докембрийских метаморфических комплексов юго-западного ограничения Сибирской платформы. *Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока*. М.: Наука, 14–31.
- Глебовицкий В.А., Седова И.С., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Саморукова Л.М. (2010) Древнейшее метаморфическое событие Алданского гранулитового ареала (Восточная Сибирь): результаты локального датирования цирконов ультраметаморфогенных гранитоидов. *Докл. АН*, 431(6), 797–801.
- Ковригина Е.К. (1971) Опыт формационного анализа метаморфических толщ на примере Ангаро-Канской части Енисейского кряжа. *Тр. ВСЕГЕИ*, 158, 116–127.
- Кузнецов Ю.А. (1941) Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа *Материалы по геологии Западной Сибири*, № 15 (57). Томск: Изд. ЗСГУ, 240 с.
- Кузнецов Ю.А. (1946) Докембрий Енисейского кряжа. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (4), 75–93.
- Легенда Енисейской серии государственной геологической карты Российской Федерации (2002) Масштаб 1 : 200 000. Министерство природных ресурсов РФ, ФГУП “Красноярскгеолсъемка”. Красноярск.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. (2010) Геохимия, природа и возраст протолита нижнепротерозойских железисто-глиноземистых метапелитов Заангарья Енисейского кряжа. *Докл. АН*, 433(3), 378–385.

- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. (2014) Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона. *Геотектоника*, (5), 32-53.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. (2009) Раннепротерозойские коллизионные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb-геохронологические и Sm-Nd-изотопные данные. *Докл. АН*, **428**(3), 386-391.
- Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Туркина О.М., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. (2010) Метapelиты нижнего докембрия Енисейского кряжа: РЗЭ-систематика, источники сноса, палеогеодинамика. *Докл. АН*, **434**(6), 796-801.
- Попов Н.В., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. (2010) Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в Заангарской части Енисейского кряжа: результаты U-Pb-исследований. *Докл. АН*, **431**(4), 509-515.
- Предовский А.А. (1980) Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 152 с.
- Сазонов А.М., Ананьев А.А., Полева Т.В., Хохлов А.Н., Власов В.С., Звягина Е.А., Федорова А.В., Тишин П.А., Леонтьев С.И. (2010) Золоторудная металлогения Енисейского кряжа: геолого-структурная позиция, структурные типы рудных полей. *J. Siberian Federal University. Engineering & Technologies*, (4), 371-395.
- Туркина О.М. (2010) Этапы формирования раннедокембрийской коры Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): синтез Sm-Nd и U-Pb изотопных данных. *Петрология*, **18**(2), 168-187.
- Туркина О.М., Бережная Н.Г., Лепехина Е.Н., Капитонов И.Н. (2012) Возраст мафических гранулитов из раннедокембрийского метаморфического комплекса Ангаро-Канского блока (юго-запад Сибирского кратона): изотопный U-Pb, Lu-Hf и редкоземельный состав циркона. *Докл. АН*, **445**(4), 450-458.
- Gerdes A., Zeh A. (2006) Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC-) ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth Planet. Sc. Lett.*, **249**, 47-61.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. (2004) The application of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chem Geol.*, **211**, 47-69.
- Stacey J.S., Kramers J.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sc. Lett.*, **26**, 207-221.

Geochronology of sillimanite-cordierite gneiss Atamanovo series of the South Yenisei Ridge (Russia)

A. M. Sazonov***, K. A. Zablotsky***, U. Linnemann****, E. A. Zvyagina***,
N. A. Nekrasova***, E. A. Naumov*****, S. A. Sil'yanov***

*Siberian Federal University

**Research Tomsk State University

***Krasnoyarskgeologiya

****Museum for Mineralogy and Geology, Dresden, D-01109, Germany

*****Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch of RAS

The paper provides justification of Paleo Archaean age (3221 ± 15 Ma) of the granulite plutonic metamorphism that formed the Kan metamorphic complex of the Archaean crust in the Angara-Kan block of the Siberian craton. The age was defined on the basis of zircon and was calculated as per $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Zircon was extracted from cordierite-sillimanite gneiss of the Atamanovo series. Gneiss contains zircons of the Meso-Archaean, Lower Paleo Proterozoic and Lower Proterozoic gneiss characterizing successive tectono-magmatic events reflected in paleometamorphite.

Key words: *Siberian craton, Angara-Kan block, Atamanovo series, gneiss, zircon, Paleo Archaean.*

REFERENCES

- Bibikova E.V., Gracheva T.V., Makarov V.A., Nozhkin A.D. (1993) Age Stages in the Geological Evolution of the Early Pre-Cambrian Age of the Yenisei Ridge. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **1**(1), 35-40. (In Russian)
- Volobyyev M.I., Zykov S.I., Stupnikova M.I., Vorob'ev I.V. (1980) Lead-Isotope Geochronology of Pre-Cambrian Metamorphic Complexes in the Southwestern Ending of the Siberian Platform. *Geokhronologiya Vostochnoi Sibiri i Dal'nego Vostoka* [Geochronology of Eastern Siberia and the Far East]. Moscow, Nauka, 14-31. (In Russian)
- Glebovitskii V.A., Sedova I.S., Berezhnaya N.G., Larionov A.N., Samorykova L.M. (2010) Most Ancient Metamorphic Event of the Aldan Granulitic Halo (Eastern Siberia): Results of Local Dating of Zircons from Ultra-Metamorphogenic Granitoids. *Dokl. Akad. Nauk*, **431**(6), 797-801. (In Russian)

- Kovrigina E.K. (1971) Experience of Formational Analysis of Metamorphic Strata by the Example of the Angara-Kan Part of the Yenisey Ridge. *Tr. VSEGEI*, **158**, 116-127. (in Russian)
- Kyznetsov Ju.A. (1941) Petrology of Pre-Cambrian Formations of the South Yenisei Ridge. *Materialy po geologii Zapadnoi Sibiri*, **57**(15), 240. (In Russian)
- Kyznetsov Ju.A. (1946) Pre-Cambrian Stage of the Yenisei Ridge. *Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. Geol.*, (4), 75-93. (In Russian)
- Legenda Eniseiskoi serii gosydarstvennoi geologicheskoi karty Rossiiskoi Federatsii* (2002) Masshtab 1 : 200 000 [Legend of the Yenisei Series of the State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000]. Krasnojarsk. (In Russian)
- Likhanov I.I., Nozhkin A.D., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. (2014) Grenville Tectonic Events and Evolution of the Yenisey Ridge, Western Margin of the Siberian Craton. *Geotektonika*, (5), 32-53. (In Russian)
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Vershinin A.E. (2010) Geochemistry, Nature and Age of the Protolyte of Lower Proterozoic Ferriferous-Alumina Metapelites in the Angara Region of the Yenisei Ridge. *Dokl. Akad. Nauk*, **433**(3), 378-385. (In Russian)
- Nozhkin A.D., Dmitrieva N.V., Tyrkina O.M., Maslov A.V., Ronkin Yu.L. (2010) Pre-Cambrian metapelites of the Yenisey Ridge: Rare Earth systematics, demolishen sources, Paleogeodynamics. *Dokl. Akad. Nauk*, **434**(6), 796-801. (In Russian)
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Bayanova T.B. (2009) Early Proterozoic Collision and Intraplate Granitoids of the Southwestern Margin of the Siberian Craton: petrochemical features, U-Pb-geochronological and Sm-Nd-isotope data. *Dokl. Akad. Nauk*, **428**(3), 386-391. (In Russian)
- Popov N.V., Likhanov I.I., Nozhkin A.D. (2010) Meso-Proterozoic Granitoid Magmatism in the Angara Part of the Yenisey Ridge: Results of U-PB Studies. *Dokl. Akad. Nauk*, **431**(4), 509-515. (In Russian)
- Sazonov A.M., Anan'ev A.A., Poleva T.V., Hokhlov A.N., Vlasov V.S., Zvyagina E.A., Fedorova A.V., Tishin P.A., Leont'ev S.I. (2010) Metallogeny of the Yenisei Ridge: Geological and Structural Position, Structural Types of Ore fields. *J. Siberian Federal University. Engineering & Technologies*, (4), 371-395. (In Russian)
- Turkina O.M. (2010) Stages of Formation of the Early Pre-Cambrian Crust of the Sharyzhalgaysky Protrusion (Southwest of the Siberian Craton): Sm-Nd and U-Pb Synthesis of Isotope Data. *Petrologiya*, **18**(2), 168-187. (in Russian)
- Tyrkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N. (2012) Age of mafic granulites from the Early Pre-Cambrian metamorphic complex of the Angara-Kan Block (Southwest of the Siberian Craton): Isotope U-Pb and Lu-Hf and Rare-Earth Composition of Zircon. *Dokl. Akad. Nauk*, **445**(4), 450-458. (in Russian)
- Gerdes A., Zeh A. (2006) Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC-) ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth Planet. Sc. Lett.*, **249**, 47-61.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. (2004) The application of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.*, **211**, 47-69.
- Stacey J.S., Kramers J.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sc. Lett.*, **26**, 207-221.