

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ КИТОЙСКОГО БЛОКА И ЭТАПЫ КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Туркина О. М., Сухоруков В. П.

Аннотация

Представлены U-Pb возраст циркона и геохимическая характеристика гранитоидов Китайского блока (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона). На основании структурных взаимоотношений и данных U-Pb датирования циркона установлено три этапа формирования раннедокембрийских гранитоидов: 2.99, 2.54 и 1.88 млрд лет, представленных разномасштабными жильными телами. Неоархейские и палеопротерозойские граниты содержат унаследованные цирконы с возрастом 2.97-3.0 млрд лет близкие к магматическим цирконам из мезоархейских гранитоногнейсов. Разновозрастные гранитоиды характеризуются высокими кремнекислотностью и содержанием K₂O и обогащены некогерентными редкими элементами. По редкоэлементному составу и температурам образования мезоархейские гранитоиды сходны с гранитами А-типа, а неоархейские и палеопротерозойские – I-типа. Наличие унаследованных цирконов и узкий диапазон модельного возраста (T_{Nd(DM)}=3.0-3.3 млрд лет) свидетельствуют о формировании неоархейских и палеопротерозойских гранитов в результате рециклинга мезоархейской коры. Неоархейский (2.54 млрд лет) и палеопротерозойский (1.88 млрд лет) этапы гранитообразования на северо-западе Китайского блока коррелируют с формированием гранитоидов и высокотемпературным метаморфизмом в Иркутном блоке и зоне его сочленения с Китайским, Субсинхронность гранитообразования и метаморфизма на рубеже 2.54 млрд лет является доказательством сочленения Китайского и Иркутного блоков в результате коллизионного орогенеза в конце неоархея.

Ключевые слова:

Гранитоиды, ранний докембрий, неоархейская коллизия, рециклинг коры

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ КИТОЙСКОГО БЛОКА И ЭТАПЫ КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

О.М. Туркина^{1,2}, В.П. Сухоруков^{1,2}

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

² Новосибирский государственный университет

Введение

Процессы коллизии при столкновении континентальных блоков сопровождаются высокоградным метаморфизмом и гранитообразованием, что приводит как к латеральному росту, так и дифференциации коры по вертикали. Гранитоиды, образованные при внутрикоровом плавлении, являются главными маркерами коллизионного тектогенеза и отражают основные этапы эволюции континентальной коры. Анализ этапов раннедокембрийского гранитоидного магматизма служит одним из инструментов для выяснения времени формирования древних континентов. Такой подход использован в том числе для обоснования этапов амальгамации континентальных блоков в структуру первого суперконтинента Колумбия (Нуна) в палеопротерозое [Zhao et al., 2002]. Применительно к Сибирскому кратону синтез данных по коллизионным орогенам и маркирующим гранитоидам позволил не только доказать его формирование в позднем палеопротерозое [Rosen et al., 1994; Розен, 2005], но и детализировать последовательность процессов сочленения отдельных блоков, происходивших в широком временном диапазоне от ~2.0 до 1.84 млрд лет [Donskaya, 2020].

Наряду с традиционными представлениями о завершении формирования Сибирского кратона в палеопротерозое существует точка зрения об аккреции отдельных его блоков начиная с позднего архея [Smelov, Timofeev, 2007; Turkina et al., 2012]. В ее пользу свидетельствуют проявления гранитоидов в зоне сочленения Олекминского и Центрально-Алданского блоков на рубеже ~2,4-2,5 млрд лет [Сальникова и др., 1997]. Для юго-запада Сибирского кратона отмечается сходство в вещественном составе и этапах формирования высокометаморфизованных комплексов и гранитоидов Иркутного и Китайского блоков Шарыжалгайского выступа [Turkina et al., 2012]. Граница Китайского и Иркутного блоков субмеридионального простирания рассматривается как зона мегамеланжа и включает фрагменты метаморфических комплексов обеих структур и сшивающих гранитоидов [Мазукабзов, 2003; Мазукабзов, Гладкочуб, Донская, 2006]. Возраст доминирующих в этой зоне палеопротерозойских гранитоидов и время метаморфизма вмещающих гранулитов в диапазоне 1.88-1.85 млрд лет указывают на их связь с палеопротерозойскими коллизионными процессами при сочленении блоков

архейской коры, о чем свидетельствуют величины модельного Nd возраста (2.7-3.3 млрд лет) гранитоидов [Poller et al., 2005]. Палеопротерозойский метаморфизм и гранитоидный магматизм в зоне сочленения Китойского и Иркутского блоков происходили субсинхронно с соответствующими процессами в Иркутском блоке, где они ограничены интервалом 1.86-1.84 млрд лет [Aftalion et al., 1991; Сальникова и др., 2007; Туркина и др., 2010; Туркина, Капитонов, 2019 и др.]. Более ранние проявления гранитоидного магматизма в зоне сочленения Китойского и Иркутского блоков, представленные гранитами китойского комплекса (~ 2.53 млрд лет) [Гладкочуб и др., 2005], коррелируют по времени с жильными гранитами в Иркутском блоке (2.56-2.54 млрд лет) [Сальникова и др., 2007; Turkina et al., 2012] и высокотемпературным метаморфизмом (2.57-2.54 млрд лет) вмещающих гранулитов [Turkina et al., 2012]. Все эти данные позволяют предполагать, что совместная геологическая история Китойского и Иркутского блоков началась в архее.

Корреляция рубежей раннедокембрийского гранитоидного магматизма затруднена ограниченностью изотопно-геохронологических данных по Китойскому блоку, который до последнего времени остается слабо изученным. В данной работе представлены новые данные составу и возрасту гранитоидов в северо-западной части Китойского блока (разрез по р. Олот). Работа направлена на: 1. определение последовательности формирования и происхождения гранитоидов Китойского блока и 2. корреляцию рубежей становления раннедокембрийских гранитоидов в гранулитогнейсовых блоках Шарыжалгайского выступа.

Методы исследования

Содержание главных и редких элементов в породах определены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре ARL-9900 XL и методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+ по методике [Николаева и др., 2008]. Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.1 мкг/г. Точность анализа составляла в среднем 2-5 отн. %.

Определения концентраций и изотопного состава Sm и Nd проведены в Геологическом институте КНИЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом режиме по методике, описанной в работе [Баянова, 2004]. Холостое внутрилабораторное загрязнение составило 0.06 нг для Sm и 0.3 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd - $\pm 0,2\%$ (2σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0,2\%$ (2σ), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0,003\%$ (2σ) (указана в табл. 2). Измеренные

отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.251578$, что соответствует отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, и приведены к $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd стандарте La Jolla. Качество измерений контролировалось измерением изотопных стандартов, за период исследования средневзвешенные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношения по стандарту La Jolla (N = 15) составили 0.511833 ± 15 (2σ). Одностадийный модельный возраст – $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ рассчитан относительно деплетированной мантии (DM) ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$), величины ϵ_{Nd} определены относительно CHUR ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512638$).

Измерения концентраций изотопов Th, U и Pb проводились в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Element XR (Thermo Finnigan) с использованием лазерной абляции UP-213 (New Wave Research) на основе ультрафиолетового Nd:YAG лазера с длиной волны 213 нм (LA-ICP-MS). Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ^{208}Pb при минимальном значении $^{248}\text{ThO}^+ / ^{232}\text{Th}^+$ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполнялись по изотопам ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U . Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ^{238}U (аналоговый режим). Диаметр лазерного луча составлял 25 мкм, частота повторения импульсов 6 Hz и плотность энергии лазерного излучения примерно 3.5 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывались с помощью программы “Glitter” (GEMOC, университет Маккуори, Австралия). U–Pb изотопные отношения нормализованы на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов TEMORA-2 [Black et al., 2004] и Plesovice [Slama et al., 2008]. Погрешности единичных анализов (отношений возрастов) приведены на уровне 1 σ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне 2 σ . Диаграммы с конкордией построены с использованием программы Isoplot [Ludwig, 2003]. Катодолюминесцентные изображения цирконов получены на сканирующем электронном микроскопе LEO-1430, JSM-6510 и использовались для выбора точек анализа.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КИТОЙСКОГО БЛОКА

Шарыжалгайский выступ представляет обнаженный фундамент на юго-западе Сибирской платформы и протягивается в северо-западном направлении на ~350 км от южного побережья оз. Байкал до р. Ока (рис. 1, А). В его структуре с северо-запада на юго-восток выделено четыре блока: Булунский и Онотский гранит-зеленокаменные и

Китойский и Иркутский гранулитогнейсовые; их границами служат региональные разломы северо-западного и субмеридионального простирания (рис. 1, Б). Китойский блок располагается в центральной части Шарыжалгайского выступа (рис. 1). Южной его границей служит Главный Саянский разлом, отделяющий Шарыжалгайский выступ от структур Центрально-Азиатского складчатого пояса. С запада Китойский блок отделен субмеридиональным Онотским разломом от Булунского гранит-зеленокаменного блока, образованного палеоархейским тоналит-трондjemит комплексом и мезоархейскими метаосадочно-вулканогенными породами Урикского зеленокаменного пояса [Туркина и др., 2021]. Северо-восточной границей Китойского блока служит Алагнино-Холомхинский разлом северо-западного простирания, по которому надвинуты метаморфические толщи Онотского гранит-зеленокаменного блока. Восточной границей, отделяющей Китойский блок от Иркутского, является субмеридиональная зона Дабадского разлома.

По данным геологического картирования метаморфический комплекс Китойского блока относится к шарыжалгайской серии [Государственная..., 2006]. В восточной части блока метаморфические породы отнесены к китойской толще, сложенной биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами и включающей прослойки и горизонты гранатсодержащих и высокоглиноземистых гнейсов, мраморов и кальцифилов. В этой части блока на левобережье р. Китой расположено Китойское силлиманитовое месторождение (район г. Уныман-Барон). Метаморфический комплекс района месторождения сложен силлиманитовыми, андалузит-силлиманитовыми и гранат-силлиманитовыми сланцами и гнейсами с прослоями кварцитов, амфиболитов и мраморов [Левицкий и др., 2010]. Метаморфизм пород сопровождался образованием силлиманит- и гранатсодержащих мигматитов, жильных гранитов и пегматитов. Возраст монацита (U-Pb метод) из плагиогнейсов составляет ~2.49 млрд лет [Глебовицкий и др., 2011] и близок в возрасту циркона (2483 ± 4 млн лет) из секущих жильных гранитов [Левицкий и др., 2010], что определяет архейский возраст протолитов метаморфических пород китойской толщи. Для глиноземистых гнейсов установлено два этапа метаморфизма [Sukhorukov et al., 2020]. Первый этап происходил в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации: $T=780-800^{\circ}\text{C}$ и $P=8-9$ кбар, а второй характеризуется низким давлением (2-4 кбар) и широким диапазоном T ($600-750^{\circ}\text{C}$). По результатам U-Pb датирования монацита и циркона из гранат-антофиллитовых гнейсов выделено два возрастных пика: ~2489–2496 млн лет и ~2446–2456 млн лет, отвечающих двум этапам метаморфизма [Sukhorukov et al., 2020]. Метаморфические события рубежа неоархея и палеопротерозоя близки ко времени становления гранитоидов в зоне сочленения Китойского и Иркутского блока и в пределах последнего.

В западной части Китойского блока метаморфический комплекс рассматривается в составе нерасчлененной шарыжалгайской серии с доминированием биотит-амфиболовых, амфибол-пироксеновых, подчиненных биотитовых гнейсов, чередующихся с амфиболитами и биотит-гранатовыми гнейсами. Гнейсы интенсивно мигматизированы и инъецированы гранитоидами. Более детальная информация по метаморфическому комплексу и гранитам этого района отсутствует.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КИТОЙСКОГО БЛОКА

Изученный разрез протяженностью около 5.5 км по правому и левому борту р. Онот (~1.4 км выше устья руч. Гиргинтуй) включает примерно 1.5 км непрерывных скальных выходов и отдельные коренные обнажения. В этом разрезе доминируют разнообразные гранитоиды, содержащие включения пород метаморфической толщи (рис. 2). Гранитоиды образуют разномасштабные жильные тела видимой мощности от первых десятков сантиметров до первых сотен метров. На основании структурных взаимоотношений, минерального состава и текстурных характеристик обособляются две группы гранитоидов, отвечающие относительной возрастной последовательности их формирования.

Метаморфические породы образуют включения размером от первых метров до первых десятков метров среди разнообразных гранитоидов или слагают отдельные фрагменты разреза, интенсивно мигматизированные и инъецированные жильными гранитами (рис. 3, а). По структурному положению они являются наиболее ранними и представляют собой реликты исходной метаморфической толщи, представленной амфиболитами, гранатсодержащими и биотитовыми мигматизированными гнейсами. Первая группа гранитоидов включает разнообразные тонкополосчатые гранитогнейсы, более массивные гнейсограниты и неоднородные гнейсовидные граниты (рис. 3, б-г). Все они подвержены складчатости и деформациям совместно с реликтами метаморфических пород. По степени деформаций, гнейсовидности и структурным взаимоотношениям в этой группе наиболее ранними являются тонкополосчатые амфибол-биотитовые гнейсы, которые имеют субсогласные контакты с амфибол-биотитовыми гнейсогранитами и образуют включения размером в первые метры среди гнейсовидных гранитов. Все эти в различной степени деформированные и гнейсовидные гранитоиды в свою очередь пересекаются жильными телами массивных гранитов мощностью в первые десятки метров (рис. 3, б, г), которые представляют собой наиболее поздние магматические породы второй группы.

В первой группе гранитоидов по текстурным особенностям и минеральному составу выделяются тонкополосчатые амфибол-биотитовые гранитогнейсы, мелкозернистые амфибол-биотитовые гнейсограниты и неоднородные гнейсовидные граниты.

Тонкополосчатые амфибол-биотитовые гранитогнейсы характеризуются чередованием полос мощностью от первых миллиметров до 1-2 см, сложенных кварц-полевошпатовым агрегатом и обогащенных темноцветными минералами: биотитом и амфиболом, соответственно. Содержание темноцветных минералов составляет 10-15% с преобладанием биотита. В лейкократовых прослоях доминируют кварц и микроклин. Структура пород нематогранобластовая. Акцессорные минералы представлены **алланитом**, цирконом, апатитом и сфеном.

Мелкозернистые амфибол-биотитовые гнейсограниты имеют более массивную текстуру, их гнейсовидность определяется субпараллельным распределением темноцветных минералов: биотита (5-10%) и амфибола (5%). Полевые шпаты представлены плагиоклазом и микроклином примерно в равных пропорциях (20-30%). Акцессорные минералы включают **алланит**, циркон, апатит и сфен.

Неоднородные гнейсовидные биотитовые граниты представлены лейкократовыми двуполевошпатовыми разностями. Гнейсовидные граниты доминируют среди пород первой группы и имеют с гранитогнейсами секущие контакты. Гнейсовидность гранитов обусловлена директивным распределением шпир биотита, содержание которого не превышает 5%. Среди полевых шпатов преобладают микроклин и микроклин-пертит (25-30%). Структура гранитов гранобластовая переходная к гипидиоморфнозернистой. Акцессорные минералы гранитов - это циркон, сфен, апатит, реже **алланит**.

Ко второй группе отнесены **массивные биотитовые граниты**. Они сложены кварцем (25-30%), калиевым полевым шпатом (до 30%), плагиоклазом (20-25%) и биотитом (5-10%). Структура пород гранитная с отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза. Акцессорные минералы представлены мелкими зернами циркона и апатита.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА ИЗ ГРАНИТОИДОВ

С целью верификации относительной последовательности пород и определения времени формирования были выбраны гранитоиды, отвечающие разным этапам формирования: тонкополосчатые амфибол-биотитовые гранитогнейсы (обр. 32-20), мелкозернистые амфибол-биотитовых гнейсограниты (**138-95**) и биотитовые граниты (обр. 38-20). Результаты датирования цирконов суммированы в таблице S1 (приложение).

В пробе тонкополосчатых амфибол-биотитовых гранитогнейсов (обр. 32-20) проанализировано 81 зерно циркона, из которых 75 зерен имеют дискордантность $\leq 5\%$. Циркон представлен дипирамидально-призматическими кристаллами размером 160-330 мкм с $Ky = 1.7-3$. В катодоллюминисцентном изображении (КЛ) цирконы характеризуются осцилляторной зональностью, иногда неявно выраженной в центральной части зерен, и имеют тонкие темные в КЛ каймы (рис. 4а). Цирконы имеют концентрации U от 120 до 673 ppm и $Th/U=0.3-0.9$, которые являются типичными для магматических цирконов [Hoskin, Schaltegger, 2003]. Датирование проводилось как в центральных, так и в краевых частях зерен с отчетливой ростовой зональностью. Субконкордантные возраста зерен циркона имеют унимодальное распределение, для 69 зерен средневзвешенный $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст составляет 2991 ± 8 млн лет (СКВО=0.41) (рис. 5). Исходя из характера зональности и величины Th/U датированный циркон имеет магматическое происхождение, следовательно, можно заключить, что магматический протолит тонкополосчатых гранитогнейсов был образован ~ 2.99 млрд лет назад.

Из мелкозернистых амфибол-биотитовых гнейсогранитов (обр. 138-95) проанализировано 37 зерен циркона, из которых 32 характеризуются дискордантностью менее 5%. Цирконы представлены двумя типами. Первый доминирующий тип - это длиннопризматические кристаллы размером 160-360 мкм с $Ky = 2-4$. В КЛ кристаллы имеют высокую светимость, обладают отчетливой осцилляторной зональностью и имеют тонкие (менее 20 мкм) темные в КЛ каймы (рис. 4, б). Иногда эти цирконы содержат темные в КЛ измененные ядра, окруженные зональной внешней оболочкой (рис. 4б, зерно 31). Длиннопризматические цирконы характеризуются концентрациями U от 126 до 439 ppm и $Th/U=0.57-1.0$, которые являются типичными для магматических цирконов [Hoskin, Schaltegger 2003]. Изотопные отношения 21 зерна образуют дискордию с верхним пересечением с конкордией, отвечающим 2545 ± 10 млн лет (СКВО=0.69) (рис. 6, а). В пределах ошибки это значение совпадает с конкордантным возрастом 18 зерен, составляющим 2536 ± 7 млн лет (СКВО=2.0). Повышенная величина СКВО обусловлено слабой дискордантностью возрастов (1-3%). Учитывая характер зональности и величины Th/U возраст этих преобладающих цирконов, составляющий 2545 ± 10 млн лет, может быть принят как время кристаллизации гнейсогранитов.

Второй тип представляют короткопризматические («бочонковидные») зерна циркона, размером 250-400 мкм с $Ky = 2-2.4$. Эти цирконы имеют слабо выраженную ростовую или пятнистую зональность в центральной части зерен и более широкие внешние оболочки с контрастной светимостью в КЛ (рис. 4, б). Пять зерен этого типа имеют конкордантные $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрасты, шесть других зерен характеризуются

дискордантностью 2-6%. В сравнении с первым типом цирконы второго типа имеют слабо повышенное содержание U (208-574 ppm) и Th/U (0.41-0.73), отвечающие значениям для магматического циркона. Конкордантный возраст 5-ти зерен составляет 2970 ± 16 млн лет (СКВО=0) (рис. 6, б). Все совокупность цирконов второго типа имеет возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией равный 2973 ± 39 млн лет (СКВО=0.65). Одно из зерен второго типа имеет сильно измененное темное в КЛ ядро и более широкую зональную оболочку, дискордантный (D=40%) возраст которой по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составляет 2543 ± 33 млн лет и сопоставим с возрастом длиннопризматических цирконов первого типа.

Из биотитовых гранитов (обр. 38-20) датировано 53 зерна циркона, из которых 33 имеют дискордантность менее 5%. Цирконы, имеющие высокую дискордантность (D=6-91%), характеризуются широким диапазоном $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста от 1679 до 3106 млн лет. Среди цирконов с конкордантными и субконкордантными возрастами выделяется две группы: архейская и палеопротерозойская (рис. 7, а). Цирконы с архейским возрастом представлены дипирамидальными призматическими кристаллами светлыми в КЛ размером 200-100 мкм с $K_u = 1.5-3.3$ и характеризуются широкими ростовыми зонами (рис. 4, в). Два слабо дискордантных (D=4-8%) зерна с $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастом 3156 и 3182 млн лет относительно обеднены U (116-272 ppm) и имеют Th/U=0.52-0.73. Шесть зерен имеют $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст в диапазоне 2975-3011 млн лет (рис. 7, а) и сопоставимы с цирконами из тонкополосчатых амфибол-биотитовых гранитогнейсов – 2.99 млрд лет. Эти цирконы также имеют пониженное содержание U (195-355 ppm) и Th/U=0.15-0.68. Еще два зерна с пониженным содержанием U (133-274 ppm) имеют конкордантный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 2883 и 2693 млн лет.

Среди доминирующих палеопротерозойских цирконов обособляется две группы. Первая группа наиболее многочисленная (14 зерен) представлена эвгдральными бипирамидально призматическими цирконами с осцилляторной зональностью, которые содержат ядра овальной в плане формы. Цирконы этой группы имеют размер 100-280 мкм с $K_u = 1.5-3.0$ (рис. 4, в) и в сравнении с архейскими цирконами характеризуются повышенным содержанием U (200-760 ppm) и Th/U=0.74-1.3. Для 14 зерен циркона возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет 1880 ± 9 млн лет (СКВО=0.9) (рис. 7, б). Вторая группа из семи зерен цирконов характеризуется $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастaми в диапазоне 1915-1941 млн лет. Эти цирконы характеризуются низкой светимостью и грубой ростовой зональностью в КЛ, а также имеют повышенные содержание U (299-581 ppm) и Th/U=0.83-1.0.

Таким образом, в биотитовом граните установлено три возрастные генерации циркона: (1) преобладающие палеопротерозойские с возрастом ~1.88 млрд лет, (2) более

древние палеопротерозойские – 1.91-1.94 млрд лет и (3) архейские с возрастом ~3.0 млрд лет.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Исследованные породы северо-западной части Китойского блока по содержанию петрогенных элементов отвечает преимущественно субщелочным гранитам и лейкогранитам (табл. 1, рис. 8 а). Все они имеют слабопералюминиевый состав ($ASI=1-1.1$) и по соотношению щелочей и CaO принадлежат главным образом известково-щелочным гранитам (рис. 8 б). По величине $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ эти породы отвечают слабо железистым разностям (рис. 8 в). Для гранитоидов характерны обратная корреляция SiO_2 с FeO^*+Mg , TiO_2 , CaO и прямая – с K_2O . При общем сходстве состава каждая из трех возрастных генераций гранитоидов имеет свои особенности. Мезоархейские тонкополосчатые гранитогнейсы при высокой кремнекислотности выделяются повышенным содержанием FeO^*+MgO и отклоняются от общих трендов петрогенных элементов (рис. 8 г). Повышенные концентрации TiO_2 (0.35-0.46%) характерны как для тонкополосчатых гранитогнейсов, так и мелкозернистых гнейсогранитов, что коррелирует с их более меланократовым составом. Максимальной кремнекислотностью и содержанием K_2O обладают гнейсовидные и массивные биотитовые граниты.

Тонкополосчатые гранитогнейсы, гнейсовидные и массивные граниты характеризуются высокими концентрациями Rb и низкими Sr (48-190 ppm), тогда как мелкозернистые гнейсограниты выделяются максимальным содержанием Ba (950-2000 ppm) и повышенными Sr (204-341 ppm). Диапазон концентраций Th (20-43 ppm) во всех породах отвечает содержаниям для высокодифференцированных калиевых гранитов. Амфибол-биотитовые тонкополосчатые гранитогнейсы и мелкозернистые гнейсограниты обогащены высокозарядными элементами: $Zr=362-526$ ppm, $Nb=9-29$ ppm и легкими лантаноидами, концентрации этих элементов отчетливо понижены в биотитовых гнейсовидных и массивных гранитах. Концентрации тяжелых лантаноидов варьируют в широком диапазоне, что определяет характер спектров РЗЭ (рис. 9). Тонкополосчатые гранитогнейсы характеризуются пониженным $(La/Yb)_n$ (8-11) и резким Eu минимумом ($Eu/Eu^*=0.29-0.38$) (рис. 9 а). Напротив, мелкозернистые гранитогнейсы имеют наиболее фракционированное распределение с высоким $(La/Yb)_n$ (24-73) и обеднены Eu ($Eu/Eu^*=0.45-0.51$) (рис. 9 б). Спектры РЗЭ гнейсовидных и массивных гранитов варьируют от слабо до умеренно фракционированных ($(La/Yb)_n=3.3-26$) с отчетливым Eu минимумом ($Eu/Eu^*=0.25-0.59$) (рис. 9 в-г). Мультиэлементные спектры всех гранитоидов имеют резкие минимумы по Nb и Ti (рис. 10).

Изотопный Sm-Nd состав определен для мезоархейского гранитогнейса и палеопротерозойских гранитов (табл. 2, рис. 11). Все гранитоиды характеризуются узким диапазоном модельного Nd возраста – $T_{Nd}(DM)=3.0-3.3$ млрд лет и снижением $\epsilon_{Nd}(t)$ от ранних гранитогнейсов (-0.6) к поздним гранитам (-12.5 и -12.9). Близкий модельный возраст имеют и парагнейсы, характеризующие верхнюю кору Китойского блока – $T_{Nd}(DM)=3.1-3.2$ млрд лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

1. Последовательность образования и возраст гранитоидов северо-западной части Китойского блока

Результаты геохронологического исследования позволили верифицировать структурную последовательность образования гранитоидов и выделить три этапа их образования. Наиболее ранние тонкополосчатые гранитогнейсы формировались в мезоархее, что отражает возраст единственной генерации циркона, составляющий 2991 ± 8 млн лет. В пользу кристаллизации этих цирконов из расплава свидетельствует наличие отчетливой осцилляторной зональности и величины Th/U, характерные для магматических цирконов. Свидетельством магматизма в конце неархей служат мелкозернистые гнейсограниты, в которых доминирующими являются цирконы с возрастом 2545 ± 10 млн лет. Эти породы содержат также мезоархейские цирконы (2970 ± 16 млн лет), которые в пределах ошибки одновозрастны с цирконами из гранитогнейсов. По своим характеристикам – характеру зональности и величине Th/U цирконы обоих возрастных генераций имеют магматическое происхождение. Об унаследованном характере древних цирконов свидетельствует наличие переработанных ядер в зернах неархейских цирконов. Унаследованные цирконы отражают характер вероятного источника гнейсогранитов, представленного породами мезоархейской коры, и указывают на не полное отделение расплава от реститовых фаз.

Максимальной разновозрастностью цирконов характеризуются поздние массивные граниты. О времени их формирования позволяет судить самая молодая генерация циркона, имеющая эвгедральную форму, отчетливую осцилляторную зональность и содержащая резорбированные ядра. Возраст этой наиболее многочисленной популяции с типичным для магматических цирконов Th/U отношением составляет 1880 ± 9 млн лет и отвечает времени образования биотитовых гранитов. Среди ксеногенных выделяется немногочисленная группа цирконов с субконкордантным возрастом ~ 3.0 млрд лет, близким к цирконам из предшествующих архейских гранитоидов, что позволяет рассматривать породы мезоархейской коры в качестве источника расплава. В пользу наличия более

древней коры в области генерации гранитного расплава свидетельствуют единичные зерна циркона с возрастом 3.16-3.18 млрд лет. Широкий диапазон дискордантных возрастов (от ~2.7 до 2.0 млрд лет) архейских и палеопротерозойских ксеногенных цирконов в гранитах очевидно обусловлен различной степенью потери радиогенного Pb под влиянием кислого расплава. Наибольшую сложность представляет интерпретация субконкордантных возрастов 1.92-1.94 млрд лет для семи зерен циркона. Возможны два варианта: 1. это следствие практически полной потери Pb архейскими цирконами под влиянием гранитного расплава, 2. цирконы с возрастом 1.92-1.94 млрд лет были захвачены расплавом из неустановленного источника, для обоснованного выбора из которых пока нет веских оснований.

Таким образом, анализ всей совокупности полученных геохронологических данных позволяет выделить на северо-западе Китойского блока три этапа гранитообразования: ~2.99, ~2.54 и ~1.88 млрд лет.

2. Корреляция рубежей раннедокембрийского магматизма и метаморфизма в Китойском и Иркутском блоках, тектонические следствия

Полученные в настоящей работе и все ранее опубликованные геохронологические данные для гранулитогнейсовых блоков Шарыжалгайского выступа суммированы в таблице 3. Начало формирования коры Иркутского блока относится к палео-мезоархею. О проявлении магматических событий этого времени свидетельствуют магматические цирконы (3.4-3.3 млрд лет) из реликтов гранулитов среднего состава [Poller et al., 2005; Туркина и др., 2011], а также наиболее древние детритовые цирконы (~3.2 млрд лет) из архейских высокоглиноземистых гнейсов [Туркина и др., 2017]. Индикаторами наиболее древней коры в Китойском блоке служат единичные ксеногенные цирконы (3.16-3.18 млрд лет) в массивных биотитовых гранитах, а также величины модельных Nd возрастов гранитоидов и парагнейсов, достигающие 3.2-3.3 млрд лет. Имеющиеся изотопные данные указывают на разновозрастность ранних корообразующих событий в двух гранулитогнейсовых блоках.

Первые свидетельства субсинхронности эндогенных событий для Китойского и Иркутского блоков относятся к рубежу ~3.0 млрд лет. Этому этапу отвечает формирование первой генерации гранитоидов на северо-западе Китойского блока. Индикаторами распространения подобных пород являются близкие по возрасту (2.97-3.0 млрд лет) ксеногенные цирконы в более поздних генерациях гранитов. В Иркутском блоке данному рубежу отвечает возраст (~3.0 млрд лет) наиболее распространенных детритовых цирконов из парагнейсов на западе этой структуры, эти цирконы по редкоэлементному составу имеют магматическое происхождение и характеризуют гранитоиды питающей

провинции [Туркина и др., 2017]. Кроме того, в Иркутском блоке в реликтах палеоархейских гранулитов установлены метаморфические цирконы с возрастам ~ 3.04 млрд лет [Туркина и др., 2011].

Установленные в настоящей работе неоархейский (~ 2.54 млрд лет) и палеопротерозойский (~ 1.88 млрд лет) этапы гранитообразования коррелируют с формированием гранитоидов в Иркутском блоке и зоне его сочленения с Китайским блоком [Aftalion et al., 1991; Гладкочуб и др., 2005; Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007; Turkina et al., 2012; Туркина, Капитонов, 2019 и др.]. Эти этапы формирования гранитоидов субсинхронны с двумя главными рубежами проявления метаморфизма в породах Иркутского блока [Туркина и др., 2010; Turkina et al., 2012] и зоне его сочленения с Китайским [Poller et al., 2005]. На юго-западе Китайского блока метаморфизм и частичное плавление парагнейсов происходили в интервале 2.45-2.49 млрд лет [Левицкий и др., 2010; Глебовицкий и др., 2011; Sukhorukov et al., 2020], то есть немного позднее, чем аналогичные процессы в других частях гранулитогнейсовых блоков, но могут рассматриваться в рамках одного тектоно-термального этапа продолжительностью около 50 млн лет. В отличие от неоархейского этапа, проявленного только в гранулитогнейсовых блоках, палеопротерозойские процессы метаморфизма и гранитообразования в возрастном диапазоне (1.88-1.84 млрд лет) происходили во всех блоках Шарыжалгайского выступа, что обусловлено их связью с коллизионным орогенезом, результатом которого была амальгамация коровых блоков и формирование Сибирского кратона. Для неоархейских событий связь с коллизионными процессами менее очевидна, она доказывается главным образом субсинхронностью гранитообразования и высокотемпературного метаморфизма, что является типичным для коллизионного орогенеза, и как будет показано ниже, согласуется с изотопно-геохимическими характеристиками гранитоидов и их генезисом. Тем не менее одновозрастность проявления гранитоидного магматизма как в Иркутском и Китайском блоках, так и в зоне их сочленения служит веским доказательством их сочленения в конце неоархея. Следовательно, формирование некоторых крупных коровых блоков, являющихся структурными элементами фундамента Сибирского кратона, предшествовало главной палеопротерозойской эпохе коллизионного орогенеза, как это предполагалось ранее [Turkina et al., 2012].

3. Геохимическая систематика и происхождение гранитоидов северо-западной части Китайского блока

Изученные разновозрастные гранитоиды имеют ряд близких петрогеохимических характеристик, что предполагает сходство их образования. Все эти породы характеризуются высокими кремнекислотностью (69-77 мас. % SiO_2) и содержанием K_2O ,

наличием отчетливых Eu минимумов на редкоземельных спектрах, низкими концентрациями Sr и обогащением некогерентными редкими элементами, что отражает либо об их высокую дифференцированность, либо образование при низких степенях плавления сиалического корового источника. Наличие ксеногенных цирконов склоняет в пользу второго варианта и указывает на неполное отделение расплава от реститовых фаз. Слабо пералюминиевый характер ($ASI \leq 1.1$) и вариации состава от магнезиальных до железистых разностей позволяют сопоставлять изученные породы с гранитами I- и A-типа. Согласно [Frost et al., 2001] рост железистости I-гранитов и снижение - для A-гранитов при увеличении SiO_2 не позволяет однозначно различать высококремнистые разности этих пород. По уровню содержания индикаторных редких элементов: легких РЗЭ, Nb, Zr китойские гранитоиды обнаруживают сходство с дифференцированным I-гранитам или A-гранитам (рис. 12). Наиболее важным критерием для определения геохимического типа этих пород в данном случае является наличие ксеногенных цирконов, унаследованных от источника. Граниты A-типа являются наиболее высокотемпературными из всех типов гранитоидов и лишены ксеногенного циркона [Miller et al., 2003]. Согласно [Miller et al., 2003], граниты, содержащие ксеногенный циркон, близки к насыщению Zr, что позволяет оценить температуру образования расплава. Расчетные температуры насыщения Zr по [Harrison, Watson, 1984] для неоархейских и палеопротерозойских гранитов составляют $715-830^\circ\text{C}$ и $710-770^\circ\text{C}$, соответственно. Эти величины отвечают диапазону температур типичному для гранитов с унаследованными ядрами циркона [Miller et al., 2003]. Следует отметить, что мезоархейские гранитогнейсы, имеющие максимальные концентрации Zr, Nb, Th и легких лантаноидов и не содержащие унаследованного циркона, характеризуются более высокими температурами – $840-870^\circ\text{C}$. Таким образом, наиболее ранние из гранитоидов Китайского блока близки к гранитам A-типа, тогда как более поздние - сопоставимы с I-гранитами калиевого ряда. Оценки температур образования изученных неоархейских и палеопротерозойских гранитов приближаются к температурам безводного солидуса ($\sim 800^\circ\text{C}$) при плавлении граувакковых [Vielzeuf, Montel., 1994] и тоналитовых [Watkins et al., 2007] субстратов, способных продуцировать калиевые гранитные расплавы, тогда как для мезоархейских – превышают их.

Характерная черта неоархейских гнейсогранитов и гнейсовидных гранитов это широкие вариации в содержании тяжелых РЗЭ и Y. На распределение этих элементов влияют главным образом такие фазы как амфибол и циркон, это наряду с наличием унаследованного циркона свидетельствует о неполной сегрегации расплава от реститовых фаз. Архейские граниты как в Китайском, так и Иркутском блоках не образуют крупных

интрузий, в которых могло происходить растворение захваченных реститовых фаз и гомогенизация расплава, а представлены разномасштабными жильными телами [Гладкочуб и др., 2005; Сальникова и др., 2007; Turkina et al., 2012]. Исходя из особенностей состава можно заключить, что отдельные тела представляют собой самостоятельные порции расплава из сходных коровых источников, но различаются по степени сегрегации расплава и количеству захваченных реститовых фаз. **Наличие минимумов по Eu, Sr, Nb, Ti на редкоэлементных спектрах изученных гранитов, с одной стороны, отражает плавление сиалического корового источника, поскольку континентальная кора характеризуется аналогичным набором отрицательных аномалий [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], а с другой, предполагает наличие плагиоклаза, амфибола, ильменита среди реститовых фаз при низкой степени плавления, что согласуется с экспериментальными данными [Vielzeuf, Montel., 1994; Watkins et al., 2007]. Отсутствие сильного обеднения гранитов тяжелыми РЗЭ и Y свидетельствует в пользу рестита, не содержащего гранат, что отвечает плавлению при давлении менее 5-8 кбар в зависимости от состава источника.**

Коровые сиалические источники являются наиболее вероятными для неоархейских и палеопротерозойских гранитов северо-запада Китайского блока. В пользу этого предположения свидетельствуют высокие концентрации некогерентных редких элементов, наличие унаследованных цирконов, а также Sm-Nd изотопные данные. Как было показано выше, с уменьшением возраста происходит снижение $\epsilon_{Nd}(t)$, но все граниты и парагнейсы Китайского блока имеют узкий диапазон $T_{Nd}(DM)=3.0-3.3$ млрд лет и отвечают одному тренду эволюции мезоархейской коры (рис. 11). Такой изотопный состав, наряду с присутствием унаследованных цирконов с возрастом ~ 3.0 млрд лет указывает, что формирование гранитов происходило в результате корового рециклинга без вклада ювенильного материала. С аналогичным процессом внутрикорового плавления было связано и образование небольших тел палеопротерозойских чарнокитов на юго-западе Иркутского блока, которые содержат унаследованные архейские цирконы и характеризуются диапазоном модельных Nd и Hf возрастов, соответствующим вмещающим архейским кислым гранулитам [Туркина, 2021, в печати]. Образование неоархейских и палеопротерозойских гранитов Китайского блока в результате рециклинга не противоречит их связи с коллизионным орогенезом, характерной чертой которого являются высокотемпературный метаморфизм и процессы внутрикорового плавления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании структурных взаимоотношений и данных U-Pb датирования циркона на северо-западе Китойского блока установлено три этапа формирования раннедокембрийских гранитоидов: ~2.99, 2.54 и 1.88 млрд лет, представленных разномасштабными жильными телами. **Формирование и эволюция коры Китойского блока происходили в диапазоне времени от мезоархея (~3.2-3.3 млрд лет) до позднего палеопротерозоя.**

Разновозрастные гранитоиды характеризуются высокими кремнекислотностью и содержанием K_2O и обогащены некогерентными редкими элементами. По редкоэлементному составу и температурам образования мезоархейские гранитоиды сходны с гранитами А-типа, а неоархейские и палеопротерозойские – I-типа. Унаследованные цирконы (~2.97-3.0 млрд лет), а модельные Nd возраста свидетельствуют о формировании неоархейских и палеопротерозойских гранитов в результате рециклинга мезоархейской коры. **Эти данные в совокупности с редкоэлементным составом предполагают образование этих гранитов при низкой степени плавления сиалического корового источника и неполном отделении расплава от реститовых фаз.**

Неоархейский (~2.54 млрд лет) и палеопротерозойский (~1.88 млрд лет) этапы гранитообразования на северо-западе Китойского блока коррелируют с формированием гранитоидов в Иркутном блоке и зоне его сочленения с Китойским, Субсинхронность гранитообразования и метаморфизма на рубеже ~2.54 млрд лет является веским доказательством сочленения Китойского и Иркутного блоков в результате коллизионного орогенеза в конце неоархея.

Благодарности. Изотопное датирование проведено при поддержке РФФИ (грант 20-05-00265). Геохимическое исследование гранитоидов выполнено в рамках базового проекта фундаментальных исследований ИГМ СО РАН. Авторы благодарят д.г.-м.н. С.Н. Рудневу, а также сотрудников ЦКП МИИ (г. Новосибирск) к.г.-м.н. И.В. Николаеву, к.г.-м.н. С.В. Палесского, Д.В. Семенову, А.В. Карпова, Н.Г. Карманову, выполнивших аналитические работы.

Литература

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

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Скляр Е.В., Яковлева С.З. Китайский комплекс гранитоидов (юг Сибирского кратона): структурно-геологическая позиция, состав, возраст и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (11), с. 1139-1150.

Глебовицкий В.А., Левченков О.А., Левицкий В.И., Ризванова Н.Г., Левский Л.К., Богомолов Е.С., Левицкий И.В. Возрастные рубежи проявления метаморфизма на Китайском силлиманитовом месторождении (юго-восточное Присяянье) // Доклады АН, 2011, т. 436, №3, с. 351-355.

Грабкин О.В., Мельников А.И. Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва (на примере Шарыжалгайского блока). Новосибирск, Наука, 1980. 95 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. /Галимова Т.Ф., Пермяков С.А., Бобровский В.Т. и др./ Масштаб 1:1000000. Лист N-48-Иркутск. Объяснительна записка. Санкт-Петербург, 2006. 491 с.

Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Левицкий И.В., Котов А.Б., Бараш И.Г., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Возраст и происхождение Китайского месторождения силлиманитовых сланцев (Восточная Сибирь) // Доклады АН, 2010, т. 431, №3, с. 386-391.

Мазукабзов А.М. Структура и геодинамика южной окраины Сибирского кратона. Автореф. дисс., на соиск. д.г.-м.н. Иркутск, 2003. 33 с.

Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. Тектоническое районирование и структура южной части Сибирского кратона // Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2006, с. 8-76.

Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой // Геохимия, 2008, № 10, с. 1085–1091.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Мельгунов М.С. Геохимия метаосадочно-вулканогенных толщ и гранитоидов Онотского зеленокаменного пояса // Геохимия, 2001, № 1, с. 31–50.

Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, вопросы эволюции. Геотектоника, 2003, № 3, с. 1-19.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Беляцкий Б.В., Яковлева С.З., Морозова И.М., Бережная Н.Г., Загорная Н.Ю. U-Pb возраст гранитоидов зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1997, т. 5, № 2, с. 3-12.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Мельников А.И., Козаков И.К., Ковач В.П., Бараш И.Г., Яковлева С.З. Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутского блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007, т. 15, № 4, с. 3-19.

Тейлор С.Р., Мак-Ланнан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М., Мир, 1988. 380 с.

Туркина О.М. Раннедокембрийская эволюция коры Иркутского блока Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): синтез U-Pb, Lu-Hf и Sm-Nd изотопных данных // Геология и геофизика, 2021, т. 62. (в печати).

Туркина О.М., Капитонов И.Н. Источники палеопротерозойских гранитоидов (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона): от литосферной мантии до верхней коры // Геология и геофизика, 2019, 60 (4), с. 489-513.

Туркина О.М., Сухоруков В.П. Раннедокембрийские высокометаморфизованные терригенные породы гранулитогнейсовых блоков Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2015, т.56 (6), с. 1116-1130.

Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. Палеопротерозойский возраст протолитов метатерригенных пород восточной части Иркутского гранулитогнейсового блока (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010, т. 18, № 1, с. 18-33.

Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Скублов С.Г. Формирование и мезоархейский метаморфизм гиперстеновых гнейсов в Иркутском гранулитогнейсовом блоке (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 122-137.

Туркина О.М., Сергеев С.А., Сухоруков В.П., Родионов Н.В. U-Pb возраст циркона из парагнейсов в гранулитовом блоке Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): свидетельства архейского осадконакопления и формирования континентальной коры от эо- до мезоархея // Геология и геофизика, 2017, т.58 (9), с. 1281-1297.

Туркина О.М., Изох А.Э., Ножкин А.Д. Метабазиты зеленокаменного пояса Булунского блока (юнго-запад Сибирской платформы) как индикаторы состава и изотопных параметров архейской мантии // *Петрология*, 2021, № 4, с.

Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R., Hopgod A.M., Perchuk L.L. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnockite-granite complex, lake Baikal, USSR: a U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd isotopic study // *Journal of Geology*, 1991, v. 99, № 6, p. 851-861.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved Pb-206/U-218 microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chemical Geology*. 2004. V. 205. P. 115–140.

Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // *Precambrian Research*, 2020, v. 348, 105869.

Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), *Zircon. Review Mineral. Geochem.*, 53. Mineralogical Society of America, Washington, D.C, 2003, p. 27–62.

Ludwig K.R. ISOPLOT 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center. California. Berkeley. 2003. pp 39.

Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W. Hot or cold granite? Implications of zircon saturation temperature and preservation of inheritance // *Geology*, 2003, v. 31, p. 529-532.

Poller, U., Gladkochub, D., Donskaya, T., Mazukabzov, A., Sklyarov, E., Todt, W. Early Proterozoic collisional magmatism along the Southern Siberian Craton - constrains from U–Pb single zircon data. *Transactions of Royal Society, Edinburgh, Earth Sciences*, 2004, v. 95, p. 215–225.

Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precambrian Research*, 2005, v. 136, p. 353-368.

Rosen, O.M., Condie, K.C., Natapov, L.M., Nozhkin, A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment. In: Condie, K.C. (Ed.), *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam, Elsevier, 2004, p. 411–459.

Slama, J., Kosler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, N.,

Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J. Plesovice zircon - new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. v. 249 (1–2). p. 1–35.

Smelov, A.P., Timofeev, V.F. The age of the North Asian Cratonic basement: an overview // *Gondwana Research*, 2007, v. 12, p. 279–288.

Sukhorukov V.P., Savel'eva V.B., Jiang Y., Li Z. P-T path of metamorphism and U-Pb monazite and zircon age of the Kitoy terrane: implication for Neoproterozoic collision in SW Siberian Craton // *Geoscience frontiers*, 2020, v.11, p.1915-1934.

Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N. U-Pb (SHRIMP II), Lu-Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgay Uplift: implications for the Neoproterozoic evolution of the Siberian Craton // *Gondwana Research*, 2012, v. 21, p. 801-817.

Vielzeuf, D., Montel, J.M. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1994, v. 117, p. 375–393.

Watkins, J.M., Clemens, J.D., Treloar, P.J. Archean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6-1.2 GPa // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2007, v. 154, p. 91–110.

Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1983, v. 6, p. 295-304.

Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W. A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1987, v. 95, p. 407-419.

Zhao G., Cawood P.A., Wilde S.A., Sun M. Review of global 2.1-1.8 Ga orogens: implication for a pre-Rodinia supercontinent // *Earth-Science Reviews*. 2002, v. 59, 125-162.

Подрисуночные подписи

к статье О.М. Туркиной, В.П. Сухорукова «Раннедокембрийский гранитоидный магматизм ...»

Рис. 1. Геологическая схема Шарыжалгайского выступа.

Онотский и Булунский блоки: 1 - метаосадочно-вулканогенные отложения зеленокаменных поясов, 2 – палеоархейские плагиогнейсы и плагиогранитоиды ТТГ комплекса; 3 – гранулитогнейсовые комплексы Иркутного и Китойского блоков, 4 – маркирующие слои, 5 - архейские гранитоиды, 6 – архей-палеопротерозойские гранитоиды не расчлененные, 7 - палеопротерозойские гранитоиды, 8 - тектонические границы: а – разломы, б – надвиги, 9 – геологические границы (а), несогласного залегания (б). Рамкой показан контур карты на рис. 2.

На врезке А. Главные тектонические элементы Сибирского кратона. 1 – выступы фундамента, 2 – погребенный фундамент, 3 - палеопротерозойские орогенные пояса. На врезке Б. Схема блоков Шарыжалгайского выступа.

Рис. 2. Геологическая карта северной части Китойского и Онотского блоков, по [Ножкин и др., 2001] с изменениями.

1 – современные аллювиальные отложения, 2 – платформенные отложения; 3–5 – породные ассоциации Онотского гранит-зеленокаменного блока: 3 – амфиболиты, амфиболовые сланцы, метапелиты с горизонтами мраморов и железистых кварцитов, биотитовые и амфибол-биотитовые ортогнейсы, 4 – маркирующие горизонты мраморов, 5 – палеоархейские плагиогнейсы и плагиограниты ТТГ комплекса; 6 – гранулитогнейсовый комплекс Китойского блока; 7 – архейские-палеопротерозойские граниты нерасчлененные; 8 – палеопротерозойские габброиды; 9 – палеопротерозойские гранитоиды.

Рис. 3. Структурные взаимоотношения гранитоидов и метаморфических пород. а – включение амфиболитов (1) в амфибол-биотитовых гнейсогранитах (2), б – тонкополосчатый гранитогнейс (3), который имеет субсогласный контакт с неоднородным гнейсовидным гранитом (4) и пересекается биотитовым гранитом (5), в – тонкополосчатые гранитогнейсы (6) секутся гнейсовидными гранитами (7), г – включение тонкополосчатых гранитогнейсов (8) в биотитовых гранитах (9).

Рис. 4. Катодолюминисцентное изображение циркона из гранитоидов.

а – тонкополосчатый гранитогнейс, б – мелкозернистый гнейсогранит, в – массивный биотитовый гранит.

Рис. 5. Диаграмма с конкордией (а) и средневзвешенный возраст (б) циркона из тонкополосчатого гранитогнейса (обр. 32-20).

Рис. 6. Диаграммы с конкордией для циркона из мелкозернистого гнейсогранита (обр.138-95).

а – магматические цирконы, б – унаследованные цирконы.

Рис. 7. Диаграммы с конкордией для циркона из массивного биотитового гранита (обр. 38-20).

а – все зерна циркона, б – палеопротерозойские магматические цирконы.

Рис. 8. Диаграммы $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (а), $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ (б), $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ (в), $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^* + \text{MgO}$ (г) для гранитоидов северо-западной части Китайского блока.

1 – тонкополосчатые гранитогнейсы, 2 – мелкозернистые гнейсограниты, 3 – гнейсовидные граниты, 4 – массивные граниты. Поля: железистых (Fe) и магнезиальных (Mg); известковистых (И), щелочно-известковистых (ЩИ), известково-щелочных (ИЩ) и щелочных (Щ) гранитов по [Frost et al., 2001].

Рис. 9. Редкоземельные спектры гранитоидов.

а – тонкополосчатые гранитогнейсы, б – мелкозернистые гнейсограниты, в – гнейсовидные граниты, г – массивные граниты.

Рис. 10. Мультиэлементные спектры гранитоидов.

а – тонкополосчатые гранитогнейсы, б – мелкозернистые гнейсограниты, в – гнейсовидные граниты, г – массивные граниты.

Рис. 11. Диаграмма T (млн лет) - $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ для гранитоидов и метаморфических пород Китайского блока.

1 – гранитогнейс, 2 – массивные граниты, 3 – гранит китайского комплекса [Гладкочуб и др., 2005], 4 – высокоглиноземистые гнейсы.

Рис. 12. Диаграмма $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ для гранитов Китайского блока.

Условные обозначения соответствуют рис. 8. Поля по [Whalen et al., 1987].

Таблица 1

Содержания петрогенных (мас. %) и редких (ppm) элементов в представительных пробах метаморфических пород и гранитоидов северо-западной части Китайского блока

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	32- 20	34- 20	141- 95	136- 95	35- 20	37- 20	138- 95	147- 95	131- 95	135- 95	146- 95
SiO ₂	73,0	73,2		72,9	69,6		70,0	71,1			
TiO ₂	9	6	73,64	2	1	69,25	1	0	73,75	77,38	74,73
Al ₂ O ₃	12,6	12,3		12,1	14,8		14,9	14,4			
Fe ₂ O ₃ *	4	1	12,15	2	1	14,90	7	2	13,73	11,25	13,47
MnO	3,60	3,92	4,25	4,00	3,68	3,53	3,67	2,77	2,32	2,41	1,37
MgO	0,05	0,06	0,071	0,06	0,04	0,04	0,05	0,04	0,035	0,03	0,03
CaO	0,33	0,34	0,37	0,42	0,61	0,66	0,66	0,56	0,47	0,1	0,12
Na ₂ O	1,07	1,10	1,08	0,98	1,82	1,90	2,27	1,52	1,17	0,5	0,75
K ₂ O	3,16	2,94	3,11	3,08	4,51	4,58	4,26	3,87	3,63	2,51	3,73
P ₂ O ₅	4,99	4,94	4,81	4,68	3,63	3,24	3,49	4,37	4,08	5,47	5,5
П.п.п.	0,07	0,06	0,056	0,08	0,11	0,12	0,12	0,08	0,037	0,03	0,03
Сумма	0,34	0,38	0,28	0,54	0,54	0,54	0,48	0,56	0,56	0,22	0,3
	99,7	99,7		99,4	99,9		100,	99,8			
	8	9	100,2	0	5	99,43	4	4	100,0	100,1	100,1
Th	30	31	31,6	22,0	29	27	19,6	13,5	19,7	42,7	20,0
Rb	139	148	149	-	130	118	150	-	134	196	266
Ba				-			2				
Sr	550	610	678		948	1545	060	-	557	452	181
	56	54	63	-	204	264	341	-	190	50	48
La	108	115	113	-	141	135	133	-	25	84	22
Ce	217	224	222	-	251	252	225	-	51	191	46
Pr	24	26	-	-	26	26	23	-	5,6	-	4,9
Nd	82	89	84	-	83	83	73	-	20	64	16,5
Sm	14,0	15,0	16,7	-	10,8	11,1	9,4	-	3,7	11,3	4,2
Eu	1,30	1,81	1,82	-	1,46	1,59	1,48	-	0,63	0,88	0,39
Gd	12,9	13,7	17	-	8,6	7,3	8,1	-	2,9	10,1	4,5
Tb	1,91	2,1	2,8	-	0,95	0,74	0,98	-	0,39	1,73	0,92
Dy	11,1	12,8	-	-	5,3	3,1	6,1	-	1,90	-	6,5
Ho	2,4	2,7	-	-	0,93	0,60	1,36	-	0,30	-	1,46
Er	6,7	8,1	-	-	2,7	1,46	3,9	-	0,77	-	4,5
Tm	0,99	1,20	-	-	0,40	0,20	0,59	-	0,12	-	0,71
Yb	6,5	7,8	9,8	-	2,6	1,25	3,7	-	0,77	5,9	4,6
Lu	0,93	1,14	1,35	-	0,38	0,19	0,53	-	0,11	0,84	0,66
Zr	446	526	428	-	411	417	362	-	163	266	68
Hf	12,0	14,4	17	-	9,9	9,7	8,8	-	5,0	11	3,5
Ta	1,31	1,64	2,4	-	0,85	0,25	1,01	-	0,68	2,2	5,3
Nb	27	28	29	-	22	8,6	22	-	8,7	27	22
Y	64	77	99	-	29	15,8	37	-	8,9	66	43
Cr	40	25	24	-	23	47	20	-	134	22	-
Ni	6,3	9,5	9	-	12,4	5,2	9	-		9	-
Co	3,2	3,6	3,7	-	4,2	4,9		-		1,8	-
V	11,7	13,0	12	-	28	31	37	-		12	-
(La/Yb) _n	11,2	9,9	7,8	-	36,7	72,9	24,0	-	21,9	9,6	3,3

Eu/Eu*	0,29	0,38	0,33	-	0,45	0,51	0,51	-	0,57	0,25	0,27
T, °C	847	866	841		832	835	819		749	806	685

	12	13	14	15	16
	127-95	148-95	143-95	38-20	140-95
SiO ₂	73,64	72,5 8	73,7	74,0 4	74,9 3
TiO ₂	0,194	0,23 14,1	0,223	0,11 13,7	0,16
Al ₂ O ₃	13,65	6	13,72	1	13,2
Fe ₂ O ₃ *	1,9	2,07	2,11	1,64	1,49
MnO	0,03	0,03	0,035	0,03	0,03
MgO	0,42	0,42	0,29	0,20	0,29
CaO	1,1	1,14	1,33	0,93	1,02
Na ₂ O	3,21	3,50	4,03	3,64	3,81
K ₂ O	5,4	5,07	4,35	5,14	4,82
P ₂ O ₅	0,113	0,06	0,054	0,05	0,03
П.п.п.	0,38	0,47	0,4	0,34	0,46
Сумма	100,0 4	99,9 0	100,24	99,8 9	100, 2
Th	21,2	28,7	34	27	36,0
Rb	-	-	150	215	216
Ba	-	-	1030	360	488
Sr	-	-	183	74	99
La	-	-	64	28	37
Ce	-	-	116	57	73
Pr	-	-	12,8	6,2	7,0
Nd	-	-	41	20,0	24
Sm	-	-	6	4,2	4,7
Eu	-	-	1,05	0,54	0,64
Gd	-	-	4,6	4,3	4,2
Tb	-	-	0,61	0,80	0,60
Dy	-	-	3,4	5,4	4,0
Ho	-	-	0,65	1,23	0,80
Er	-	-	1,75	3,6	2,3
Tm	-	-	0,26	0,55	0,35
Yb	-	-	1,65	3,7	2,3
Lu	-	-	0,25	0,54	0,33
Zr	-	-	199	88	137
Hf	-	-	6	3,4	4,7
Ta	-	-	0,9	2,9	2,1
Nb	-	-	11	15,1	21
Y	-	-	18	35	22
Cr	-	-	58	56	16
Ni	-	-	-	14,0	9
Co	-	-	-	1,31	2
V	-	-	-	4,1	12
(La/Yb) _n	-	-	26,2	5,1	11,0
Eu/Eu*	-	-	0,59	0,38	0,43
T, °C			769	706	738

Примечание. 1-3 – тонкополосчатые амфибол-биотитовые гранитогнейсы, 4-8 – амфибол-биотитовые гнейсограниты, 9-12 – биотитовые гнейсограниты, 13-16 – биотитовые раныты. Fe_2O_3^* - общее железо. Прочерк – нет данных.

Таблица 2

Sm-Nd изотопные данные для гранитоидов северо-западной части Китайского блока

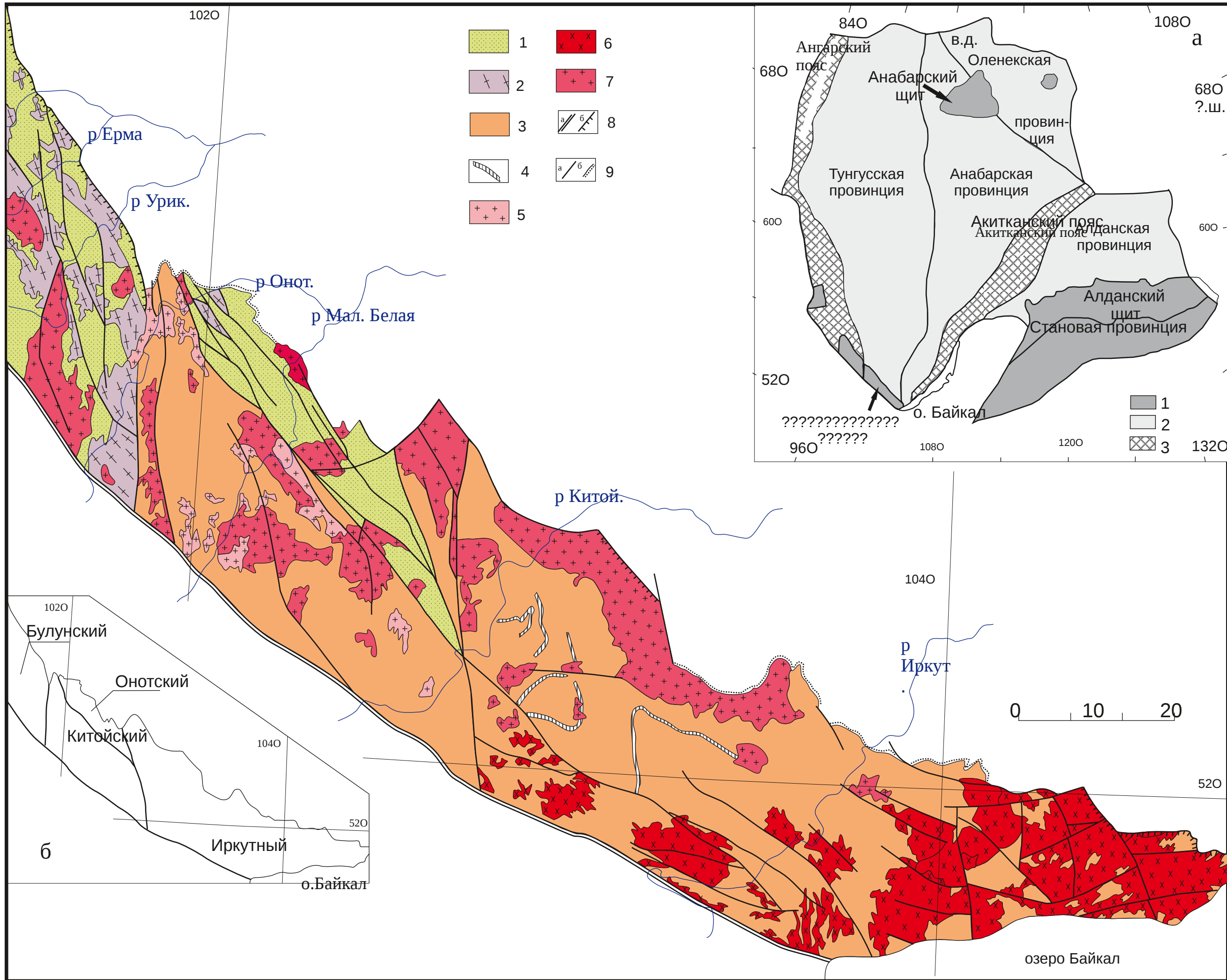
№ п/п	Номер образца	t, млн лет	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет
1	141-95	2990	16.85	94.56	0.10770	0.510848±11	0.6	3288
2	140-95	1880	4.38	23.41	0.11341	0.510954±12	-12.5	3307
3	143-95	1880	5.66	38.0	0.09003	0.510668±8	-12.9	3041
4	1/05	2650*	5.5	29.13	0.11423	0.511034±8	-3.2	3222
5	21/05	2650*	8.45	44.54	0.11463	0.511124±14	-1.6	3098
6	137/05	2650*	7.76	39.79	0.11799	0.511197±19	-1.3	3092

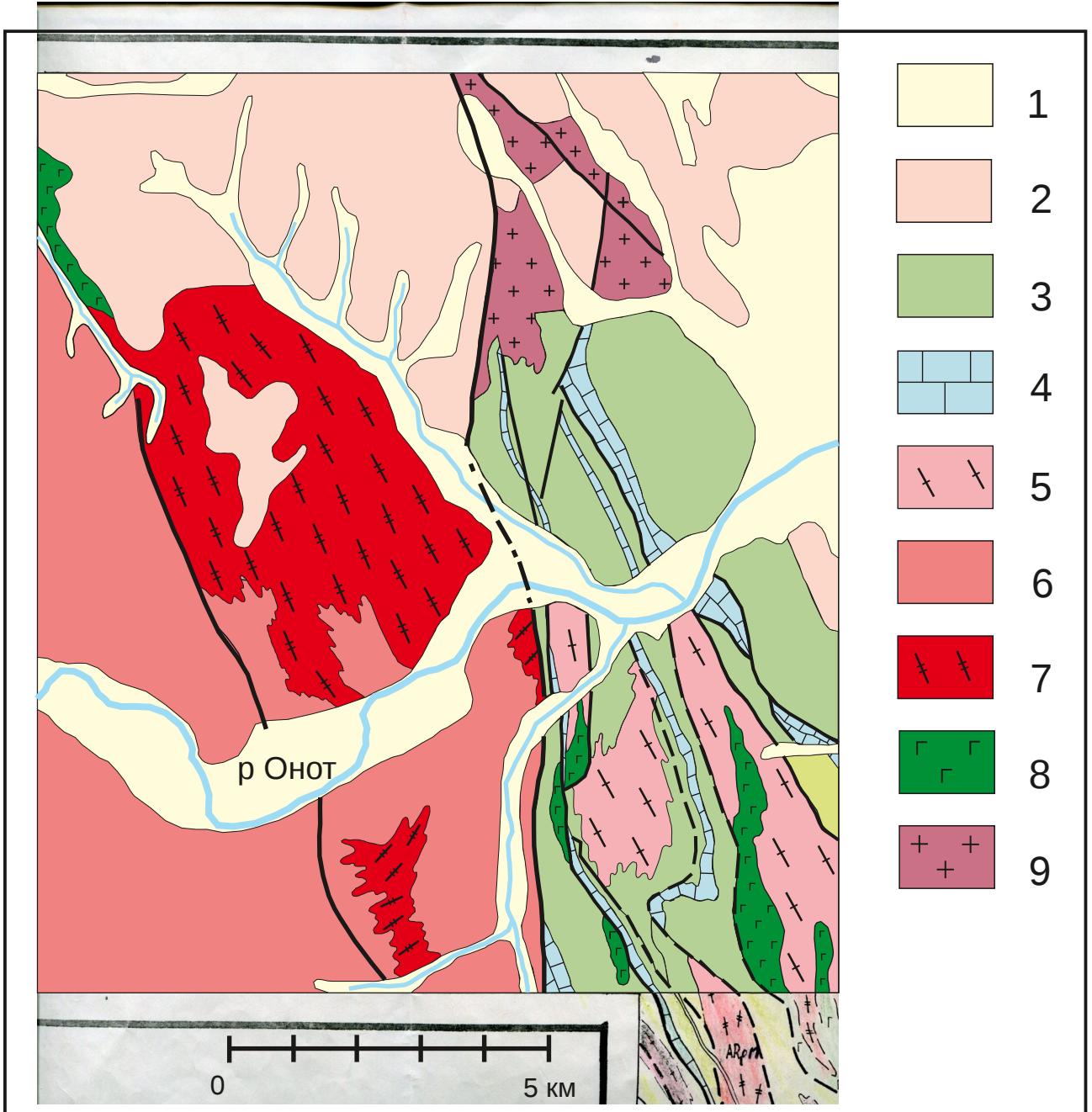
Примечание. Породы: 1 – тонкополосчатый гранитогнейс, 2-3 – биотитовые граниты, 4-6 – глиноземистые гнейсы (Туркина, Сухоруков, 2015). t – возраст пород по данным U-Pb датирования циркона. * - возраст, принятый для глиноземистых гнейсов.

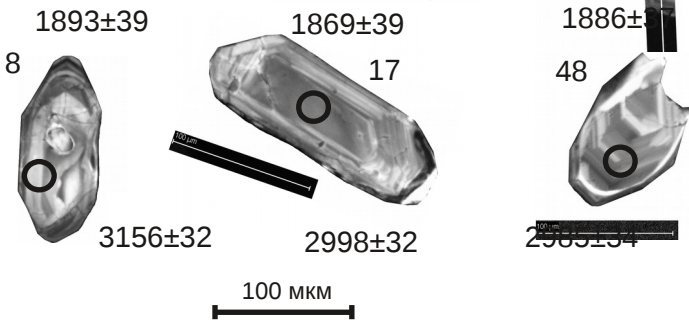
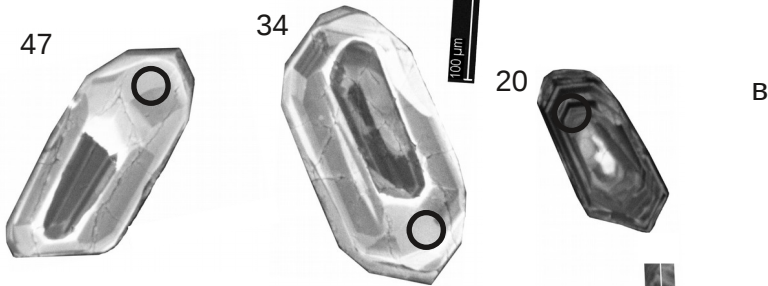
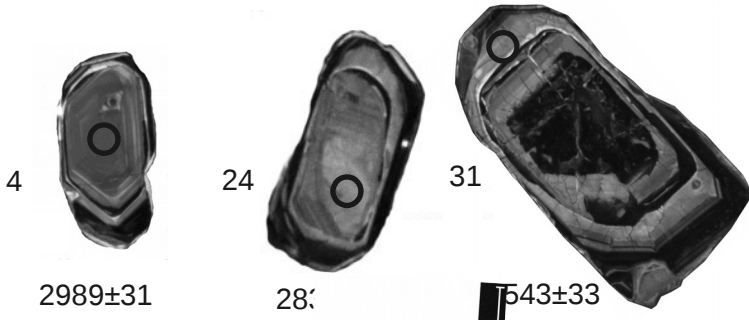
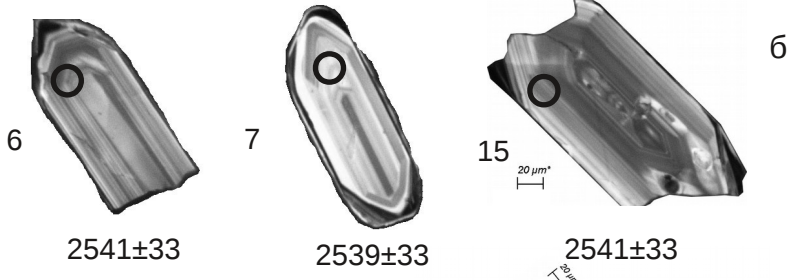
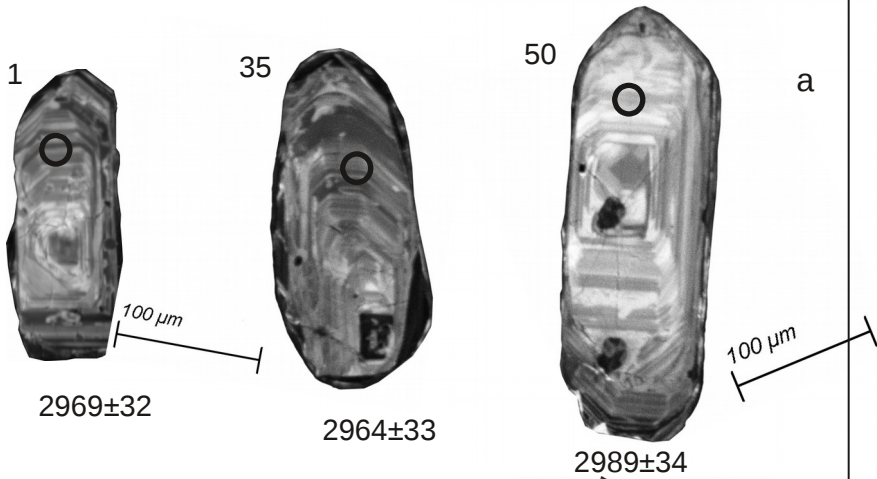
Таблица 3.

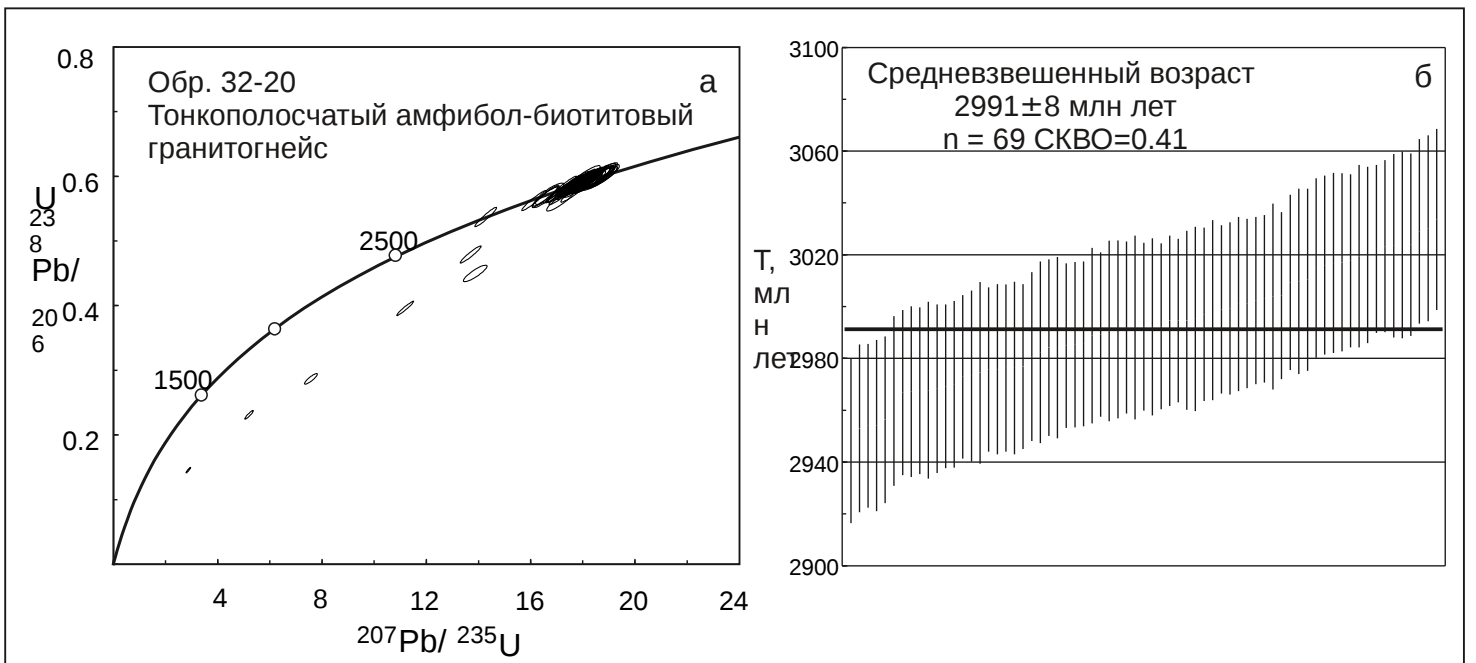
Основные этапы раннедокембрийского магматизма и метаморфизма в Китойском и Иркутском гранулитогнейсовых блоках

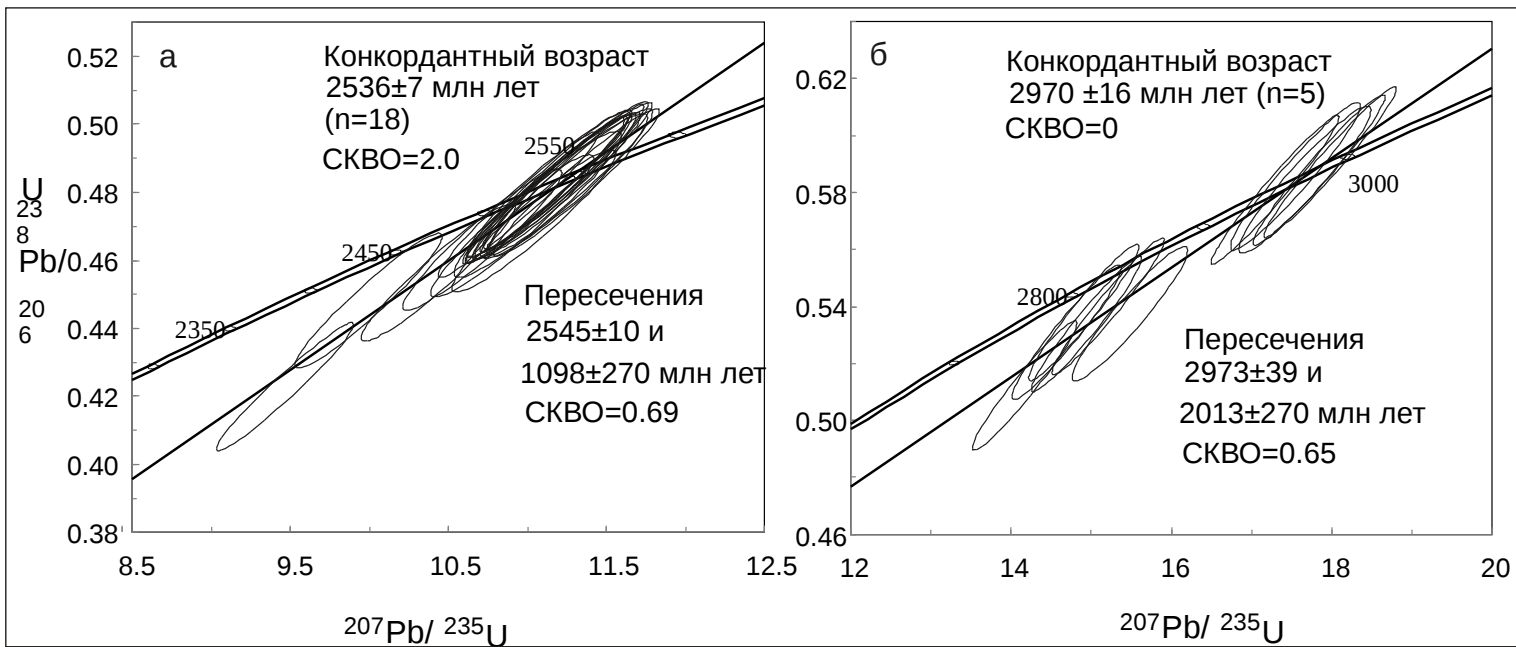
	Китойский блок	Зона сочленения Китойского и Иркутского блока	Иркутский блок
~3.0 млрд лет	2987±8 млн лет – тонкополосчатые амфибол-биотитовые гранитогнейсы 2970±16 млн лет – захваченные цирконы в амфибол-биотитовых гнейсогранитах		3.02-2.95 млрд лет – детритовые цирконы в парагнейсах (Туркина и др., 2017) 3039±6 млн лет – метаморфические цирконы в меланократовых Орх-Вт гранулитах (Туркина и др., 2011)
2.7-2.67 млрд лет			2698±9 и 2662±16 млн лет – кислые и мафические гранулиты (Turkina et al., 2012)
2.56-2.45 млрд лет	2545±10 млн лет – амфибол-биотитовые гнейсограниты	2532±12 млн лет – гнейсовидные граниты (Гладкочуб и др., 2005)	2562±20 и 2557±28 млн лет – жильные граниты (Сальникова и др., 2007) 2540±11 млн лет – жильные граниты (Turkina et al., 2012) 2567±6 и 2540±10 млн лет – метаморфические цирконы в гранулитах (Turkina et al., 2012)
	2.48 млрд лет – жильный гранит (Левицкий и др., 2010) 2.49 млрд лет – монацит в плагиогнейсах (Глебовицкий и др., 2011) 2.49 и 2.45 млрд лет – метаморфические цирконы и монациты в парагнейсах (Sukhorukov et al., 2020)		
1.88-1.85 млрд лет	1881±20 млн лет – жильные биотитовые граниты	1866±3 и 1870±6 – гранитоиды (Poller et al., 2004, 2005) 1855±9 млн лет – метаморфические цирконы в гранулитах	1838±6, 1846±7 и 1848±5 млн лет – монцодиориты, граниты и чарнокиты (Туркина, Капитонов, 2019, Туркина, 2021) 1856±13, 1862±10 и 1848±12 млн лет – метаморфические цирконы в архейских и палеопротерозойских парагнейсах (Туркина и др., 2017; Туркина и др., 2010)

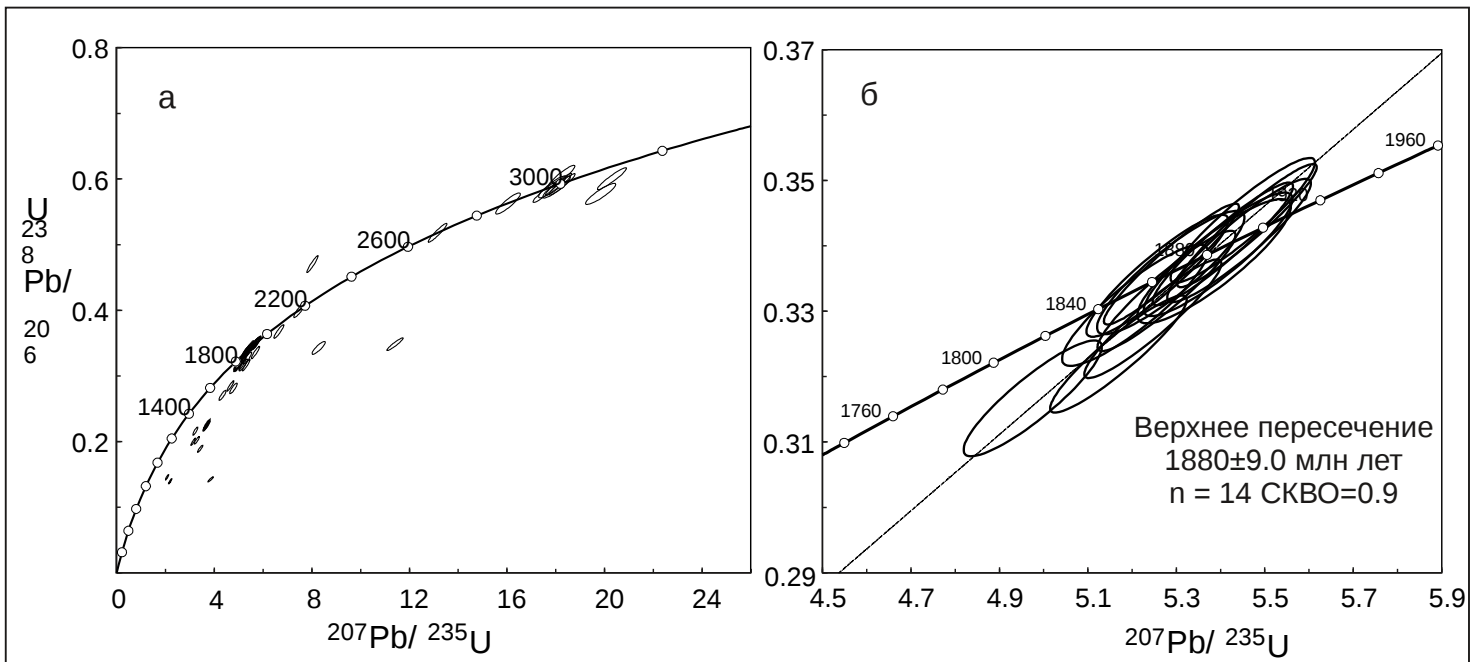








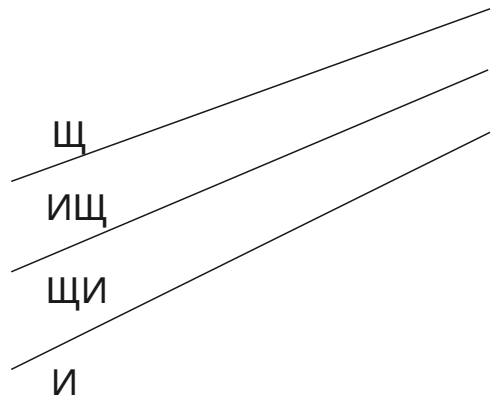






а

б



в

г



Mg



