

**ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И ИСТОЧНИКАХ ПРОТОЛИТА ГНЕЙСОВ
ДИЧУНСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БУРЕИНСКОГО
КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА, ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ
СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС**

Р. О. Овчинников^{1*}, А. А. Сорокин¹, В.Л. Ксю², Х. Янг², Н. М. Кудряшов³

¹*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия*

²*Колледж Наук о Земле Цзилиньского университета, Чанчунь, Китай*

³*Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия*

**e-mail: ovchinnikov@ignm.ru*

Поступила в редакцию 16.08.2024 г.

После доработки 15.09.2024 г.

Принята к публикации 28.09.2024 г.

Приведены результаты геохимических исследований биотитовых гнейсов дичунской свиты Буреинского континентального массива, а также U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Lu–Hf изотопных исследований циркона из них. Метаморфические породы дичунской свиты традиционно рассматриваются в составе раннедокембрийского фундамента Буреинского массива. В результате реконструкции первичной природы протолита установлено, что биотитовые гнейсы дичунской свиты бассейна р. Ниман северо-восточной части Буреинского массива имеют первично-магматическое происхождение и соответствуют дацитам. Предполагается, что они являются фрагментом вулканогенно-осадочного разреза. В результате U–Th–Pb геохронологических исследований циркона показано, что формирование протолита рассматриваемых ортогнейсов отвечает позднегонийскому (771 ± 2 млн лет), а не раннедокембрийскому этапу геологической истории, как было принято считать ранее. Полученная оценка возраста является первой датировкой для метаморфических образований дичунской свиты в пределах Буреинского массива. Геохимические особенности метаморфических пород дичунской свиты указывают на их сходство с внутриплитными магматическими образованиями кислого состава. Не противоречат данному выводу результаты Lu–Hf *in situ* изотопных исследований, указывающих на значительную роль ювенильного материала в ходе формирования исходных для их протолита расплавов. Новые и ранее опубликованные геохронологические данные свидетельствуют о широком проявлении неопротерозойских магматических процессов в истории геологического развития Буреинского массива. Одновозрастные магматические импульсы также отмечаются в

пределах всего ансамбля континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и, вероятно, могут быть связаны с распадом суперконтинента Родиния.

Ключевые слова: Бурея-Цзямуси-Ханкайский супертеррейн, метадациты, геохронология, U–Th–Pb метод, Lu–Hf метод

ВВЕДЕНИЕ

Структурный план Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) определяется сочетанием континентальных массивов и разделяющих их фанерозойских складчатых поясов (Моссаковский и др., 1993; Şengör, Natal'in, 1996 и др.). Одним из необходимых условий для разработки интегрированной геодинамической модели формирования этого крупнейшего подвижного пояса Земли является расшифровка наиболее ранних этапов магматизма и метаморфизма, проявленных в геологической истории вовлеченных в структуру пояса континентальных массивов.

В пределах восточной части ЦАСП выделяется коллаж континентальных массивов, включающий Аргунский, Сингъянский, Сонгнен-Жангункайский, Буреинский, Цзямусинский и Ханкайский массивы (рис. 1). В существующих схемах тектонического районирования (Ханчук, 2000; Парфенов и др., 2003) Буреинский, Цзямусинский и Ханкайский массивы, занимающие восточное положение в обозначенном ансамбле, рассматриваются в качестве составных частей Бурея-Цзямуси-Ханкайского супертеррейна. На сегодняшний день возрастающее количество новых систематических геохронологических и Sm–Nd, Lu–Hf изотопных данных для геологических комплексов континентальных массивов восточной части ЦАСП послужило основой для генерации новых идей, касающихся сходства геологической истории Буреинского и Сонгнен-Жангункайского массивов (Ovchinnikov et al., 2021, 2023, 2024) и гетерогенности Буреинского массива (Ханчук и др., 2022). В целом ограничение возрастных рубежей и механизм амальгамации континентальных блоков восточной части ЦАСП относятся к числу наиболее дискуссионных моментов в рамках реконструкции геологической эволюции восточного сегмента ЦАСП.

Рис. 1

Рис. 1. Схема геологического строения северо-восточной части Буреинского континентального массива (бассейн р. Ниман). Составлена по (Тоноян, 1964), с изменениями авторов.

Согласно традиционным представлениям (Cao et al., 1992; Dang, Li, 1993; Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др., 2007; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009), в геологическом строении континентальных массивов восточной части ЦАСП выделяются высокометаморфизованные осадочные и магматические образования, рассматривающиеся в качестве раннедокембрийского фундамента этих массивов. Вместе с тем в результате геохронологических исследований последних лет показано, что к условно раннедокембрийским метаморфическим и магматическим комплексам ошибочно отнесены породы широкого возрастного интервала. Так, установлено, что протолиты метаморфических пород, отнесенных к туловчихинской свите и дягдагейской толще центральной и северной частей Буреинского массива, имеют неопротерозойский (Sorokin et al., 2019), раннепалеозойский (Ovchinnikov et al., 2020) и раннемезозойский возрасты (Ovchinnikov et al., 2024). Наиболее древние оценки возраста для интрузивных пород Буреинского массива отвечают неопротерозою (Сорокин и др., 2017; Yang et al., 2020). Для метаосадочных и метамагматических пород, объединенных в составе машаньской серии Цзямусинского массива, были получены мезо-, неопротерозойские оценки возраста, при ранне-, позднекембрийском возрасте наложенных на них структурно-метаморфических преобразований (Wilde et al., 2000; Luan et al., 2017a; Yang et al., 2017, 2018, 2022). В составе амурской серии Малохинганского блока (северо-восточная часть Цзямусинского массива на российской территории) совмещены породы палеозойского и раннемезозойского возрастов (Котов и др., 2009а, 2009б; Сальникова и др., 2013). Для метаморфических пород, отнесенных к гонжинской, сингхуадукоу, мендулихе, мохе серий Аргунского массива, получены неопротерозойские и палеозойские оценки возраста (Котов и др., 2009в, 2013; Zhou et al., 2011; Zhou, Wilde, 2013; Сальникова и др., 2012). Также неопротерозою отвечают и наиболее древние оценки возраста магматических образований в структуре Аргунского массива (Wu et al., 2011; Tang et al., 2013; Zhang et al., 2013; Liu et al., 2020). Для серии магматических, метамагматических образований, отнесенных к раннедокембрийским образованиям Ханкайского и Сонгнен-Жангункайского массивов, установлены неопротерозойские и палеозойские возрасты (Ханчук и др., 2010, 2022; Luan et al., 2017b, 2019, 2022; Luan, 2021).

Вышеприведенные данные имеют кардинальное значение для реконструкции геодинамической эволюции восточного сегмента ЦАСП. При этом они послужили основой для новых представлений о гетерогенности фундамента континентальных массивов, вовлеченных в структуру восточной части пояса (например, Ханчук и др., 2022;

Luan et al., 2022). В решении данного вопроса ключевое значение имеет комплексное изучение ранее не исследованных условно раннедокембрийских комплексов.

В связи с этим нами выполнены геохимические исследования биотитовых гнейсов дичунской свиты бассейна р. Ниман северо-восточной части Буреинского континентального массива, а также U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологические, Lu–Hf изотопные исследования циркона из них. Метаморфические породы дичунской свиты относятся к одним из наиболее древних образований Буреинского массива и традиционно рассматриваются в качестве его раннедокембрийского фундамента.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ БУРЕИНСКОГО МАССИВА И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Согласно существующим представлениям (Красный, Пэн Юньбяо, 1999; Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др., 2007; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009), в качестве раннедокембрийского фундамента Буреинского континентального массива рассматриваются условно раннедокембрийские высокометаморфизованные образования, объединенные в составе амурской серии, включающей (снизу вверх) туловчихинскую, дичунскую, урильскую свиты, и дягдагейской толщи. Предполагается, что с ними тесно ассоциируют тела метаморфизованных габброидов амурского комплекса и гранитов древнебуреинского комплекса. Вместе с тем в результате точечных геохронологических исследований последних лет показано, что формирование протолитов ортоамфиболитов и ортогнейсов, отнесенных к туловчихинской свите центральной части массива, связано с раннепротерозойским этапом магматизма (950–920 млн лет; Sorokin et al., 2019). Для парагнейсов и метариолитов в северо-западной части Буреинского массива, объединенных в составе дягдагейской толщи, получен раннепалеозойский (Овчинников и др., 2020) и раннемезозойский возраст (Ovchinnikov et al., 2024) соответственно. Для гранитоидов и габброидов древнебуреинского и амурского комплексов северной части массива установлен среднепермский и раннеюрский возраст (Овчинников и др., 2018).

К палеопротерозойскому структурному этажу в существующих схемах корреляции геологических комплексов Буреинского массива относят слюдяные, графитовые сланцы с пластами глиноземистых и зеленых сланцев, кварцитов и мраморов нятыгранской свиты, а также прорывающие их бимодальные интрузивные образования, объединенные в составе нятыгранского комплекса (Мартынюк и др., 1990; Петрук, Волкова, 2006; Геодинамика..., 2006). В результате геохронологических исследований последних лет показано, что в составе нятыгранского комплекса совмещены разновозрастные образования. Так, для

габброидов и гранитоидов, отнесенных к данному комплексу в центральной части Буреинского массива, установлены неопротерозойские оценки возраста, отвечающие трем этапам магматической активности: 940–933, 896–891, 804–789 млн лет (Сорокин и др., 2017; Yang et al., 2020). В то время как для плутона в северной части массива, сложенного двуслюдяными лейкогранитами нятыгранского комплекса, получен раннеюрский (194 ± 3 млн лет) возраст (Овчинников и др., 2018).

К неопротерозойскому уровню в строении Буреинского массива традиционно относят терригенные и вулканические отложения, объединяемые в составе “туранской серии” (Решения..., 1994; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009). Вместе с тем для метапесчаников и метариолитов туранской серии в центральной части массива получен более молодой, раннепалеозойский, возраст (Сорокин и др., 2011, 2014).

Эдиакарские и нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения, содержащие микрофитоциты и археоциты (мельгинская, чергиленская, аллинская свиты), представлены в центральной части Буреинского континентального массива в пределах Мельгинского прогиба (Зубков, Васькин, 1984; Решения..., 1994; Красный, Пэн Юньбяо, 1999; Геодинамика..., 2006; Забродин и др., 2007 и др.). Результаты геохронологических исследований детритового циркона из песчаников чергиленской и аллинской свит свидетельствуют о том, что в них преобладает неопротерозойский циркон с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов 0.94, 0.82, 0.78 млрд лет (Овчинников и др., 2019). Вторая по значимости популяция представлена цирконом мезопротерозойского возраста, максимумы отвечают 1.45, 1.38, 1.04 млрд лет (Овчинников и др., 2019).

Значительную часть Буреинского континентального массива занимают ранне-, позднепалеозойские и раннемезозойские гранитоиды. Традиционно формирование наиболее ранних из них – габбро-гранитного кивилийского и гранитного суларинского комплексов – связывалось с ордовикским этапом магматизма (Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др., 2007; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009). В то же время в результате геохронологических исследований магматических образований, объединенных в составе этих комплексов, был установлен более широкий возрастной интервал их проявления – от раннего кембрия до позднего силура (541–426 млн лет; Ovchinnikov et al., 2021).

Наибольшим распространением в пределах Буреинского континентального массива пользуются преимущественно известково-щелочные гранитоиды, относимые (Мартынюк и др., 1990; Петрук, Волкова, 2006; Васькин, Дымович, 2009 и др.) к позднепалеозойскому многофазовому габбро-диорит-гранодиорит-гранитному тырмо-буреинскому комплексу. Вместе с тем установлено, что становление интрузий, относимых к этому комплексу, в

центральной части массива произошло не в позднем палеозое, а в раннем мезозое (218–185 млн лет; Сорокин и др., 2007, 2010). Близкие оценки возраста были получены для гранитоидов алтаhtинского и харинского комплексов и вулканитов таловского комплекса (Sorokin et al., 2016; Long et al., 2021).

Наиболее молодые образования Буреинского континентального массива представлены позднемезозойскими терригенными толщами, вулканическими и вулканоплутоническими комплексами (Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др., 2007; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009).

Объектами наших исследований являются метаморфические породы дичунской свиты, представленные в береговых обнажениях в бассейне р. Ниман (рис. 1) северо-восточной части Буреинского массива. Свита сложена темно-зелеными до черных амфиболитами с прослоями и линзами биотитовых, роговообманковых, биотит-роговообманковых гнейсов, слюдяных сланцев и мраморов (рис. 2) и согласно залегает на туловчихинской свите. Мощность составляет около 500 м (Тоноян, 1964; Петрук, Волкова, 2006; Геодинамика..., 2006).

Рис. 2

Рис. 2. Стратиграфическая колонка метаморфических образований дичунской свиты северо-восточной части Буреинского континентального массива. Составлена по (Тоноян, 1964).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определения содержаний главных и редких элементов в породах выполнены с использованием рентгенофлуоресцентного метода (основные породообразующие компоненты, Zr) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) и с помощью метода ICP-MS (Li, Ga, Rb, Sr, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Nb, Ta, Th, U, Pb, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn) в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск). Гомогенизация порошковых проб для РФА выполнена путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при температуре 1050–1100°C. Величина интенсивности аналитических линий скорректирована на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S.

Химическая подготовка проб для ICP-MS метода проводилась путем сплавления образцов с безводным метаборатом лития в стеклоуглеродных тиглях при температуре 1150°C в высокочастотной индукционной печи ВЧГ-4, с последующим разложением плавня смесью перегнанных кислот HF и HNO₃ и отгонкой SiF₄. Измерения проводились

на ICP/HRMS масс-спектрометре ELEMENT-2. Относительная погрешность определения содержаний главных и малых элементов составила 3–10%.

Извлечение циркона из образцов для U–Pb геохронологических исследований выполнено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. Выделенные кристаллы циркона совместно со стандартными кристаллами циркона (FC, SL и R33) были вмонтированы в шашку, изготовленную из эпоксидной смолы, и приполированы приблизительно до середины зерен. Внутреннее строение зерен циркона исследовалось в режиме BSE (back-scattered electron) с использованием сканирующего электронного микроскопа HitachiS-3400N, оснащенного детектором GatanChromaCL2. Перед анализом шашку очищали в растворе 1%-ной HNO₃ и 1%-ной HCl в ультразвуковой ванне. U–Th–Pb геохронологические исследования циркона выполнены в Геохронологическом центре Аризонского университета (ArizonaLaserChronCenter, USA) с использованием системы лазерной абляции PhotonMachinesAnalyteG2 и ICP масс-спектрометра ThermoElement 2. Диаметр кратера составлял 20 мкм, глубина – 15 мкм. Калибровка проводилась по стандарту FC (Duluth complex, 1099.3 ± 0.3 млн лет; Paces, Miller, 1993). В качестве вторичных стандартов для контроля измерений использовались кристаллы циркона SL (SriLanka) и R33 (Braintree complex) (Black et al., 2004). Значения возрастов по отношениям ²⁰⁶Pb/²³⁸U и ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb для стандарта SL в процессе измерений составили 557 ± 5 и 558 ± 7 млн лет (2σ) соответственно, что хорошо согласуется со значениями, опубликованными в (Gehrels et al., 2008), полученными с использованием ID-TIMS метода. Средневзвешенные значения возрастов по отношениям ²⁰⁶Pb/²³⁸U и ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb для стандарта R33 составили 417 ± 7 и 415 ± 8 млн лет соответственно и коррелируют с рекомендованными (Black et al., 2004; Mattinson, 2010). Систематические погрешности составляют 0.9% для отношения ²⁰⁶Pb/²³⁸U и 0.8% для отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb (2σ). Поправки на обычный Pb вводились по ²⁰⁴Pb, скорректированному на ²⁰⁴Hg, в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Используются следующие константы распада U и отношения: ²³⁸U = 9.8485 × 10⁻¹⁰, ²³⁵U = 1.55125 × 10⁻¹⁰, ²³⁸U/²³⁵U = 137.88. Средневзвешенные значения возрастов, конкордантные возрасты (Concordia Ages) и диаграммы с конкордией построены с использованием программы Isoplot v. 4.15 (Ludwig, 2008).

Lu–Hf изотопные исследования зерен циркона были выполнены в Геохронологическом центре Аризонского университета (ArizonaLaserChronCenter, USA) с использованием многоколлекторного масс-спектрометра с индукционно-связанной плазмой (MC-ICP-MS) NuHigh-Resolution и эксимерного лазера AnalyteG2. Для настройки инструментов и проверки качества анализов использовались стандартные растворы

JMC475, SpexHf и SpexHf, Yb и Lu, а также стандарты циркона MudTank, 91500, Temora, R33, FC52, Plesovice и SL. Hf-изотопные анализы проводились в том же месте зерен циркона, что и U–Th–Pb анализы. Диаметр лазерного пучка составлял 40 мкм, мощность лазера около 5 Дж/см², частота 7 Гц, скорость абляции около 0.8 мкм/с. Стандартные зерна циркона анализировались через каждые 20 неизвестных. Детали аналитической методики изложены на сайте www.laserchron.org. Для расчета величин $\varepsilon_{\text{Hf}(t)}$ использованы константа распада ^{176}Lu ($\lambda = 1.867e^{-11}$) по (Söderlund et al., 2004), хондритовые отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (0.282772) и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (0.0332) по (Blichert-Toft, Albarède, 1997). Коровые Hf-модельные возрасты $t_{\text{Hf}(C)}$ рассчитаны с учетом среднего отношения $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в континентальной коре 0.0093 (Vervoort, Patchett, 1996; Amelin, Davis, 2005). Для расчета изотопных параметров деплетированной мантии использованы современные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ (Griffin et al., 2004).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Метаморфические породы дичунской свиты, отобранные нами в береговых обнажениях р. Ниман, представлены биотитовыми гнейсами, сложенными кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и биотитом (рис. 3). Акцессорные минералы представлены цирконом, оксидами железа. Структура пород лепидогранобластовая, текстура – гнейсовидная. Рассматриваемые гнейсы не мигматизированы. Согласно (Тоноян, 1964; Геодинамика..., 2006), образования дичунской свиты метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Рис. 3

Рис. 3. Фотография и микрофотография биотитового гнейса дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива.

Рассматриваемые породы характеризуются положительными значениями функции Df_{shaw} 1.06...2.20 (рис. 4а), отрицательными значениями функции $Df(X)$ –0.38...–0.74 (рис. 4б), высокими значениями $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2 = 0.25\text{--}0.27$ (рис. 4в), что позволяет предполагать первично-магматическую природу их протолита (Shaw, 1972; Werner, 1987; Великославинский и др., 2013). На классификационных диаграммах $\text{SiO}_2\text{--}(\text{Zr}/\text{TiO}_2) \times 0.0001$ и $\text{SiO}_2\text{--Nb/Y}$ (Winchester, Floyd, 1977) фигуративные точки составов биотитовых гнейсов соответствуют дацитам (рис. 5а, 5б). На диаграммах Zr–Y (Ross, Bédard, 2009) и Th–Co (Hastie et al., 2007) составы исследуемых пород отвечают известково-щелочной, высококалийевой известково-щелочной и шшонитовой сериям (рис. 5в, 5г), а по величине $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) = 0.82\text{--}0.83$ они соответствуют железистым породам (рис. 5д).

Рис. 4

Рис. 5

Рис. 4. Диаграммы, отражающие значения дискриминационных функций (а) DF_{shaw} (Shaw, 1972) и (б) $DF(X)$ (Великославинский и др., 2013), и классификационная диаграмма $P_2O_5/TiO_2-MgO/CaO$ (Werner, 1987) для биотитовых гнейсов дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива.

Рис. 5. Классификационные диаграммы (а) $SiO_2-(Zr/TiO_2) \times 0.0001$, (б) SiO_2-Nb/Y (Winchester, Floyd, 1977), (в) $Zr-Y$ (Ross, Bédard, 2009), (г) $Th-Co$ (Hastie et al., 2007), (д) $FeO^{tot}/(FeO^{tot} + MgO)-SiO_2$ (Frost et al., 2001) для биотитовых гнейсов дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива.

Распределение РЗЭ в биотитовых гнейсах дичунской свиты имеет умеренно дифференцированный характер ($[La/Yb]_n = 6.0-10.7$), при отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалии $Eu/Eu^* = 0.6-0.7$ (рис. 6а). На мультиэлементных диаграммах выражен дефицит Ba, Nb, Sr, Ti и обогащение в отношении Th, U, Pb, Zr, LREE (рис. 6б).

Рис. 6

Рис. 6. Распределение редкоземельных (а) и редких (б) элементов в биотитовых гнейсах дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива.

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Место отбора образца для геохронологических исследований показано на рис. 1. Циркон из биотитового гнейса дичунской свиты (обр. R-114) представлен субидiomорфными, идиоморфными кристаллами, основными элементами огранки которых являются грани призмы и дипирамиды. Размер кристаллов циркона изменяется от 60 до 140 мкм. В режиме катодolumинесценции анализируемые кристаллы циркона характеризуются наличием осцилляторной зональности, свидетельствующей об их магматическом происхождении (рис. 7).

Рис. 7

Рис. 7. Микрофотографии кристаллов циркона в режиме катодolumинесценции.

Для проведения U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований было использовано 59 зерен циркона (табл. 1, рис. 8а). Полученные конкордантные оценки возраста для пятидесяти трех зерен циркона находятся в интервале 794–626 млн лет. Из дальнейших расчетов были исключены наиболее дискордантные аналитические данные и значения с высокой ошибкой по отношениям $^{206}Pb/^{238}U$ и $^{207}Pb/^{235}U$. Кроме этого, были

Рис. 8

Табл. 1

исключены значения трех зерен циркона, в которых были получены аномально древние конкордантные возрасты 1057, 1028 и 825 млн лет (табл. 1). Данные кристаллы обладают ростовой зональностью, характеризуются высокими значениями $Th/U = 0.42-0.21$. В этих кристаллах, вероятно, присутствуют унаследованные компоненты более древнего свинца. Данное предположение подтверждается наличием в пробе трех зерен циркона с древними ядрами, фиксируемыми в режиме катодоллюминесценции. Для них получены дискордантные оценки возраста по отношению $^{206}Pb/^{207}Pb$ в диапазоне 2439–1398 млн лет (табл. 1).

Рис. 8. Диаграммы с конкордией (а, б) и диаграмма TuffZircAge (в) для циркона из биотитового гнейса дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива.

Таблица 1. Результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований акцессорного циркона из биотитового гнейса дичунской свиты (обр. R-114) бассейна р. Ниман северо-восточной части Буреинского континентального массива

Для оставшихся 39 зерен циркона с $Th/U = 0.59-0.14$ получены конкордантные оценки возраста со средневзвешенным значением 771 ± 2 млн лет (СКВО = 0.13, вероятность = 0.72), практически идентичным возрасту, полученному при расчете с использованием пакета TuffZirc $772 +4/-2$ млн лет (рис. 8б, 8в). Морфологические особенности, внутреннее строение изученных кристаллов циркона из биотитовых гнейсов дичунской свиты, а также высокие значения Th/U отношения в них свидетельствуют об их магматическом происхождении. Это позволяет рассматривать полученную оценку возраста 771 ± 2 млн лет в качестве возраста кристаллизации протолита рассматриваемых гнейсов.

РЕЗУЛЬТАТЫ Lu–Hf ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Табл. 2

Результаты изотопных исследований приведены в табл. 2.

Таблица 2. Lu–Hf изотопные данные для циркона из биотитовых гнейсов дичунской свиты (обр. R-114) бассейна р. Ниман северо-восточной части Буреинского массива

Позднетонийский циркон из биотитовых гнейсов дичунской свиты обладает варьирующими значениями $\epsilon_{Hf(t)}$ от -2.1 до $+6.7$ и мезопротерозойскими модельными

Рис. 9

возрастами $t_{\text{Hf}(C)} = 1.6\text{--}1.2$ млрд лет (рис. 9, табл. 2). Для одного зерна с неопротерозойским возрастом получено отрицательное значение $\varepsilon_{\text{Hf}(t)} = -5.2$ и палеопротерозойское значение Hf-модельного возраста $t_{\text{Hf}(C)} = 1.7$ млрд лет.

Рис. 9. Диаграмма $\varepsilon_{\text{Hf}(t)}$ –возраст кристаллизации (млн лет) для биотитовых гнейсов дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива.

Ксеногенный циркон с конкордатными возрастaми 1057–825 млн лет характеризуется слабо отрицательными и положительными значениями $\varepsilon_{\text{Hf}(t)}$ от -0.3 до $+4.8$ при палео-, мезопротерозойских модельных возрастaх $t_{\text{Hf}(C)} = 1.7\text{--}1.3$ млрд лет (табл. 2).

Циркон с дискордантными оценками возрастa, обладающий древними $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ возрастaми 1743 и 2439 млн лет, имеет отрицательные значения $\varepsilon_{\text{Hf}(t)} = -7.7\text{...}-0.5$ и палеопротерозойский и палеоархейский модельный возраст $t_{\text{Hf}(C)}$ (2.3 и 3.2 млрд лет соответственно; табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выявленные геохимические особенности биотитовых гнейсов дичунской свиты свидетельствуют о первично-магматической природе этих образований (рис. 4). С таким выводом согласуется присутствие фактически одной возрастной популяции циркона (табл. 1). При этом присутствие в составе дичунской свиты прослоев мраморов и слюдяных сланцев (Тоноян, 1964) позволяет рассматривать исследуемые гнейсы в качестве фрагмента вулканогенно-осадочного разреза.

В результате выполненных геохронологических исследований установлено, что возраст протолита биотитовых гнейсов дичунской свиты в бассейне р. Ниман северо-восточной части Буреинского массива составляет ~ 771 млн лет. Полученная оценка возрастa является первой датировкой для метаморфических образований дичунской свиты в пределах Буреинского массива. Вместе с тем в ходе геохронологических исследований последних лет в бассейне р. Чепкан центральной части массива были установлены биотитовые лейкограниты и гастингсит-лепидомелановые граниты с возрастaми 804 ± 8 и 789 ± 4 млн лет (Сорокин и др., 2017). Данные магматические образования по геохимическим особенностям схожи с рассматриваемыми в настоящей работе

Рис. 10

метаморфическими породами дичунской свиты (рис. 10), а также характеризуются близкими изотопными параметрами $\varepsilon_{\text{Nd}(t)}$ от -0.7 до $+0.3$ при мезопротерозойских

модельных возрастах $t_{Nd(C)} = 1.5$ млрд лет (Сорокин и др., 2017), что позволяет предполагать близость источника расплавов позднеэоценовых гранитоидов и протолита гнейсов дичунской свиты.

Рис. 10. Распределение редких элементов в биотитовых гнейсах дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива.

Для определения диапазона проявления позднеэоценовых магматических событий в геологической истории Буреинского массива необходимо учитывать: во-первых, полученные нами новые геохронологические данные; во-вторых, оценки возраста гранитоидов бассейна р. Чепкан (Сорокин и др., 2017); в-третьих, результаты геохронологических исследований раннеэоценовых песчаников чергиленской и аллинской свит Мельгинского прогиба центральной части массива, согласно которым в них преобладает популяция неопротерозойского детритового циркона (~80%) с максимумами на кривой относительной вероятности 0.78, 0.82 млрд лет (Овчинников и др., 2019); в-четвертых, результаты геохронологических исследований парагнейсов дягдаглейской толщи, согласно которым в данных образованиях установлено значительное количество неопротерозойского детритового циркона с максимумами на кривой относительной вероятности 0.69 и 0.78 млрд лет (Овчинников и др., 2020). Вместе с тем магматических и метаморфических образований с возрастом ~690 млн лет, способных выступать в роли потенциальных источников циркона для протолита парагнейсов дягдаглейской толщи, в строении Буреинского массива на данный момент не установлено. Таким образом, представляется возможным, в первом приближении, ограничить проявление позднеэоценовых магматических импульсов в геологической истории Буреинского массива интервалом 820–770 млн лет.

Неопротерозойские магматические процессы широко проявлены в пределах континентальных массивов восточной части ЦАСП (Xie, 2008a, 2008b; Ханчук и др., 2010, 2022; Wu et al., 2011; Zhou et al., 2011; Sun et al., 2012; Gou et al., 2013; Quan et al., 2013; Tang et al., 2013; Zhang et al., 2013; Wang et al., 2014; Ge et al., 2015; Zhao et al., 2016; Сорокин и др., 2017; Sorokin et al., 2019; Luan et al., 2017a, 2017b, 2019, 2021, 2022; Yang et al., 2017, 2018, 2020; Liu et al., 2020; Ding et al., 2024 и др.). При этом одно из наиболее интенсивных магматических событий приходится на поздний эоценов.

Для расшифровки тектонической природы проявления позднеэоценового магматизма Буреинского массива нам представляется критически важным отметить значительность проявления импульсов этого магматизма в пределах всего ансамбля

Табл. 3

континентальных блоков восточного сегмента ЦАСП. Так, в Цзямуси-Ханкайском блоке позднеэоценовый возраст в диапазоне 849–726 млн лет (табл. 3) установлен для пород различного состава, включающих мигматиты, амфиболиты, метабазалты, ортогнейсы, гнейсограниты, сиенограниты, щелочно-полевошпатовые граниты (Xie, 2008a, 2008b; Ханчук и др., 2010, 2022; Yang et al., 2018; Luan et al., 2021; Ding et al., 2024). В Сонгнен-Жангункайском блоке выявлены монзониты, монцограниты, гранодиориты, ортосланцы (Quan et al., 2013; Luan et al., 2017b, 2022) с возрастными интервалами в диапазоне 841–757 млн лет (табл. 3). В Аргунском блоке позднеэоценовые образования представлены широким спектром породных ассоциаций, включающим гнейсы, габбро, габбро-диориты, гранодиориты, монцограниты, сиенограниты, щелочно-полевошпатовые граниты и туфы (Wu et al., 2011; Sun et al., 2012; Tang et al., 2013; Zhang et al., 2013; Ge et al., 2015; Zhao et al., 2016) с возрастными интервалами в диапазоне 844–737 млн лет (табл. 3). Для Сингъянского блока в опубликованной литературе присутствует только одна позднеэоценовая оценка возраста, полученная для биотит-плагиоклазового гнейса (767 ± 4 млн лет; Zhou et al., 2011), отражающая проявление позднеэоценовой активности в геологической истории этого массива.

Таблица 3. Сводная таблица геохронологических данных для позднеэоценовых образований континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса

Табл. 4

Большинство исследователей связывает позднеэоценовый этап магматической активности в континентальных массивах восточной части ЦАСП с внутриплитными событиями (Tang et al., 2013; Yang et al., 2018; Liu et al., 2020; Ding et al., 2024 и ссылки в этих работах). В этой связи следует указать, что для биотитовых гнейсов дичунской свиты характерны высокие содержания Ga = 19.9–22.9 мкг/г, Nb = 14.4–17.7 мкг/г, Zr = 309–373 мкг/г, Ce = 86.6–142 мкг/г и Y = 32.4–44.3 мкг/г (табл. 4), вследствие чего составы ортогнейсов дичунской свиты на диаграммах $FeO^*/MgO-Zr + Nb + Ce + Y$, $10000Ga/Al-Zr + Nb + Ce + Y$ (Whalen et al., 1987) отвечают кислым образованиям А-типа (рис. 11).

Рис. 11

Рассматриваемые породы обладают железистым валовым составом (рис. 5д). На графиках распределения РЗЭ отмечается обогащение легкими РЗЭ ($[La/Sm]_n = 3.07-3.62$), при слабо фракционированном распределении тяжелых РЗЭ ($[Gd/Yb]_n = 1.43-1.87$) и отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалии $Eu/Eu^* = 0.63-0.68$ (рис. 6а). Таким образом, геохимические особенности метаморфических образований дичунской свиты указывают на их сходство с составами внутриплитных магматических пород (Whalen et

al., 1987). Не противоречат данному выводу результаты Lu–Hf *in situ* изотопных исследований, свидетельствующие о значительной роли ювенильного материала в ходе формирования исходных для их протолита расплавов. На тектонических диаграммах Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) фигуративные точки биотитовых гнейсов дичунской свиты занимают как поля внутриплитных образований (рис. 12а), так и переходное положение между внутриплитными, островодужными, син- и постколлизийными гранитоидами и вулканитами (рис. 12б, 12в).

Рис. 12

Таблица 4. Химический состав представительных образцов дичунской свиты северо-восточной части Буреинского континентального массива

Рис. 11. Диаграммы (а) $FeO^*/MgO-Zr + Nb + Ce + Y$, (б) $10000Ga/Al-Zr + Nb + Ce + Y$ (Whalen et al., 1987) для биотитовых гнейсов дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива.

Рис. 12. Тектонические дискриминационные диаграммы (а) Nb–Y, (б) Rb–Y + Nb, (в) Ta–Yb (Pearce et al., 1984) для биотитовых гнейсов дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива.

На основе вышеприведенных данных мы связываем формирование протолита биотитовых гнейсов дичунской свиты с позднегонимийской внутриплитной активностью, проявленной в пределах всего ансамбля континентальных блоков восточной части ЦАСП. Намеченные диапазоны магматизма коррелируют с масштабными позднегонимийскими внутриплитными процессами в пределах Родинии (Li et al., 2008) и, вероятно, могут быть связаны с распадом суперконтинента.

ВЫВОДЫ

(1) Биотитовые гнейсы дичунской свиты имеют первично-магматическое происхождение и соответствуют по составу дацитам. Предполагается, что они являются фрагментом вулканогенно-осадочного разреза.

(2) Возраст протолита биотитовых гнейсов дичунской свиты в бассейне р. Ниман северо-восточной части Буреинского массива составляет ~771 млн лет. Полученная оценка возраста является первой датировкой для метаморфических образований дичунской свиты в пределах Буреинского массива.

(3) Геохимические особенности метаморфических образований дичунской свиты указывают на их сходство с внутриплитными магматическими породами кислого состава. Не противоречат данному выводу результаты Lu–Hf *in situ* изотопных исследований, указывающих на значительную роль ювенильного материала в ходе формирования исходных для их протолита расплавов.

(4) Новые и ранее опубликованные геохронологические данные свидетельствуют о широком проявлении поздне-tonийских магматических процессов в истории геологического развития Буреинского массива в интервале 820–770 млн лет. Одновозрастные магматические импульсы также отмечаются в пределах всего ансамбля континентальных массивов восточной части ЦАСП и, вероятно, могут быть связаны с распадом суперконтинента Родиния.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников Амурского центра минералого-геохимических исследований Института геологии и природопользования ДВО РАН (Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву, А.И. Палажченко, Е.В. Ушакову), Института геохимии СО РАН (Зарубину О.В.), Геохронологического центра Аризонского университета (ArizonaLaserChronCenter, USA) за выполнение аналитических исследований.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-77-00001, <https://rscf.ru/project/24-77-00001/>

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Васькин А.Ф., Дымович В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Дальневосточная. Лист М-53 (Хабаровск). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.

Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.

Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Ред. Ханчук А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г., Кременецкая Н.А., Махинин А.В., Опалихина Е.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Серия Дальневосточная. Лист N-53. Третье поколение. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.

Зубков В.Ф., Васькин А.Ф. Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1 : 500 000. Лист М-52-Б. Ред. Кулиш Е.А. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.

Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Котова Л.Н., Сорокин А.П., Ларин А.М., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Кургузова А.В. Возраст амурской серии Бурей-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm–Nd изотопных исследований // Докл. АН. 2009а. Т. 428. № 5. С. 637–640.

Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Великославинский Д.А., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурей-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2009б. Т. 424. № 5. С. 644–647.

Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Беляков Т.В., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Мезозойский возраст гранитоидов Бекетского комплекса (Гонжинский блок Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2009в. Т. 429. № 6. С. 779–783.

Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Сковитина Т.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П. Структурная эволюция и геодинамическая позиция Гонжинского блока (Верхнее Приамурье) // Геотектоника. 2013. № 5. С. 48–60.

Красный Л.И., Пэн Юньбяо. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2 500 000. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.

Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ПГО “Дальгеология”, 1990. 215 с.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32

Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Возраст условно раннедокембрийских интрузивных комплексов северной части Буреинского континентального массива (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 4. С. 56–70.

Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Ковач В.П., Котов А.Б. Геохимические особенности, источники и геодинамические обстановки накопления кембрийских терригенных пород Мельгинского прогиба (Буреинский континентальный массив) // Геохимия. 2019. Т. 64. № 5. С. 503–519.

Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Ковач В.П., Котов А.Б. Раннепалеозойский возраст и природа протолита метаморфических пород дягдагейской толщи, Буреинский континентальный массив, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 3. С. 48–62.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бодарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кульмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Серия Дальневосточная. Лист М-52. Третье поколение. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.

Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: ХГГГП, 1994.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Толмачева Е.В. О возрасте гонжинской серии (Аргунский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U–Pb и Lu–Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Докл. АН. 2012. Т. 444. № 5. С. 519–522.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Ли Х.-Я, Толмачева Е.В. Мезозойский возраст урильской свиты Амурской серии (Малохинганский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U–Pb и Lu–Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 4. С. 416–419.

Серёжников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Дальневосточная. Лист N-52 (Зея). СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.

Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Котов А.Б. Возраст и геохимические особенности массива раннемезозойских гранитоидов южной части Буреинского террейна // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 5. С. 55–66.

Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Гранитоиды тырмо-буреинского комплекса северной части Буреинско-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 717–728.

Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Смирнова Ю.Н., Кудряшов Н.М. Первые данные о возрасте метариолитов туранской серии Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2011. Т. 439. № 3. С. 370–375.

Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Котов А.Б., Ковач В.П. Возраст и источники терригенных отложений туранской серии Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm–Nd) и геохронологических (U–Pb LA-ICP-MS) исследований // Докл. АН. 2014. Т. 456. № 6. С. 707–711.

Сорокин А.А., Овчинников Р.О., Кудряшов Н.М., Котов А.Б., Ковач В.П. Два этапа неопротерозойского магматизма в истории формирования Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1479–1499.

Тоноян Р.М. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Хингано-Буреинская серия. Лист N-53-XXXII. Ред. Красный Л.И. Л.: ВСЕГЕИ, 1964.

Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.

Ханчук А.И., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Мишкин М.А., Лаврик С.Н. Первые результаты U–Pb геохронологических исследований пород гранулитового комплекса Ханкайского массива Приморья (метод LA-ICP-MS) // Докл. АН. 2010. Т. 434. № 2. С. 212–215.

Ханчук А.И., Аленичева А.А., Голозубов А.Т., Кандауров Ю.Ю., Юрченко Ю.Ю., Сергеев С.А. Ханкайский массив: гетерогенность фундамента и региональные корреляции // Тихоокеанская геология. 2022. Т. 41. № 4. С. 3–22.

Amelin Y., Davis W.J. Geochemical test for branching decay of ^{176}Lu // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2005. V. 69. P. 465–473.

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 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chem. Geol.* 2004. V. 205. P. 15–140.

Blichert-Toft J., Albarède F. The Lu–Hf geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 148. P. 243–258.

Cao X., Dang Z.X., Zhang X.Z., Jiang J.S., Wang H.D. The Composite Jiamusi Terrane. Jilin Publishing House of Science and Technology, 1992. P. 1–126 (in Chinese with English abstract).

Dang Y.S., Li D.R. Discussion on isotope geochronology of Precambrian Jiamusi Block // *J. Chang. Univ. Earth Sci.* 1993. V. 23. Iss. 3. P. 312–318.

Ding X., Yang H., Ji Z., Zhang Y.L., Wu H.R., Dong Y., Yu G.Y., Ge W.C. Geochronology and Sr–Nd–Pb–Hf–O isotopes of Neoproterozoic orthogneisses in the Jiamusi Block, NE China: implications for tectonic origin and secular crustal evolution // *Precambrian Res.* 2024. V. 410. 107486.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.* 2001. V. 42. P. 2033–2048.

Ge W.C., Chen J.S., Yang H., Zhao G.C., Zhang Y.L., Tian D.X. Tectonic implications of new zircon U–Pb ages for the Xinghuadukou Complex, Erguna Massif, northern Great Xing'an Range, NE China // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 106. P. 169–185.

Gehrels G.E., Valencia V., Ruiz J. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U–Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. V. 9. № 3. P. 1–13.

Gou J., Sun D.Y., Ren Y.S., Liu Y.J., Zhang S.Y., Fu C.L., Wang T.H., Wu P.F., Liu X.M. Petrogenesis and geodynamic setting of Neoproterozoic and Late Paleozoic magmatism in the Manzhouli-Erguna area of Inner Mongolia, China: geochronological, geochemical and Hf isotopic evidence // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 67–68. P. 114–137.

Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons // *Precambrian Res.* 2004. V. 131. P. 231–282.

Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram // *J. Petrol.* 2007. V. 48. P. 2341–2357.

Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Precambrian Res.* 2008. V. 160. P. 179–210.

Liu H., Li Y., Wan Z., Lai C.K. Early Neoproterozoic tectonic evolution of the Erguna Terrane (NE China) and its paleogeographic location in Rodinia supercontinent: insights from magmatic and sedimentary record // *Gondwana Res.* 2020. V. 88. P. 185–200.

Long X.Y., Xu W.L., Yang H., Tang J., Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O. Late Permian–Triassic tectonic nature of the eastern Central Asian Orogenic Belt: constraints from the geochronology and geochemistry of igneous rocks in the Bureya Massif // *Lithos.* 2021. V. 380–381. 105924

Luan J.P. Neoproterozoic Sedimentary Formations and Igneous Rock Associations in the Songnen and Jiamusi Massifs: Implications for Evolution of the Rodinia Supercontinent. Jilin University, 2021 (in Chinese with English abstract).

Luan J.P., Wang F., Xu W.L., Ge W.C., Sorokin A.A., Wang Z.W., Guo P. Provenance, age, and tectonic implications of Neoproterozoic strata in the Jiamusi Massif: evidence from U–Pb ages and Hf isotope compositions of detrital and magmatic zircons // *Precambrian Res.* 2017a. V. 297. P. 19–32.

Luan J.P., Xu W.L., Wang F., Wang Z.W., Guo P. Age and geochemistry of the Neoproterozoic granitoids in the Songnen-Zhangguangcai Range Massif, NE China: petrogenesis and tectonic implications // *J. Asian Earth Sci.* 2017b. V. 148. P. 265–276.

Luan J.P., Yu J.J., Yu J.L., Cui Y.C., Xu W.L. Early Neoproterozoic magmatism and associated metamorphism in the Songnen Massif, NE China: petrogenesis and tectonic implications // *Precambrian Res.* 2019. V. 328. P. 250–268.

Luan J.P., Tang J., Xu W.L., Guo P., Long X.Y., Xiong S. Petrogenesis of Neoproterozoic magmatic rocks in the Songnen Massif (northeastern China): implications for basement composition and crustal growth // *Precambrian Res.* 2022. V. 376. P. 106687.

Ludwig K.R. User's Manual for a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ., 2008. P. 1–75.

Mattinson J.M. Analysis of the relative decay constants of ^{235}U and ^{238}U by multi-step CA-TIMS measurements of closed system natural zircon samples // *Chem. Geol.* 2010. V. 275. P. 186–198.

McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. Iss. 3–4. P. 223–253.

Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Kudryashov N.M. Early Paleozoic magmatic events in the Bureya Continental Massif, Central Asian Orogenic Belt: timing and tectonic significance // *Lithos.* 2021. V. 396–397. P. 106237.

Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Xu W.L., Kudryashov N.M. Late Paleozoic and early Mesozoic granitoids in the northwestern Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt: timing and tectonic significance // *Int. Geol. Rev.* 2023. V. 65. Iss. 20. P. 3248–3271.

Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Plotkina Yu.V., Zagornaya N.Yu. Age and sources of melts of metavolcanic rocks of the Djagdagle Formation of the northwestern part of the Bureya Continental Massif, Central Asian Orogenic Belt // *Stratigr. Geol. Correl.* 2024. V. 32. № 4. P. 331–347.

Paces J.B., Miller J.D. Precise U–Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights to physical, petrogenic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1. Ga Midcontinent Rift System // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. № B8. P. 13997–14013.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.

Quan J.Y., Chi X.G., Zhang R., Sun W., Fan L.F., Hu Z.C. LA-ICP-MS U–Pb geochronology of detrital zircon from the Neoproterozoic Dongfengshan Group in Songnen massif and its geological significance // *Geol. Bull. China.* 2013. V. 32. Iss. 2–3. P. 353–364 (in Chinese with English abstract).

Ross P.S., Bédard J.H. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams // *Can. J. Earth Sci.* 2009. V. 46. Iss. 11. P. 823–839.

Şengör A.M.C., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: Fragments of A Synthesis. Cambridge University Press, 1996. P. 486–640.

Shaw D.M. The origin of the Apsley gneiss, Ontario // *Can. J. Earth Sci.* 1972. V. 9. № 1. P. 18–35.

Sorokin A.A., Kotov A.B., Kudryashov N.M., Kovach V.P. Early Mesozoic granitoid and rhyolite magmatism of the Bureya Terrane of the Central Asian Orogenic Belt: age and geodynamic setting // *Lithos.* 2016. V. 261. P. 181–194.

Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O., Xu W.L., Kovach V.P., Yang H., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A., Travin A.V., Plotkina Yu.V. Ages and nature of the protolith of the Tulovchikha metamorphic complex in the Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt, Russia:

evidence from U–Th–Pb, Lu–Hf, Sm–Nd, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data // *Lithos*. 2019. V. 332–333. P. 340–354.

Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 219. P. 311–324.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–346.

Sun L.X., Ren B.F., Zhao F.Q., Peng L.N. Zircon U–Pb ages and Hf isotope characteristics of Taipingchuan large porphyritic granite pluton of Erguna Massif in the Great Xing'an Range // *Earth Sci. Front.* 2012. V. 19. P. 114–122 (in Chinese with English abstract).

Tang J., Wu W., Wang F., Wang W., Xu M., Zhang Y. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Erguna Massif, NE China: petrogenesis and implications for the breakup of the Rodinia supercontinent // *Precambrian Res.* 2013. V. 224. P. 597–611.

Vervoort J.D., Patchett P.J. Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: constraints from Precambrian crustally derived granites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. P. 3717–3723.

Wang F., Xu W.L., Gao F.H., Zhang H.H., Pei F.P., Zhao L., Yang Y. Precambrian terrane within the Songnen–Zhangguangcai Range Massif, NE China: evidence from U–Pb ages of detrital zircons from the Dongfengshan and Tadong groups // *Gondwana Res.* 2014. V. 26. P. 402–413.

Werner C.D. Saxonian granulites – igneous or lithogenous: a contribution to the geochemical diagnosis of the original rocks in high grade metamorphic complexes // *Contributions to the geology of the Saxonian granulite massif Sachsisches Granulitgebirge. Mitteilungen.* 1987. V. 133. P. 221–250.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. Iss. 4. P. 407–419.

Wilde S.A., Zhang X., Wu F. Extension of a newly identified 500 Ma metamorphic terrane in North East China: further U–Pb SHRIMP dating of the Mashan Complex, Heilongjiang Province, China // *Tectonophysics.* 2000. V. 328. Iss. 1–2. P. 115–130.

Winchester J., Floyd P. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.* 1977. V. 20. P. 325–343.

Wu F.Y., Zhang Y.B., Sun D.Y., Ge W.C., Grant M.L., Wilde S.A., Jahn B.M. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // *J. Asian Earth Sci.* 2011. V. 41. P. 1–30.

Xie H.Q., Miao L.C., Chen F.K., Zhang F.Q., Liu D.Y. Characteristics of the “Mashan Group” and zircon SHRIMP U–Pb dating of granite in Muling area, southeastern Heilongjiang Province, China: constraints on crustal evolution of the southernmost of Jiamusi Massif // *Geol. Bull. China.* 2008a. V. 21. Iss. 12. P. 2127–2137 (in Chinese with English abstract).

Xie H.Q., Mang F.Q., Miao L.C., Chen F.K., Liu D.Y. Zircon SHRIMP U–Pb dating of the amphibolite from “Heilongjiang Group” and the granite in Mudanjiang area, NE China, and its geological significance // *Acta Petrol. Sin.* 2008b. V. 24. Iss. 6. P. 1237–1250 (in Chinese with English abstract)

Yang H., Ge W.C., Zhao G.C., Bi J.H., Wang Z.H., Dong Y., Xu W.L. Zircon U–Pb ages and geochemistry of newly discovered Neoproterozoic orthogneisses in the Mishan region, NE China: constraints on the high-grade metamorphism and tectonic affinity of the Jiamusi-Khanka Block // *Lithos.* 2017. V. 268–271. P. 16–31.

Yang H., Ge W.C., Bi J.H., Wang Z.H., Tian D.X., Dong Y., Chen H.J. The Neoproterozoic–Early Paleozoic evolution of the Jiamusi Block, NE China and its East Gondwana connection: geochemical and zircon U–Pb–Hf isotopic constraints from the Mashan complex // *Gondwana Res.* 2018. V. 54. P. 102–121.

Yang H., Xu W.L., Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O., Ge W. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Bureya Block, Russian Far East: petrogenesis and implications for Rodinia reconstruction // *Precambrian Res.* 2020. V. 342. P. 105676.

Yang Y., Liang C., Zheng C., Xu X., Zhou X., Hu P. The metamorphic characteristics of metapelites of the Mashan Group in Mashan area, eastern Heilongjiang Province, China: constraint on the crustal evolution of the Jiamusi Massif // *Gondwana Res.* 2022. V. 102. P. 299–331.

Zhang L., Liu Y.J., Li W.M., Han G.Q., Zhang J.D., Zhao Z.H., Jian X.F., Guo Q.Y. Discussion on the basement properties and east boundary of the Ergun massif // *Chin. J. Geol.* 2013. V. 48. P. 227–244 (in Chinese with English abstract).

Zhao S., Xu W.L., Tang J., Li Y., Guo P. Timing of formation and tectonic nature of the purportedly Neoproterozoic Jiageda Formation of the Erguna Massif, NE China: constraints from field geology and U–Pb geochronology of detrital and magmatic zircons // *Precambrian Res.* 2016. V. 281. P. 585–601.

Zhou J.B., Wilde S.A. The crustal accretion history and tectonic evolution of the NE China segment of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.* 2013. V. 23. P. 1365–1377.

Zhou J.B., Wilde S.A., Zhang X.Z., Zhao G.C., Liu F.L., Qiao D.W., Ren S.M., Liu J.H. A > 1300 km late Pan-African metamorphic belt in NE China: new evidence from the Xing'an block and its tectonic implications // Tectonophysics. 2011. V. 509. P. 280–292.

Рецензенты В.П. Ковач, А.Б. Котов, С.И. Школьник

ПОДРИСУНОЧНЫЕ ПОДПИСИ

Рис. 1. Схема геологического строения северо-восточной части Буреинского континентального массива (бассейн р. Ниман). Составлена по (Тоноян, 1964), с изменениями авторов.

1 – условно раннепротерозойские биотитовые, гранат-биотитовые, силлиманит-биотитовые, биотит-роговообманковые, графит-роговообманковые гнейсы туловчихинской свиты; 2 – условно раннепротерозойские амфиболиты, биотитовые гнейсы с прослоями и линзами слюдяных сланцев и мраморов дичунской свиты; 3 – условно раннепротерозойские гранитоиды; 4 – условно раннепалеозойские гранитоиды; 5 – раннедевонские терригенные образования; 6 – условно позднепалеозойские гранитоиды; 7 – юрские осадочные образования; 8 – условно позднемеловые диориты, кварцевые диориты, диоритовые порфириты; 9 – нижнечетвертичные отложения; 10 – разломы; 11 – место отбора образца для геохронологических исследований и его номер. На врезке прямоугольником показано положение исследуемого объекта в структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (тектоническая основа по (Красный, Пэн Юньбяо, 1999; Zhou, Wilde 2013; Luan et al., 2017a)), с изменениями авторов; 12 – континентальные массивы/террейны: БЦХ – Буряя-Цзямуси-Ханкайский супертеррейн (БЦХ(Б) – Буреинский, БЦХ(Ц) – Цзямусинский, БЦХ(Х) – Ханкайский континентальный массивы/террейны); 13 – палеозойские–раннемезозойские складчатые пояса (МО–Монголо-Охотский складчатый пояс); 14 – позднеюрско-раннемеловые орогенные пояса; 15 – район исследования.

Рис. 2. Стратиграфическая колонка метаморфических образований дичунской свиты северо-восточной части Буреинского континентального массива. Составлена по (Тоноян, 1964).

1 – амфиболиты; 2 – гнейсы; 3 – слюдяные сланцы; 4 – мраморы.

Рис. 3. Фотография и микрофотография биотитового гнейса дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива.

bt – биотит; kfs – калиевый полевой шпат; pl – плагиоклаз; qz – кварц.

Рис. 4. Диаграммы, отражающие значения дискриминационных функций (а) DF_{shaw} (Shaw, 1972) и (б) $DF(X)$ (Великославинский и др., 2013), и классификационная диаграмма $P_2O_5/TiO_2-MgO/CaO$ (Werner, 1987) для биотитовых гнейсов дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива.

$DF_{shaw} = 10.44 - 0.21SiO_2 - 0.32Fe_2O_3 - 0.98MgO + 0.55CaO + 1.46Na_2O + 0.54K_2O$ (Shaw, 1972); $DF(X) = -0.24SiO_2 - 0.16TiO_2 - 0.25Al_2O_3 - 0.28FeO^* - 0.30MgO - 0.48CaO - 0.79Na_2O - 0.46K_2O - 0.10P_2O_5 + 26.64$ (Великославинский и др., 2013).

Рис. 5. Классификационные диаграммы (а) $SiO_2-(Zr/TiO_2) \times 0.0001$, (б) SiO_2-Nb/Y (Winchester, Floyd, 1977), (в) $Zr-Y$ (Ross, Bédard, 2009), (г) $Th-Co$ (Hastie et al., 2007), (д) $FeO^{tot}/(FeO^{tot} + MgO)-SiO_2$ (Frost et al., 2001) для биотитовых гнейсов дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива.

Рис. 6. Распределение редкоземельных (а) и редких (б) элементов в биотитовых гнейсах дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива.

Состав хондрита по (McDonough, Sun, 1995), состав примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989).

Рис. 7. Микрофотографии кристаллов циркона в режиме катодолюминесценции.

Рис. 8. Диаграммы с конкордией (а, б) и диаграмма $TuffZircAge$ (в) для циркона из биотитового гнейса дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива.

Рис. 9. Диаграмма $\epsilon_{Hf(t)}$ -возраст кристаллизации (млн лет) для биотитовых гнейсов дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива.

Рис. 10. Распределение редких элементов в биотитовых гнейсах дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива.

Поле составов позднедонетонийских гастингсит-лепидомелановых гранитов и биотитовых лейкогранитов бассейна р. Чепкан центральной части Буреинского массива показано розовым цветом (данные из (Сорокин и др., 2017)).

Рис. 11. Диаграммы (а) $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$, (б) $10000\text{Ga}/\text{Al}-\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ (Whalen et al., 1987) для биотитовых гнейсов дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива.

Поля на диаграмме: А – граниты А-типа; FG – фракционированные граниты; OGT – нефракционированные граниты М-, I-, S-типов.

Рис. 12. Тектонические дискриминационные диаграммы (а) Nb–Y, (б) Rb–Y + Nb, (в) Ta–Yb (Pearce et al., 1984) для биотитовых гнейсов дичунской свиты северо-восточной части Буреинского массива.

Поля на диаграммах: ORG – граниты океанических рифтов; VAG – граниты вулканических (островных) дуг; syn-COLG – синколлизийные граниты; post-COLG – постколлизийные граниты; WPG – внутриплитные граниты.

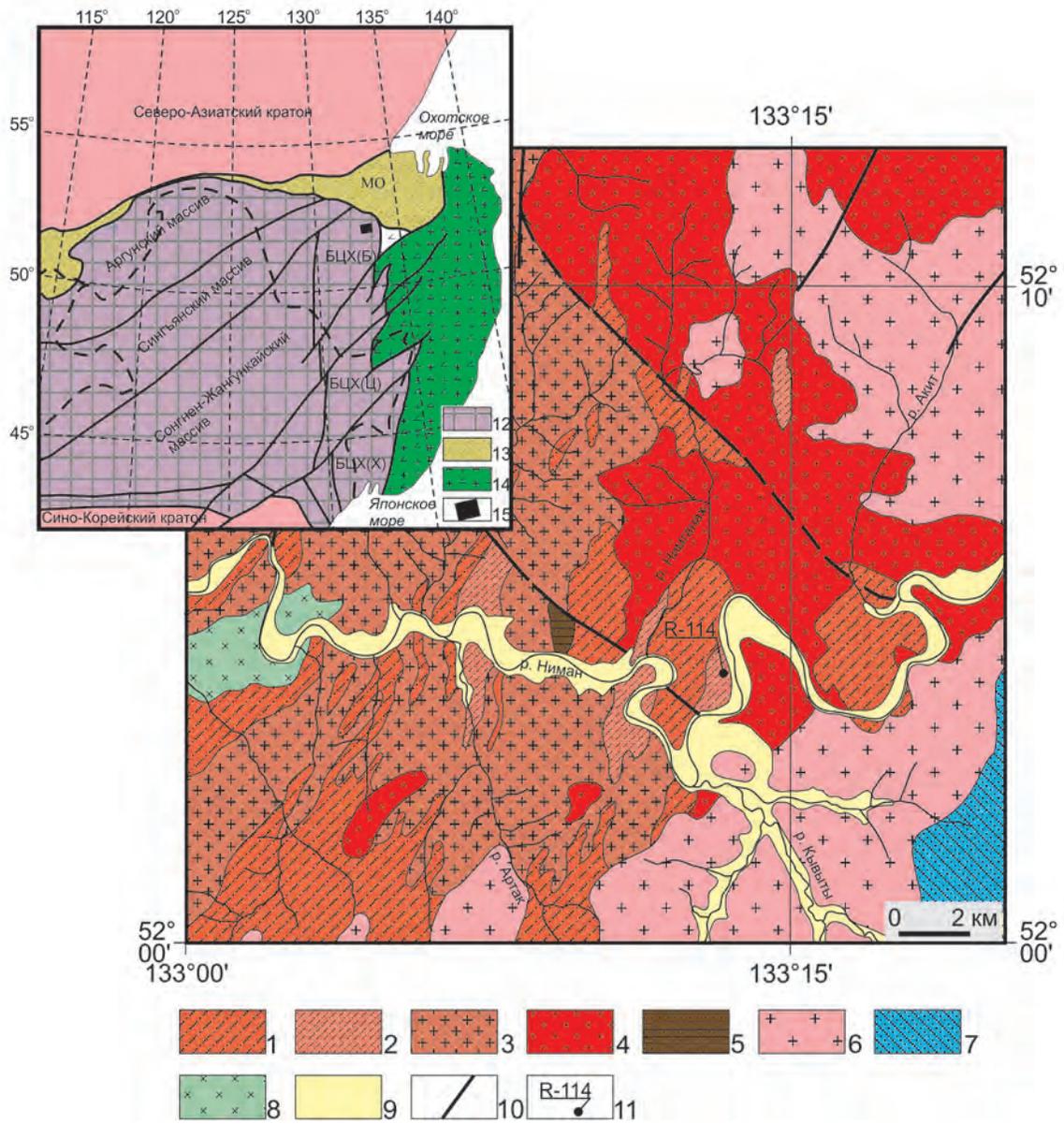


Fig. 1

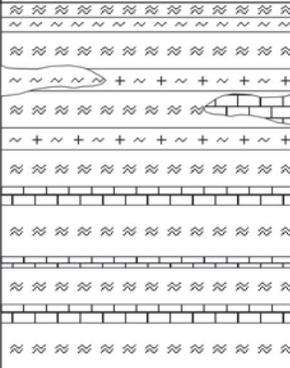
Эратема	Серия	Свита	Литологическая колонка	Мощность, м	Характеристика пород
Палеопротерозой	Амурская	Дичинская		500	Амфиболиты с прослоями и линзами биотитовых, роговообманковых, биотит-роговообманковых гнейсов, слюдяных сланцев и мраморов



Fig. 2

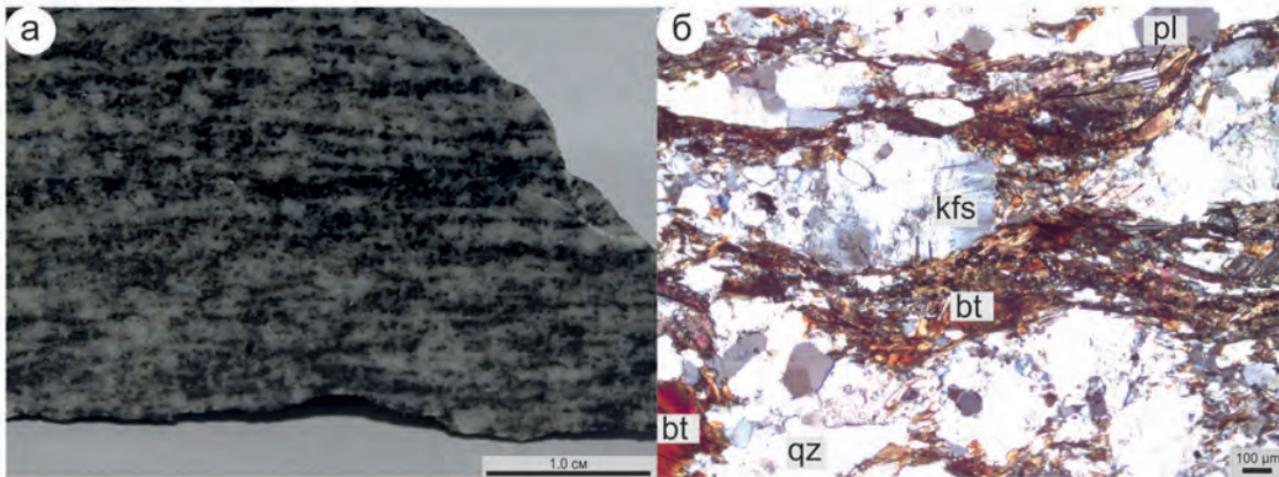


Fig. 3

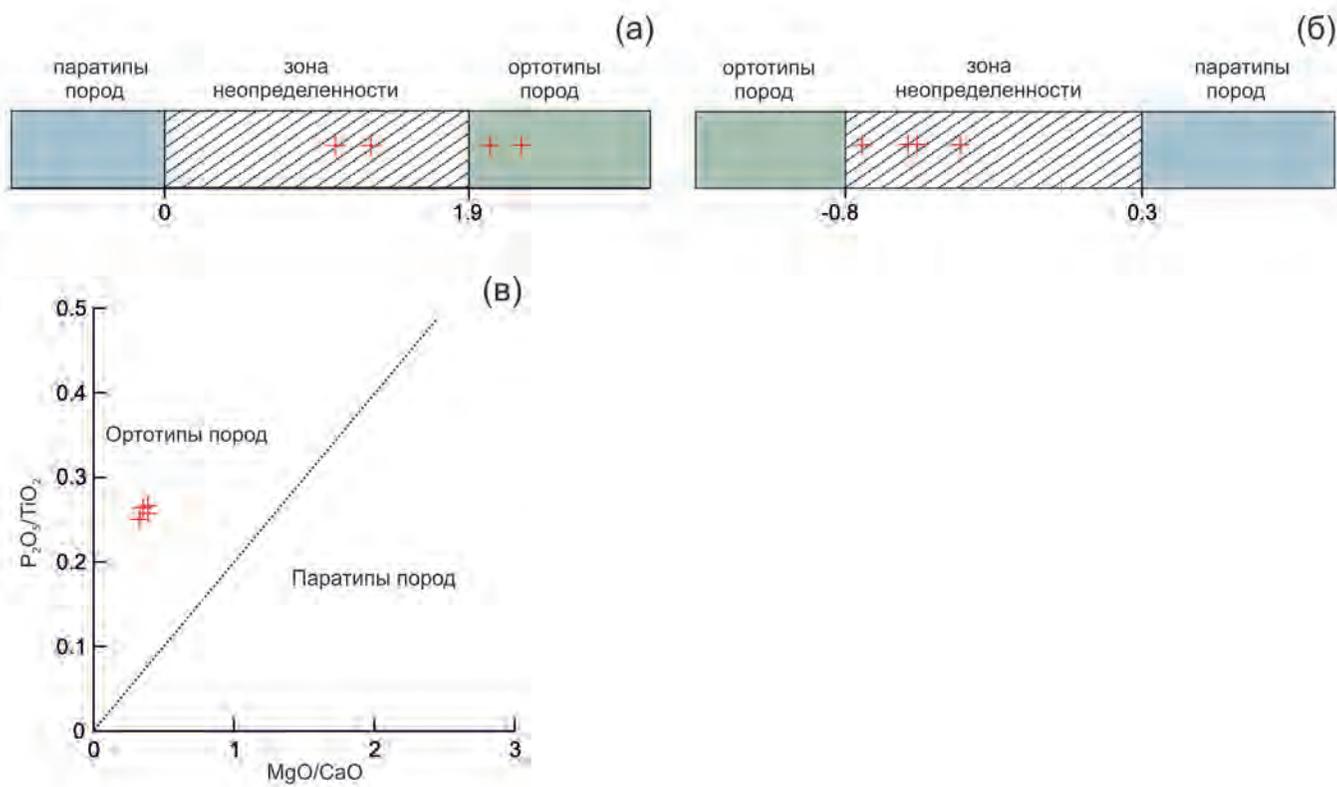


Fig. 4

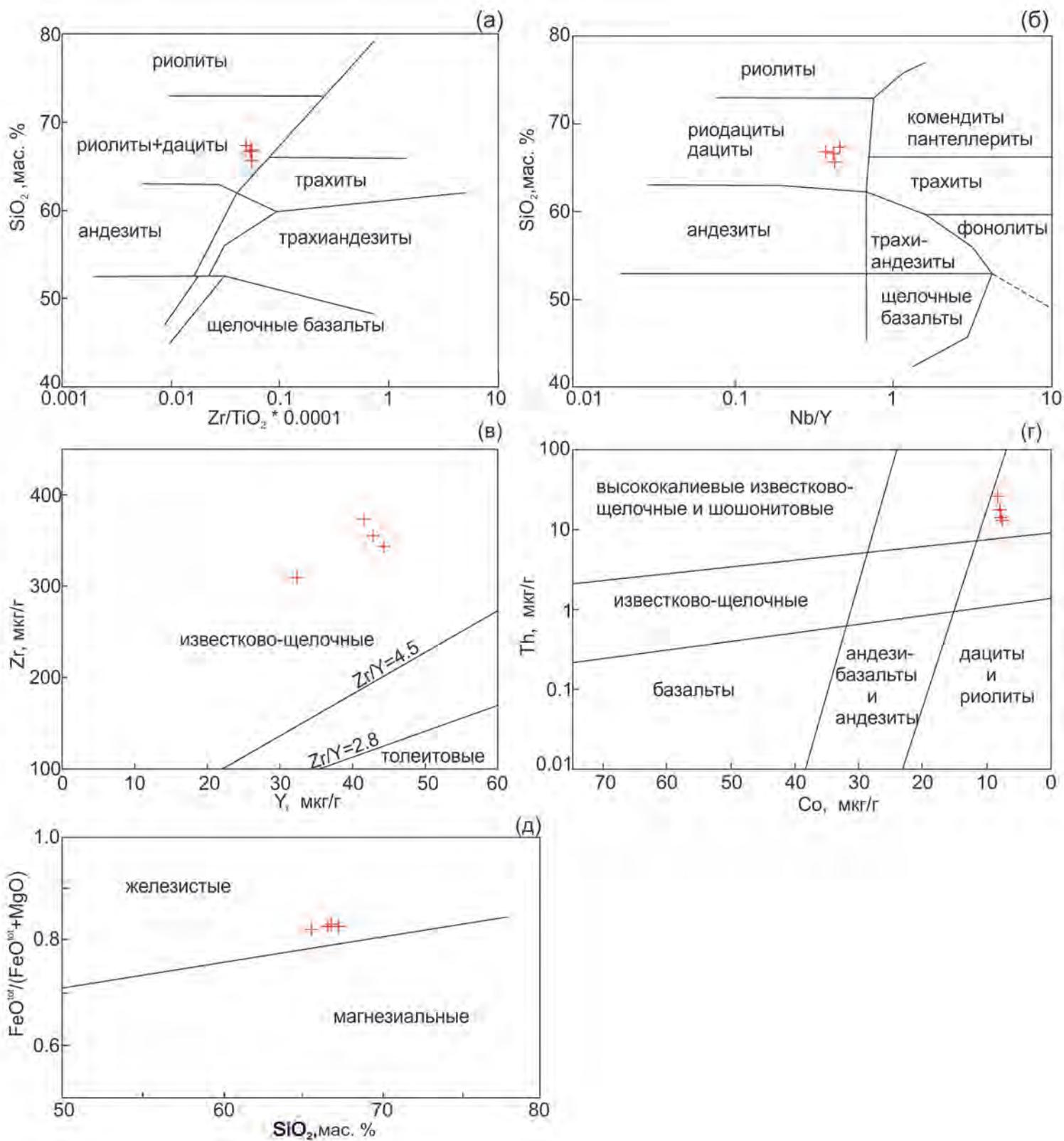


Fig. 5

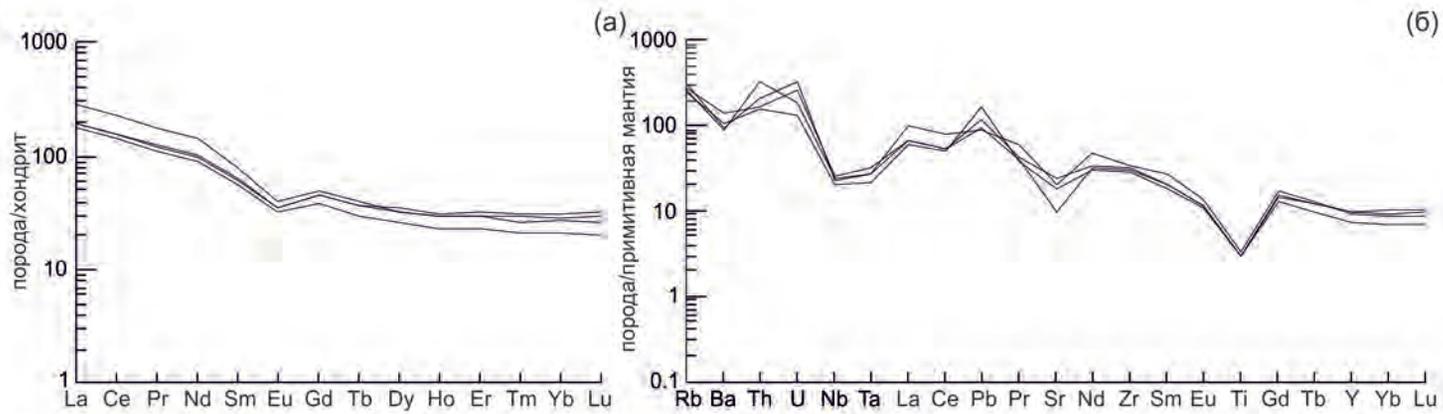


Fig. 6

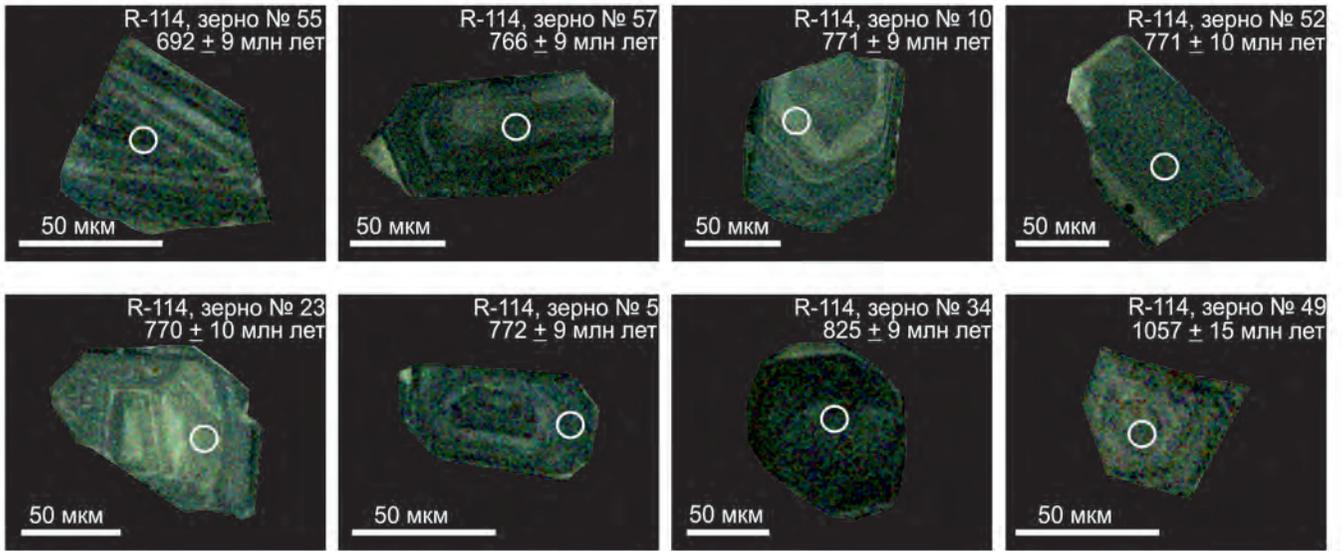


Fig. 7

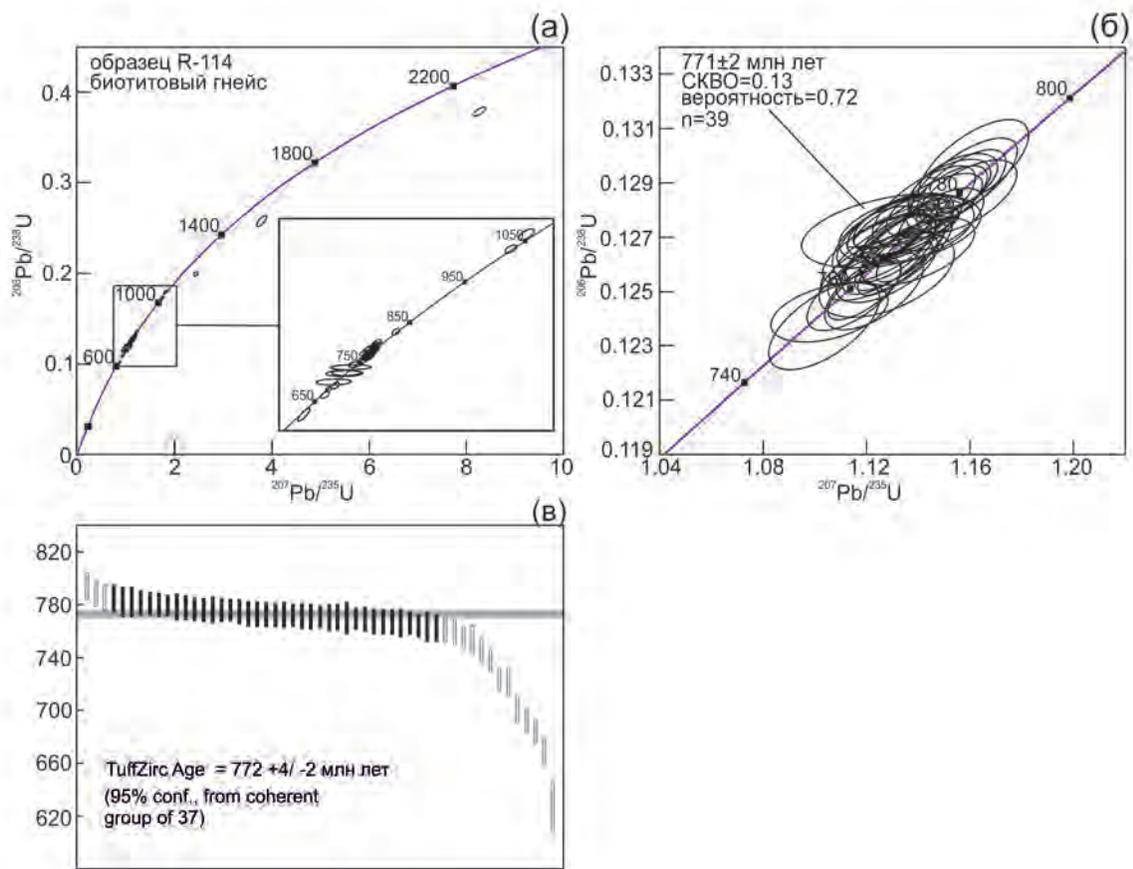


Fig. 8

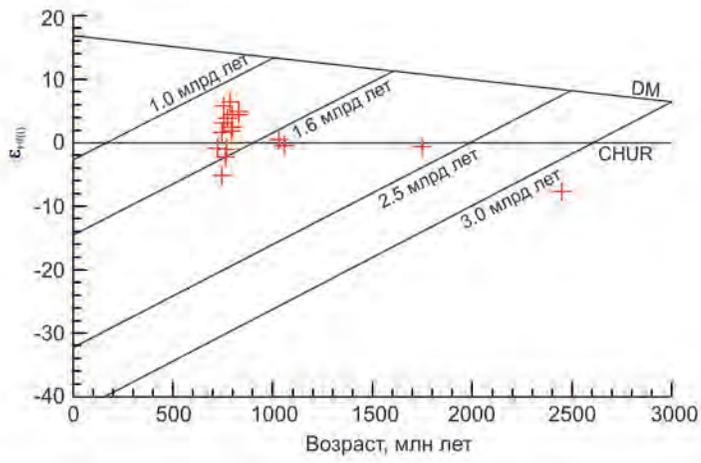


Fig. 9

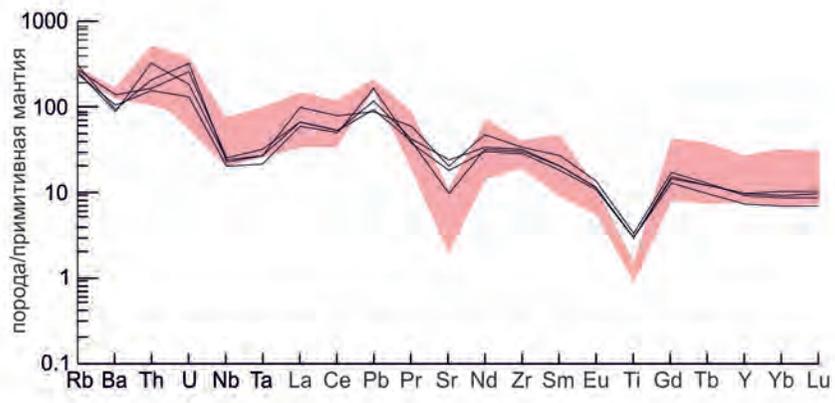


Fig. 10

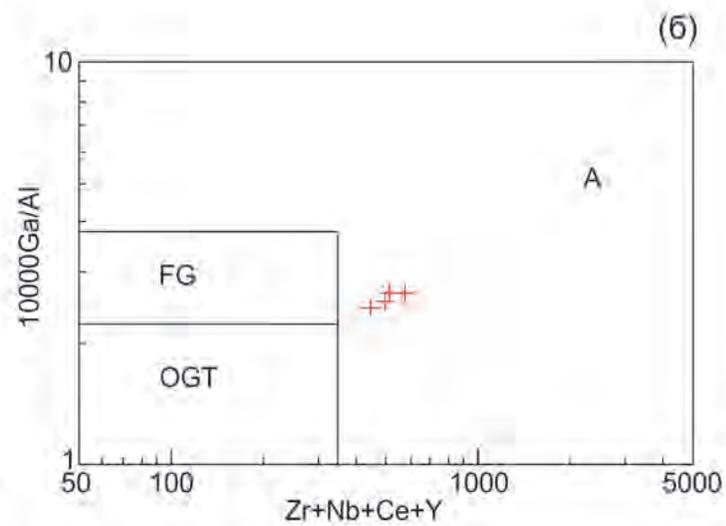
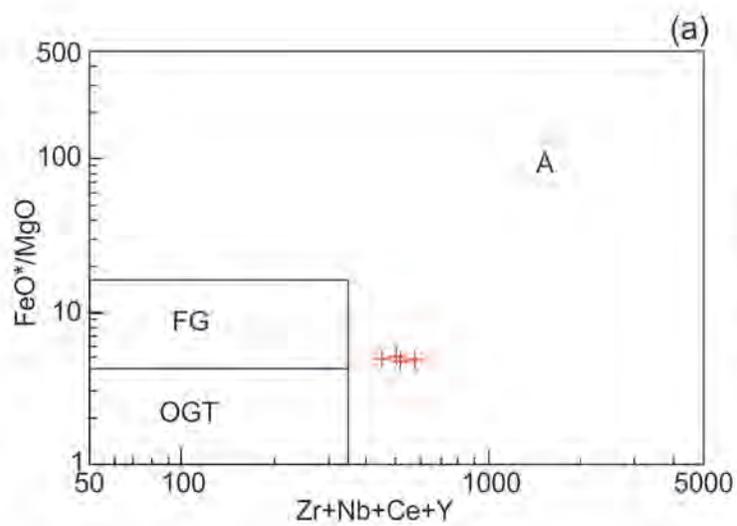


Fig. 11

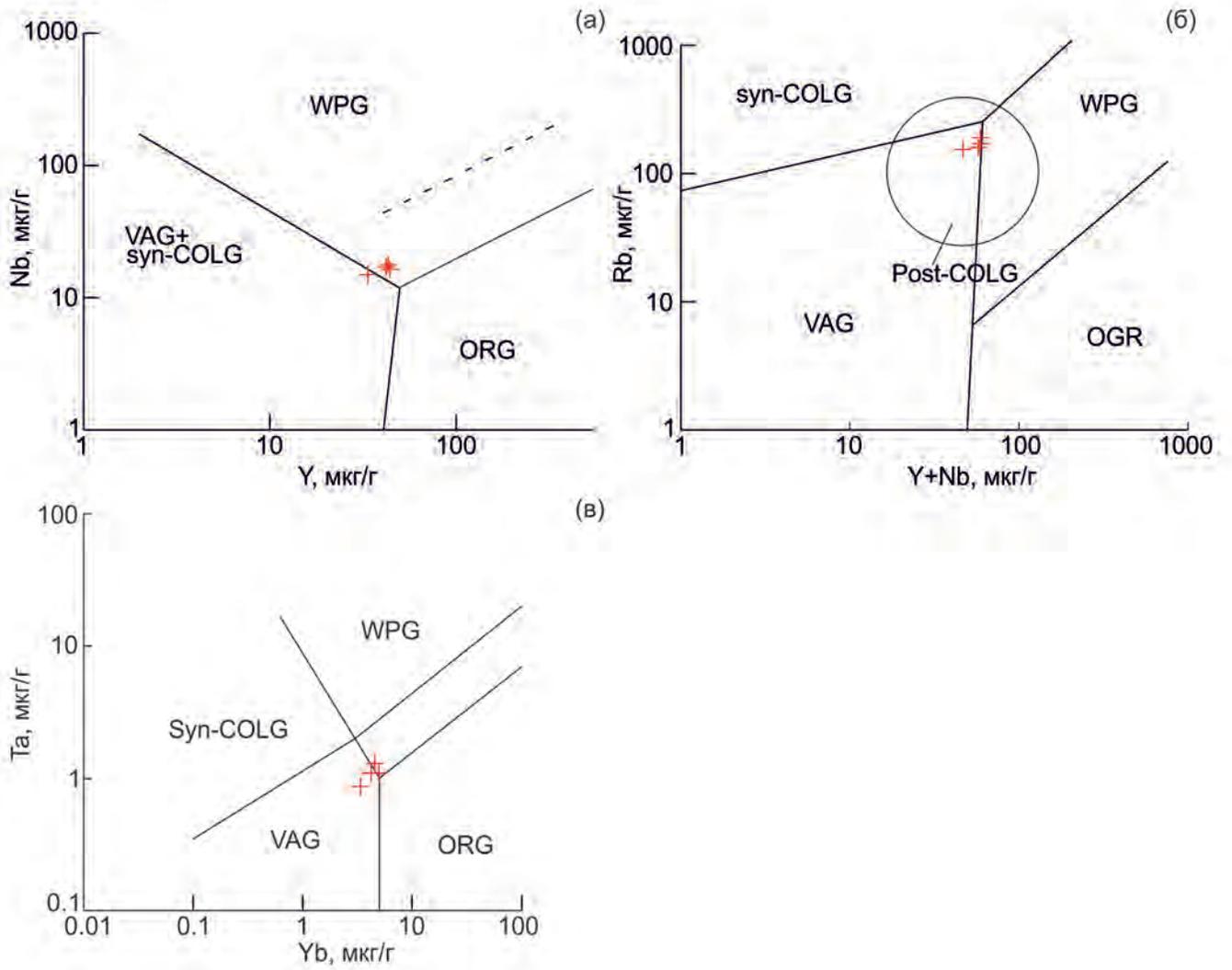


Fig. 12

Таблица 1. Результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований акцессорного циркона из биотитового гнейса дичунской свиты (обр. R-114) бассейна р. Ниман северо-восточной части Бурейнского континентального массива

№ п/п	Номер анализа	Th, мкг/г	U, мкг/г	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	Изотопные отношения*						Возраст, млн лет						D	**				
						²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ, %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ, %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ, %	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb			±1σ	CA	±2σ	±95%
1	R-114 20	98	781	48007	0.13	16.1165	0.8	0.8514	2.1	0.1003	1.9	0.90	616.0	10.9	625.4	9.7	660.6	19.7	626	19	240	-6.7	
2	R-114 16	38	460	32032	0.08	15.7632	0.9	0.9434	1.2	0.1090	0.7	0.61	667.0	4.7	674.7	6.0	701.5	20.5	669	9	92	-4.9	
3	R-114 56	177	994	71574	0.18	15.9241	0.6	0.9610	1.0	0.1116	0.8	0.78	681.8	4.9	683.8	4.9	691.4	13.1	683	9		-1.4	
4	R-114 55	312	650	15184	0.48	15.5054	0.7	0.9878	1.1	0.1130	0.7	0.63	690.0	4.6	697.6	5.7	723.2	18.7	692	9	95	-4.6	
5	R-114 14	68	262	1792	0.26	14.2392	1.3	0.9806	5.0	0.1147	0.8	0.15	700.0	5.1	693.9	25.4	674.9	106.7	700	10		3.7	
6	R-114 6	103	403	3390	0.26	14.8898	1.1	1.0259	5.0	0.1184	0.7	0.14	721.3	5.0	716.9	25.9	703.9	106.2	721	10		2.5	
7	R-114 39	404	584	3659	0.69	14.8311	0.8	1.0365	4.1	0.1187	0.6	0.15	723.2	4.2	722.2	21.2	719.9	86.1	723	8		0.5	
8	R-114 32	118	380	3885	0.31	14.9593	0.8	1.0538	5.6	0.1211	0.6	0.11	737.2	4.2	730.8	29.0	712.1	117.5	737	8		3.5	
9	R-114 50	150	265	9456	0.57	15.2749	1.0	1.0769	2.0	0.1225	0.6	0.30	745.1	4.1	742.1	10.3	734.0	39.6	745	8		1.5	
10	R-114 51	141	420	24823	0.34	15.2667	0.9	1.1038	1.3	0.1237	0.8	0.62	751.8	5.8	755.2	7.0	766.0	21.6	753	11		-1.9	**
11	R-114 29	107	217	15981	0.49	15.2339	0.9	1.1056	1.3	0.1242	0.6	0.42	754.7	4.0	756.0	7.2	760.8	25.6	755	8		-0.8	**
12	R-114 40	145	503	36433	0.29	15.3139	0.7	1.1153	1.1	0.1249	0.7	0.65	758.5	5.0	760.7	5.8	768.0	17.4	759	10		-1.2	**
13	R-114 46	195	422	18274	0.46	15.1208	0.8	1.1227	1.1	0.1250	0.7	0.61	759.2	5.0	764.2	6.1	779.9	18.9	761	10		-2.7	**
14	R-114 41	225	779	61375	0.29	15.3216	0.7	1.1218	1.0	0.1254	0.7	0.70	761.3	5.2	763.8	5.6	772.1	15.7	762	10		-1.4	**
15	R-114 45	108	340	12047	0.32	15.0411	1.0	1.1275	1.6	0.1256	0.8	0.50	762.7	5.6	766.6	8.4	778.7	28.4	763	11		-2.1	**
16	R-114 2	183	586	40811	0.31	15.3459	0.6	1.1210	1.0	0.1258	0.6	0.60	763.6	4.2	763.5	5.2	763.9	16.3	764	8		0.0	**
17	R-114 3	76	546	38627	0.14	15.2711	0.8	1.1295	1.3	0.1261	0.8	0.63	765.8	5.7	767.5	6.8	773.6	20.7	766	11		-1.0	**
18	R-114 57	217	472	35871	0.46	15.2868	0.8	1.1270	1.0	0.1261	0.6	0.59	765.8	4.5	766.3	5.6	768.8	17.8	766	9		-0.4	**
19	R-114 17	210	750	55174	0.28	15.2471	0.7	1.1329	1.0	0.1262	0.7	0.67	766.3	5.0	769.1	5.6	778.3	16.1	767	10		-1.5	**
20	R-114 37	332	619	43473	0.54	15.2869	0.7	1.1311	1.0	0.1263	0.7	0.66	766.6	4.9	768.3	5.6	774.0	16.5	767	9		-1.0	**
21	R-114 38	167	282	22709	0.59	15.3006	0.9	1.1256	1.3	0.1264	0.7	0.51	767.1	4.8	765.6	7.0	762.3	23.8	767	10		0.6	**
22	R-114 31	105	399	20912	0.26	15.1460	0.7	1.1393	1.3	0.1265	0.6	0.50	767.9	4.7	772.2	6.9	785.5	23.3	769	9		-2.2	**
23	R-114 33	97	306	26466	0.32	15.2129	0.8	1.1359	1.1	0.1267	0.6	0.49	769.0	4.0	770.6	6.1	775.9	20.7	769	8		-0.9	**
24	R-114 44	218	954	87803	0.23	15.2451	0.7	1.1404	1.1	0.1267	0.7	0.68	769.1	5.2	772.7	5.7	783.8	16.2	770	10		-1.9	**
25	R-114 10	164	419	42296	0.39	15.2772	0.7	1.1364	1.0	0.1269	0.6	0.61	770.4	4.4	770.8	5.4	773.0	16.8	771	9		-0.3	**
26	R-114 13	123	371	31257	0.33	15.3570	1.0	1.1294	1.3	0.1270	0.8	0.62	771.0	6.0	767.5	7.1	758.0	21.9	770	12		1.7	**
27	R-114 52	128	280	8640	0.46	15.0856	1.0	1.1292	2.0	0.1271	0.7	0.34	771.6	4.9	767.4	10.7	756.0	39.4	771	10		2.1	**
28	R-114 23	153	377	27256	0.41	15.3521	0.9	1.1291	1.2	0.1272	0.7	0.63	771.7	5.4	767.3	6.3	755.5	19.0	770	10		2.1	**
29	R-114 58	91	650	53336	0.14	15.3144	0.7	1.1390	1.0	0.1273	0.7	0.67	772.2	4.7	772.0	5.2	772.4	15.1	772	9		0.0	**
30	R-114 5	199	665	15949	0.30	15.1979	0.7	1.1366	1.6	0.1273	0.6	0.39	772.3	4.5	770.9	8.6	767.6	31.1	772	9		0.6	**
31	R-114 7	139	480	41234	0.29	15.3370	0.7	1.1366	1.0	0.1273	0.6	0.62	772.3	4.5	770.9	5.4	767.6	16.5	772	9		0.6	**
32	R-114 19	185	427	31492	0.43	15.3384	0.8	1.1335	1.1	0.1274	0.7	0.63	773.1	5.1	769.4	6.0	759.8	18.3	772	10		1.7	**
33	R-114 42	132	484	30594	0.27	15.3579	0.7	1.1337	1.2	0.1275	0.7	0.56	773.3	5.0	769.5	6.6	759.4	21.5	773	10		1.8	**
34	R-114 47	200	363	27066	0.55	15.2948	0.9	1.1369	1.3	0.1275	0.7	0.54	773.8	5.0	771.0	6.9	763.8	22.7	773	10		1.3	**
35	R-114 4	182	557	38791	0.33	15.2152	0.7	1.1475	1.0	0.1276	0.7	0.64	774.2	4.8	776.0	5.5	782.3	16.4	775	9		-1.0	**
36	R-114 8	460	1065	80708	0.43	15.2355	0.7	1.1508	0.9	0.1277	0.6	0.70	774.7	4.7	777.6	5.0	787.1	13.7	776	9		-1.6	**
37	R-114 59	249	818	69137	0.30	15.2380	0.6	1.1504	0.9	0.1278	0.6	0.67	775.2	4.6	777.5	5.1	785.0	14.6	776	9		-1.2	**
38	R-114 11	125	381	25387	0.33	15.1820	0.8	1.1480	1.1	0.1279	0.6	0.54	775.7	4.3	776.3	5.8	778.9	19.0	776	8		-0.4	**
39	R-114 27	169	592	51175	0.29	15.2385	0.7	1.1484	1.0	0.1279	0.6	0.61	775.8	4.5	776.5	5.5	779.3	16.7	776	9		-0.4	**
40	R-114 36	347	819	19401	0.42	15.2302	0.7	1.1435	1.3	0.1280	0.7	0.53	776.4	5.1	774.2	7.1	768.6	23.6	776	10		1.0	**

Продолжение таблицы 1

№ п/п	Номер анализа	Th, мкг/г	U, мкг/г	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U	Изотопные отношения*							Возраст, млн. лет							D	**		
						²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ, %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ, %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ, %	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ	CA			±2σ	±95%
41	R-114 25	199	579	40759	0.34	15.3273	0.6	1.1446	1.0	0.1284	0.6	0.65	778.5	4.7	774.7	5.4	764.7	15.9	777	9		1.8	**
42	R-114 28	156	373	24765	0.42	15.2350	0.8	1.1482	1.1	0.1284	0.7	0.61	778.9	5.2	776.4	6.2	770.1	19.1	778	10		1.1	**
43	R-114 18	169	584	45334	0.29	15.2521	0.7	1.1522	0.9	0.1285	0.6	0.62	779.3	4.0	778.3	4.8	776.2	14.6	779	8		0.4	**
44	R-114 30	124	443	33704	0.28	15.2010	0.7	1.1593	1.1	0.1287	0.6	0.59	780.3	4.5	781.6	5.7	786.2	17.9	781	9		-0.7	**
45	R-114 12	188	868	74647	0.22	15.2986	0.7	1.1535	1.0	0.1287	0.6	0.66	780.6	4.8	778.9	5.4	774.8	15.7	780	9		0.8	**
46	R-114 26	166	536	45646	0.31	15.2390	0.7	1.1565	1.0	0.1289	0.7	0.63	781.4	4.8	780.3	5.6	778.1	16.9	781	9		0.4	**
47	R-114 53	173	505	39914	0.34	15.2298	0.8	1.1581	1.2	0.1290	0.8	0.65	782.3	5.8	781.0	6.6	778.2	19.4	782	11		0.5	**
48	R-114 21	191	475	36580	0.40	15.2595	0.9	1.1614	1.2	0.1297	0.8	0.65	785.9	6.0	782.6	6.8	774.1	19.9	785	11		1.5	**
49	R-114 22	82	201	16488	0.41	15.3571	1.1	1.1229	1.4	0.1272	0.7	0.49	771.8	5.1	764.4	7.7	743.5	26.4	771	10	69	3.8	
50	R-114 9	91	249	19795	0.36	15.3987	1.0	1.1412	1.5	0.1293	0.8	0.50	783.7	5.6	773.1	8.2	743.5	27.9	782	11	100	5.4	
51	R-114 15	146	410	28873	0.36	15.3164	0.8	1.1568	1.1	0.1299	0.7	0.60	787.2	5.1	780.4	6.2	761.9	19.4	786	10	81	3.3	
52	R-114 48	159	435	33570	0.37	15.2894	0.8	1.1654	1.2	0.1305	0.7	0.59	790.6	5.4	784.5	6.7	767.9	20.8	789	10	73	3.0	
53	R-114 24	116	315	29498	0.37	15.3716	0.8	1.1676	1.2	0.1316	0.7	0.57	797.0	5.2	785.5	6.6	754.1	21.0	794	10	130	5.7	
54	R-114 49	186	444	56080	0.42	13.5437	0.9	1.8167	1.2	0.1795	0.9	0.70	1064.3	8.4	1051.5	8.0	1025.8	17.8	1057	15	190	3.8	
55	R-114 34	122	589	50577	0.21	14.9961	0.6	1.2505	0.9	0.1368	0.6	0.71	826.8	4.9	823.6	5.0	816.0	13.1	825	9		1.3	
56	R-114 54	127	351	37477	0.36	13.5172	0.7	1.7506	1.0	0.1730	0.6	0.63	1028.8	5.8	1027.4	6.2	1025.3	15.0	1028	11		0.3	
57	R-114 35	151	263	27683	0.57	11.1906	0.8	2.4375	1.1	0.1993	0.7	0.64	1171.7	7.5	1253.7	7.9	1398.3	16.3					
58	R-114 1	98	312	21817	0.32	9.2899	0.9	3.7855	1.8	0.2575	1.5	0.84	1476.9	20.0	1589.7	14.5	1743.4	17.8					
59	R-114 43	135	505	108259	0.27	6.2953	0.7	8.2662	1.0	0.3786	0.8	0.76	2069.5	13.8	2260.6	9.3	2439.1	11.3					

Примечание. ** – значения, использованные в окончательном расчете возраста; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U–²⁰⁶Pb/²³⁸U; D – дискордантность; CA – конкордантный возраст (Ludwig, 2008), млн лет.

Таблица 2. Lu–Hf изотопные данные для циркона из биотитовых гнейсов дичунской свиты (обр. R-114) бассейна р. Ниман северо-восточной части Буреинского массива

Образец/ точка	Возраст, млн лет	$(^{176}\text{Yb}+^{176}\text{Lu})/^{176}\text{Hf}$ (%)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm (1\sigma)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$t_{\text{Hf(DM)}}$, млрд лет	$t_{\text{Hf(C)}}$, млрд лет
R-114 9	782	14.8	0.000945	0.282493	0.000028	6.7	1.1	1.2
R-114 13	770	15.8	0.000994	0.282340	0.000033	0.9	1.3	1.4
R-114 15	786	24.5	0.001411	0.282494	0.000031	6.6	1.1	1.2
R-114 18	779	16.5	0.001039	0.282416	0.000031	3.8	1.2	1.3
R-114 39	723	33.3	0.002008	0.282330	0.000028	-0.9	1.3	1.5
R-114 22	771	20.3	0.001228	0.282468	0.000023	5.4	1.1	1.2
R-114 24	794	19.4	0.001138	0.282372	0.000036	2.5	1.2	1.4
R-114 33	769	17.1	0.001066	0.282455	0.000024	5.0	1.1	1.2
R-114 40	759	25.7	0.001708	0.282417	0.000036	3.1	1.2	1.3
R-114 42	773	25.8	0.001610	0.282378	0.000030	2.1	1.3	1.4
R-114 45	763	20.9	0.001297	0.282295	0.000019	-1.0	1.4	1.5
R-114 48	789	17.0	0.001099	0.282433	0.000019	4.6	1.2	1.3
R-114 50	745	27.8	0.001647	0.282191	0.000024	-5.2	1.5	1.7
R-114 53	782	16.1	0.001003	0.282370	0.000038	2.3	1.2	1.4
R-114 57	766	43.1	0.002632	0.282278	0.000017	-2.1	1.4	1.6
R-114 34	825	28.6	0.001781	0.282426	0.000040	4.8	1.2	1.3
R-114 49	1057	18.7	0.001222	0.282131	0.000029	-0.3	1.6	1.7
R-114 54	1028	14.6	0.000888	0.282173	0.000034	0.8	1.5	1.7
R-114 1	1743	8.8	0.000534	0.281676	0.000027	-0.5	2.2	2.3
R-114 43	2439	4.5	0.000346	0.281018	0.000032	-7.7	3.1	3.2

Таблица 3. Сводная таблица геохронологических данных для позднеэоценовых образований континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса

	Порода	Метод датирования	Возраст, млн лет	Ссылка
<i>Буреинский массив</i>				
1	гастингсит-лепидомелановые граниты	U–Pb метод, ID-TIMS	804 ± 8	Сорокин и др., 2017
2	биотитовые лейкограниты	U–Pb метод, ID-TIMS	789 ± 4	Сорокин и др., 2017
3	биотитовые гнейсы	U–Pb метод, LA-ICP-MS	771 ± 2	данная работа
<i>Цзямуси-Ханкайский массив</i>				
1	гнейсограниты	U–Pb метод, SIMS	849 ± 20	Ханчук и др., 2022
2	мигматиты	U–Pb метод, SIMS	843 ± 10	Xie et al., 2008a
	амфиболиты	U–Pb метод, SIMS	777 ± 18	Xie et al., 2008b
3	гнейсограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	774 ± 3	Luan et al., 2021
4	метабазальты	U–Pb метод, SIMS	757 ± 4	Ханчук и др., 2010
5	ортогнейсы	U–Pb метод, SIMS	752 ± 3	Yang et al., 2018
6	ортогнейсы	U–Pb метод, SIMS	752 ± 7	Yang et al., 2018
7	ортогнейсы	U–Pb метод, SIMS	752 ± 25	Yang et al., 2018
8	сиенограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	752 ± 5	Ding et al., 2024
9	гнейсограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	740 ± 6	Luan et al., 2021
10	щелочно-полевошпатовые граниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	727 ± 8	Ding et al., 2024
11	щелочно-полевошпатовые граниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	726 ± 4	Ding et al., 2024
<i>Сонгнен-Жангункайский массив</i>				
1	гранодиориты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	841 ± 5	Luan et al., 2017b
2	монцониты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	797 ± 9	Luan et al., 2022
3	монцограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	792 ± 3	Luan et al., 2022
4	монцониты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	787 ± 7	Luan et al., 2022
5	гранатовые сланцы	U–Pb метод, LA-ICP-MS	757 ± 9	Quan et al., 2013
<i>Аргунский массив</i>				
1	диориты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	844 ± 23	Ge et al., 2015
2	гнейсы	U–Pb метод, LA-ICP-MS	843 ± 6	Wu et al., 2011
3	монцограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	817 ± 6	Wu et al., 2011
4	монцограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	817 ± 6	Ge et al., 2015
5	туфы	U–Pb метод, LA-ICP-MS	798 ± 6	Zhao et al., 2016
6	щелочно-полевошпатовые граниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	795 ± 13	Wu et al., 2011
7	сиенограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	794 ± 14	Ge et al., 2015
8	гранодиориты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	792 ± 5	Wu et al., 2011
9	сиенограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	792 ± 7	Tang et al., 2013
10	сиенограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	792 ± 4	Tang et al., 2013
11	сиенограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	791 ± 2	Sun et al., 2012
12	габбро, габбро-диориты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	~792	Zhang et al., 2013
13	сиенограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	~792	Zhang et al., 2013
14	гранодиориты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	786 ± 10	Ge et al., 2015
15	гнейсограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	779 ± 20	Zhang et al., 2013
16	гранодиориты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	762 ± 6	Tang et al., 2013
17	сиенограниты	U–Pb метод, LA-ICP-MS	737 ± 5	Tang et al., 2013
<i>массив Сингъян</i>				
1	биотит-плагиоклазовые гнейсы	U–Pb метод, LA-ICP-MS	767 ± 4	Zhou et al., 2011

Таблица 4. Химический состав представительных образцов дичунской свиты северо-восточной части Буреинского континентального массива

Компоненты	Номер образца			
	R-114	R-114-1	R-114-2	R-114-4
	1	2	3	4
SiO ₂	65.6	67.3	66.8	66.7
TiO ₂	0.64	0.63	0.63	0.69
Al ₂ O ₃	16.0	15.2	15.6	14.9
Fe ₂ O ₃ *	5.39	5.49	5.16	5.87
MnO	0.07	0.07	0.07	0.07
MgO	1.15	1.12	1.03	1.22
CaO	3.04	3.28	3.18	3.20
Na ₂ O	3.48	3.27	3.67	3.27
K ₂ O	2.71	2.33	2.50	2.18
P ₂ O ₅	0.17	0.17	0.16	0.18
Ппп	1.65	0.56	0.75	0.79
Сумма	99.9	99.5	99.6	99.2
Ga	22.9	19.9	21.2	21.3
Rb	177	155	194	163
Sr	494	371	203	432
Ba	969	726	636	612
La	46.1	41.3	44.6	67.5
Ce	95.8	86.6	93.5	142
Pr	11.4	10.3	11.3	16.5
Nd	45.4	40.3	43.9	63.7
Sm	9.19	8.11	9.06	11.6
Eu	1.92	1.77	1.95	2.26
Gd	8.78	7.54	8.90	9.89
Tb	1.30	1.06	1.34	1.42
Dy	7.90	6.24	8.43	8.01
Ho	1.60	1.24	1.70	1.58
Er	4.73	3.61	5.18	4.64
Tm	0.72	0.52	0.75	0.64
Yb	4.60	3.39	5.02	4.28
Lu	0.71	0.50	0.77	0.65
Y	42.8	32.4	44.3	41.7
Nb	17.7	14.4	16.0	16.8
Ta	1.32	0.87	1.11	1.11
Zr	355	309	343	373
Th	14.3	13.5	17.9	27.0
U	5.37	2.72	6.69	3.91
Pb	22.0	31.0	16.8	16.5
Cu	12.5	30.6	31.4	12.1
Zn	89.9	81.6	89.2	87.5
V	45.2	42.6	45.8	43.8
Cr	70.5	90.4	59.6	84.4
Co	8.01	7.65	8.08	8.43
Ni	17.5	15.0	15.9	18.4
[La/Yb] _n	6.82	8.29	6.03	10.71
Eu/Eu*	0.64	0.68	0.66	0.63

Примечание. Содержания главных элементов приведены в мас. %, малых элементов – в мкг/г. Fe₂O₃* – общее железо в форме Fe₂O₃.

The First Data on the Age and Sources of Gneisses Protolith of the Dichun Formation in the Northeastern Bureya Continental Massif, Central Asian Orogenic Belt

R. O. Ovchinnikov^{a,#}, A. A. Sorokin^a, W. L. Xu^b, H. Yang^b, N. M. Kudryashov^c

^aInstitute of Geology and Nature Management, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Blagoveshchensk, Russia

^bCollege of Earth Sciences, Jilin University, Changchun, China

^cGeological Institute of the Kola Science Center, Russian Academy of Sciences, Apatity, Russia

[#]e-mail: ovchinnikov@ignm.ru

The results of geochemical studies of biotite gneisses of the Dichun Formation of the Bureya continental massif, as well as U–Th–Pb (LA-ICP-MS) geochronological and Lu–Hf isotope studies of zircon are present. Metamorphic rocks of the Dichun Formation are traditionally considered as part of the Early Precambrian basement of the Bureya continental massif. As a result of the reconstruction of the nature of the protolith, it was established that the biotite gneisses of the Dichun Formation in the Niman River basin of the northeastern part of the Bureya Massif are of primary magmatic origin and correspond to dacites. It is assumed that they are a fragment of the volcano-sedimentary sequence. As a result of U–Th–Pb geochronological studies of zircon, it is shown that the age of the protolith of these orthogneisses corresponds to the Late Tonian (771 ± 2 Ma), and not to the Early Precambrian, as it was previously believed. The obtained age estimate is the first for metamorphic rocks of the Dichun Formation within the Bureya Massif. Geochemical features of metamorphic rocks of the Dichun Formation indicate their similarity to acid within-plate magmatic rocks. The results of Lu–Hf in situ isotopic studies, indicating a significant role of juvenile material during the formation of the initial melts of their protolith, do not contradict this conclusion. The new geochronologic data and previously published data point out a wide Neoproterozoic magmatic processes in the geologic history of the Bureya Massif. Coeval magmatic impulses are also noted within the entire ensemble of continental massifs of the eastern part of the Central Asian Orogenic Belt, and probably related to the breakup of the Rodinia supercontinent.

Keywords: Bureya–Jiamusi–Khanka superterrane, metadacites, geochronology, U–Th–Pb method, Lu–Hf method