ПЕТРОЛОГИЯ, 2014, том 22, № 5, с. 516–545

УДК [550.93:552.4+551.24](517.3)

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЙ ЭТАП ФОРМИРОВАНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДЗАБХАНСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И Nd-ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

© 2014 г. И. К. Козаков*, В. П. Ковач*, Е. В. Бибикова**, Т. И. Кирнозова**, Д. А. Лыхин***, Ю. В. Плоткина*, Е. В. Толмачева*, М. М. Фугзан**, Ч. Эрдэнэжаргал****

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия; e-mail: ivan-kozakov@yandex.ru
**Институт геохимии и аналитической химии РАН
ул. Косыгина, 19, Москва, 119991, Россия
***Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017, Россия
****Институт геологии и минеральных ресурсов Академии Наук Монголии
ул. Енх-Тайван, 63, Улан-Батор, 13331, Монголия

Поступила в редакцию 14.04.2014 г.

В раннекаледонской складчатой области Центральной Азии представлены фрагменты континентальных блоков с ранне- и позднедокембрийским кристаллическим фундаментом. К типовым структурам с раннедокембрийским фундаментом относился Дзабханский микроконтинент, рассматриваемый как раннедокембрийский "кратоннный террейн". Ранее первые результаты геохронологических исследований позволили выделить в фундаменте Дзабханского микроконтинента зону развития кристаллических пород, связанных с позднерифейским тектогенезом. Геологические, геохронологические (U-Pb метод по циркону) и Nd-изотопно-геохимические исследования продолжены в северо-западной части Дзабханского микроконтинента. Здесь наиболее полно представлены типовые метаморфические комплексы, рассматриваемые как образования раннедокембрийского фундамента. В них выделены Дзабхан-Мандалская и Ургамалская зоны развития высокоградных метаморфических пород. В породах Дзабхан-Мандалской зоны установлены сопряженные с ранним эпизодом метаморфизма габбро-диориты с возрастом 860 ± 3 млн лет, для гнейсогранитов, завершающих этот метаморфизм ранее установлен возраст 856 ± 2 млн лет. Гранитоиды Дзабханского батолита, внедрение которых определяет завершение позднего эпизода высокоградного метаморфизма в породах обеих зон, имеют возраст 786 ± 6 лет. Близкие значения возраста установлены для гранитоидов, прорывающих позднедокембрийские породы Сонгинского и Тарбагатайского выступов, фиксирующих стадию формирования позднерифейской зрелой континентальной коры. Для позднерифейских магматических и метаморфических пород Дзабханского микроконтинента установлено преобладание значений Nd-модельного возраста в интервале 1.1–1.4 млрд лет при $\varepsilon_{Nd}(T)$ + 1.9…+5.5; для метатерригенных пород – 2.2–1.3 млрд лет при $\varepsilon_{Nd}(T)$ –7.2…+3.1.
Результаты проведенных исследований свидетельствуют о проявлении процессов конвергенции, с которыми связано формирование позднерифейской (880–780 млн лет) континентальной коры в структурах Центральной Азии. В этот же период в структурах древних кратонов фиксируются процессы дивергенции, определяющие ранние стадии распада суперконтинента Родиния. Можно полагать, что процессы дивергенции в пределах древних континентальных блоков и шельфа Родинии компенсировались развитием зон конвергенции в его обрамлении, с которыми в установленном интервале связано формирование позднерифейской континентальной коры.

DOI: 10.7868/S0869590314050045

ВВЕДЕНИЕ

Структура раннекаледонской складчатой области Центральной Азии определяется сочетанием блоков с докембрийским кристаллическим основанием и обрамляющих их зон развития позднерифейских и венд-раннепалеозойских комплексов океанических бассейнов и островных дуг (Моссаковский и др., 1993; Kovalenko et al., 2004). Наиболее крупные фрагменты докембрийской континентальной коры представлены в фундаменте Тувино-Монгольского и Дзабханского микроконтинентов (рис. 1). Последний рассматривался как структура с раннедокембрийским фундаментом, в которой объединены кристаллические комплексы собственно Дзабханского блока, Байдарикского блока, Тарбагатайского и Сон-

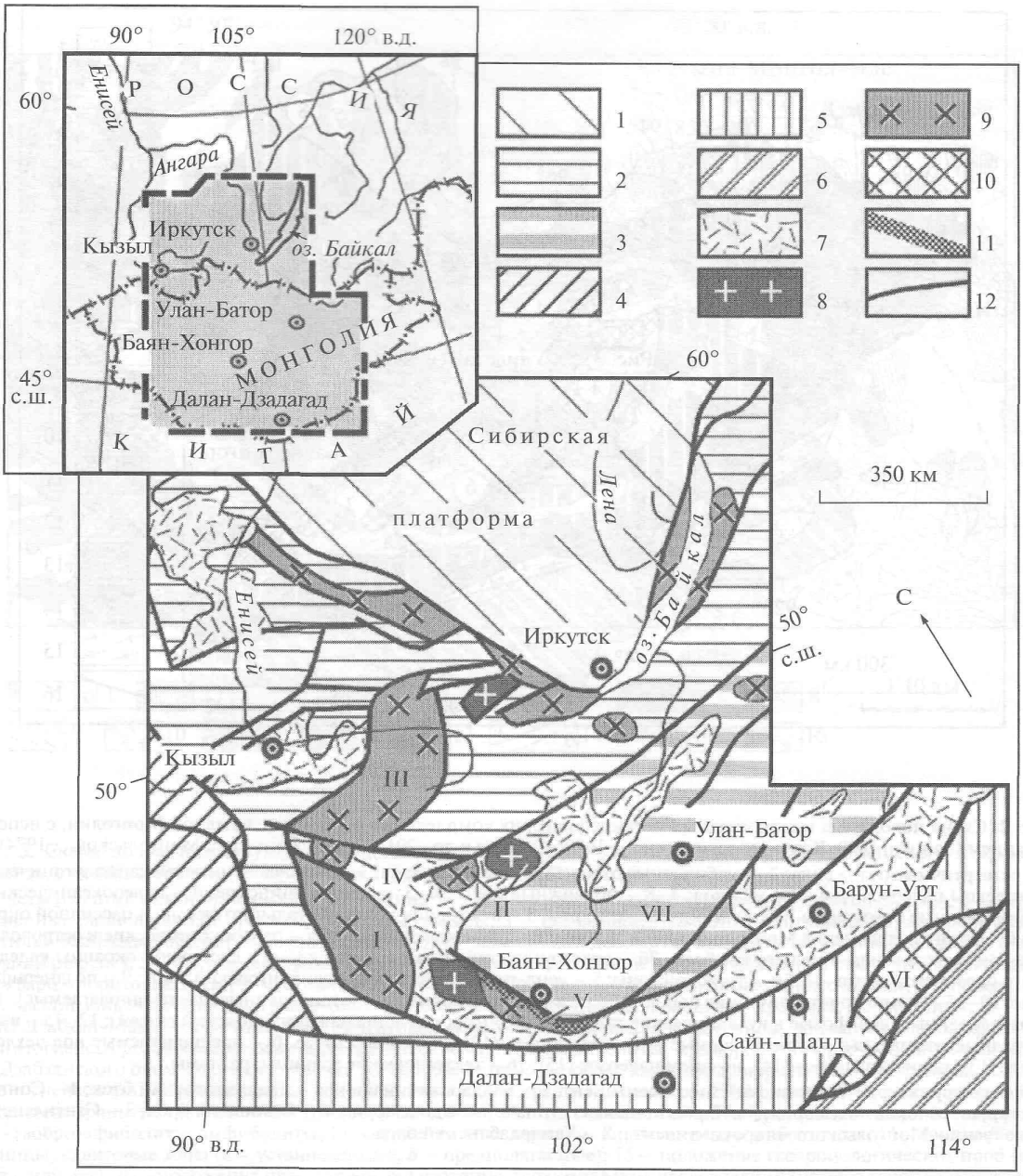

Рис. 1. Схема геологического положения фрагментов докембрийской континентальной коры в структурах восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Тектоническая карта..., 1979).

1 – древние платформы; 2–10 – структуры ЦАСП: (2 – ранние каледониды, 3 – толщи турбидитного бассейна среднего-позднего палеозоя; 4 – поздние каледониды; 5 – герциниды, 6 – индосиниды, 7 – вулканоплутонические пояса позднего палеозоя-мезозоя; 8–10 – фрагменты континентальной коры: 8 – с раннедокембрийским основанием; 9 – с позднерифейским основанием, 10 – с гренвиллским основанием; 11 – Южно-Хангайский метаморфический пояс; 12 – главные тектонические границы.

Римские цифры: I – Дзабханский микроконтинент, II – Тарбагатайская группа блоков докембрия, III – Тувино-Монгольский микроконтинент, IV– Сонгинская группа блоков докембрия; V – Байдарикский композитный блок, VI – Южно-Гобийский микроконтинент, VII – Докембрийские блоки Хангая под толщами позднего палеозоя (Хангайский террейн?).

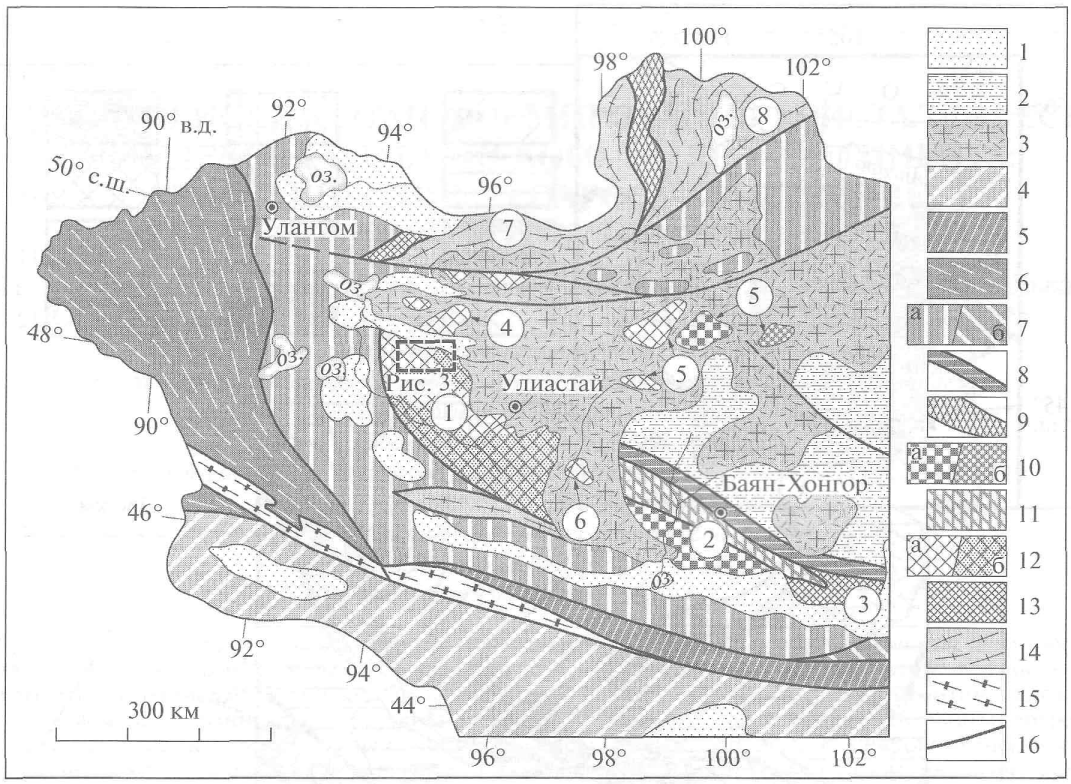

Рис. 2. Схема положения высокоградных метаморфических комплексов в структурах Западной Монголии, с использованием (Зайцев, 1990; Карта геологических..., 1989; Козаков и др., 2012, 2013а; Тектоника Монгольской..., 1974).

1 – четвертичные отложения; 2 – турбидитные отложения девон-карбона; 3 – нерасчлененные вулканоплутонические комплексы палеозоя–раннего мезозоя; 4–8 – подвижные пояса: 4–5 – раннегерцинские: 4 – палеоокеанические и островодужные комплексы Южно-Монгольской зоны, 5 – отложения континентального склона и пассивной окраины; 6 – позднекаледонские Монголо-Алтайской зоны; 7 – раннекаледонские (7а – палеоокеанические и островодужные комплексы венда–нижнего кембрия, 7б – отложения континентального склона и пассивной окраины каледонского палеоконтинента – Гоби-Алтайской зоны; 8 – венд-позднерифейские Баянхонгорской зоны; 9 – позднерифейские; 10–15 – блоки кристаллических пород: 10 – нижнего докембрия: (а – установленные, б – предполагаемые), 11 – нерасчлененные шельфовые и вулканические толщи Баянхонгорской зоны (средний-поздний рифей); 12–15 – высокоградные комплексы: сформированные в позднем рифее (12) (а – обнаженные, б – предполагаемые под чехлом), венде (13), раннем палеозое (14), позднем палеозое (15); 16 – тектонические границы, разломы.

Цифры в кружках: 1 – Дзабханский микроконтинент; 2 – Байдарикский блок; 3 – Тацаингольский блок; 4 – Сонгинская группа блоков докембрия; 5 – Тарбагатайская группа блоков докембрия; 6 – Отгонский блок; 7 – Сангиленский блок Тувино-Монгольского микроконтинента; 8 – Хамардабанский блок.

гинского выступов (рис. 2) (Карта геологических..., 1989; Зайцев, 1990). Позднее эти структуры были отнесены к так называемым "кратонным террейнам" (Badarch et al., 2002). Основанием для этого служило присутствие блоков высокоградных метаморфических пород. Однако раннедокембрийский возраст этих образований доказан только для пород западной части Байдарикского блока, а также идерского комплекса Тарбагатайского выступа. Последний представляет собой группу структурно изолированных блоков раннего и позднего докембрия, "плавающих" в поле пермских гранитоидов Хангайского батолита. Раннедокембрийские образования Байдарикского блока также отделены от Дзабханского блока полем позднепалеозойских вулканоплутонических образований. В этом поле развиты выходы кристаллических пород Отгонского блока (рис. 2). Формирование последних, как будет показано ниже, связано с позднедокембрийскими корообразующими процессами, что ограничивает распространение кристаллических образований раннего докембрия в северо-западном продолжении Байдарикского блока. Сонгинский выступ рассматривался как фрагмент древнего кратона и объединялся с Дзабханским микроконти-

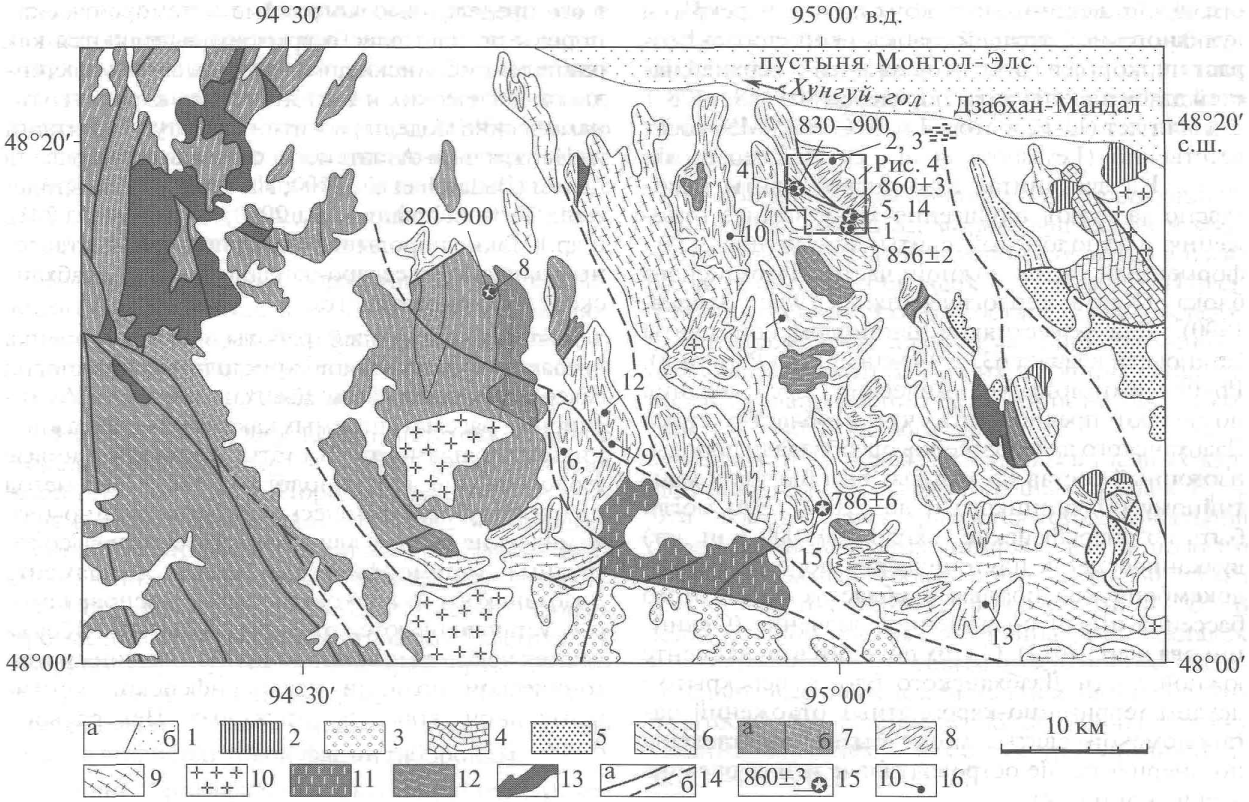

Рис. 3. Схема положения структурно-вещественных комплексов северо-западной части Дзабханского микроконтинента, с использованием (Геологическая карта..., 1982а, 1982б).

1 – четвертичные отложения: рыхлые отложения межгорных впадин (а), пески пустыни Монгол-Элс (б); 2 – нерасчлененные раннепермские трахиты, липариты, дациты; 3 – песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, известняки баянгольской свиты (нижний кембрий); 4 – известняки, доломиты, кварциты цаганоломской свиты (венд-верхний рифей?); 5 – песчаники, гравелиты, конгломераты терригенной толщи дзабханской свиты (верхний рифей); 6 – кварц-хлоритовые и кварц-мусковит-хлоритовые сланцы, кварциты, биотитовые метапесчаники; 7 – породы Ургамальской зоны: биотитовые, гранат-биотитовые двуслюдяные гнейсы, кварциты, мраморы, амфиболиты; 8–9: породы Дзабхан-Мандалской зоны (8 – биотитовые и роговообманковые плагиогнейсы, мигматиты, лейкократовые, гранитогнейсы, роговообманковые кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы; 9 – нерасчлененные гранитоиды Дзабханского батолита: гнейсовидные роговообманковые диориты, кварцевые диориты и плагиограниты, массивные и гнейсовидные гранодиориты, лейкократовые плагиограниты, граниты). 10–13 – магматические породы: 10 – массивные граниты, граносиениты (поздний палеозой); 11 – роговообманковое габбро, габбро-диориты и диориты; 12 – габбро-афиболиты, амфиболиты; 13 – серпентиниты, верлиты, пироксениты, горнблендиты; 14 – тектонические границы, сдвиговые зоны (а – установленные, б – предполагаемые); 15 – положение геохронологических проб (возраст в млн лет). 16 – положение проб для Sm-Nd изотопно-геохимических исследований (номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 3).

нентом (Badarch et al., 2002). Однако результаты геохронологических[1] и Nd-изотопно-геохимических исследований исключают данную корреляцию – кристаллические образования Баяннурской зоны этого выступа связаны с процессами позднерифейского тектогенеза (Козаков и др., 2013а; Ковач и др., 2013).

В северной части собственно Дзабханского блока (рис. 3) наиболее полно представлены кристаллические породы, обычно рассматриваемые как типовые образования его раннедокембрийского фундамента или “кратонного террейна”. Однако и здесь среди них были установлены позднерифейские кристаллические породы (Козаков и др., 2012). Породы фундамента южной ча-

[1] В тех случаях, когда в тексте статьи отсутствуют указания на метод геохронологических исследований, подразумевается, что приведены результаты, полученные U-Pb методом по циркону. Возрастные данные, полученные другими методами, оговариваются в тексте.

сти Дзабханского микроконтинента перекрыты вулканогенной толщей дзабханской свиты. Возраст цирконов из риолитов нижней и верхней частей дзабханской свиты определен 803 ± 8 и 773 ± ± 4 млн лет (U-Pb метод, LA-MC-ICP-MS) соответственно (Levashova et al., 2010; Zhao et al., 2006). На вулканитах дзабханской свиты несогласно залегают терригенно-карбонатные отложения цаганоломской свиты, слагающие платформенный чехол южной части Дзабханского блока (Карта геологических..., 1989; Зайцев, 1990). Для известняков цаганоломской свиты установлен возраст 632 ± 14 млн лет (U-Pb метод). Pb-Pb изотопно-геохимические исследования позволяют предполагать, что в областях сноса Дзабханского палеобассейна преобладали породы, изотопный состав Pb которых был близок к мантийному (Овчинникова и др., 2012). Это могли быть позднерифейские (около 800–900 млн лет) вулканические и плутонические породы; раннедокембрийские породы в областях сноса этого бассейна имели подчиненное значение (Овчинникова и др., 2012). С этих позиций в фундаменте южной части Дзабханского блока, перекрытом чехлом терригенно-карбонатных отложений цаганоломской свиты, могут быть представлены позднерифейские островодужные и/или океанические комплексы.

Непосредственное залегание карбонатных пород цаганоломской свиты на высокоградные метаморфические породы и прорывающие их гранитоиды установлено только в восточной части Дзабханского микроконтинента (Геологическая карта..., 1988). Здесь толща доломитов с несогласием залегает на предположительно раннепротерозойских мигматизированных гнейсах свиты будун. Однако последние были сформированы в ходе позднерифейского тектогенза (неопубликованные данные авторов). Принимая во внимание данные о возрасте известняков цаганоломской свиты, можно полагать, что в конце позднего рифея формирование карбонатного шельфового чехла здесь происходило на блоке позднерифейской, а не раннедокембрийской континентальной коры.

Таким образом, Дзабханский блок представляет собой самостоятельную структуру, объединение которой вместе с Байдарикским блоком и блоками Тарбагатайской и Сонгинской групп в единый микроконтинент с раннедокембрийским фундаментом не подтверждено полученными к настоящему времени геологическими, геохронологическими и изотопно-геохимическими данными. Они свидетельствуют о присутствии позднерифейских кристаллических образований в типовых структурах фундамента Дзабханского микроконтинента. Тем не менее представленные в его пределах высокоградные метаморфические породы до настоящего времени выделяются как раннедокембрийские, что закладывается в легенды геологических и тектонических карт и геодинамические модели развития структур Монголии и Центрально-Азиатского складчатого пояса в целом (Badarch et al., 2002; Jian et al., 2010; Kröner et al., 2010; Lehmann et al., 2010; Wilhem et al., 2012 и др.). Такие породы наиболее полно представлены в западной и северо-западной частях Дзабханского микроконтинента.

Задачей настоящей работы является оценка возраста и источников кристаллических пород северо-западной части Дзабханского микроконтинента, рассматриваемых как типовые образования его фундамента. В статье приведены новые геологические, геохронологические (U-Pb метод по циркону), геохимические и Nd-изотопно-геохимические данные для магматических и высокоградных метаморфических пород фундамента Дзабханского микроконтинента, на основе которых устанавливаются этапы их развития. Обсуждаются некоторые вопросы происхождения и тектонической позиции позднерифейской континентальной коры в структурах Центральной Азии.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДЗАБХАНСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

Кристаллические комплексы северо-западной части Дзабханского микроконтинента рассматривались как типовые образования его раннедокембрийского фундамента (рис. 2). С севера они отделены от Сонгинского блока полосой песков пустыни Монгол-Элс, с запада по системе надвигов сочленены с венд-кембрийскими комплексами Озерной зоны, а с востока сменяются толщами терригенных пород (песчаниками, гравелитами, конгломератами) дзабханской свиты предположительно верхнего рифея (рис. 3). Для аналогичной по составу терригенной толщи Сонгинского блока установлен возраст в интервале 874–790 млн лет (Козаков и др., 2013а). Выше по разрезу терригенной толщи дзабханской свиты залегают вендские карбонатные толщи цаганоломской свиты (известняки с пропластками кварцитов) (рис. 3). Толщи терригенных и карбонатных пород дзабханской и цаганоломской свит традиционно рассматриваются как образования чехла, с несогласием лежащие на кристаллическом фундаменте Дзабханского микроконтинента. Однако прямые геологические соотношения этих толщ и блоков кристаллических пород не установлены: контакты, как правило, тектонические или скрыты под рыхлыми отложениями

межгорных впадин. Следует подчеркнуть, что в гальках конгломератов дзабханской свиты отсутствуют метаморфические породы, которые слагают предполагаемый фундамент Дзабханского микроконтинента (Козаков и др., 2013б). Можно полагать, что данные конгломераты не могут рассматриваться как фиксирующие региональное несогласие между толщами рифейского чехла и кристаллического фундамента.

В кристаллических образованиях рассматриваемого района выделяются две зоны, различающиеся по составу породных ассоциаций и особенностям структурно-метаморфического развития: Ургамалская и Дзабхан-Мандалская (рис. 3).

В Ургамалскую зону входят метаморфические породы свит цаганнур и шубун (Геологическая карта...1982а, 1982б). Породная ассоциация этих свит включает двуслюдяные сланцы, биотитовые, гранат-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, кварциты, гранатовые амфиболиты и мраморы. Мраморы слагают выдержанные горизонты протяженностью от сотен метров до 25 км (рис. 3). Амфиболиты и гранатовые амфиболиты образуют пластовые тела, а также массивы. Последние представляют собой метаморфизованные на уровне амфиболитовой фации габброиды.

Толщи Ургамалской зоны характеризуются выдержанностью простирания, изменяющегося с юга на север от северо-западного (340°–350°) до северо-восточного (10°–30°). Прогрессивный региональный метаморфизм пород Ургамалской зоны отвечал условиям эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации, но не достигал уровня формирования мигматитов.

В Дзабхан-Мандалской зоне представлены в различной степени мигматизированные метаморфические породы и гнейсограниты свиты будун, "спаянные" гранитоидами Дзабханского батолита (рис. 3). Среди метаморфических пород распространены биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы, лейкократовые биотитовые гранитогнейсы, биотит-роговообманковые и гранат-роговообманковые плагиогнейсы, роговообманковые кристаллические сланцы (иногда с реликтами моноклинного пироксена) и амфиболиты. Характерная породная ассоциация представлена в "контрастной толще" переслаивания меланократовых роговообманковых кристаллических сланцев и лейкократовых плагиогнейсов и гранитогнейсов. В пределах Дзабхан-Мандалской зоны ограниченно представлены и пласты мраморов (рис. 4). В отличие от выдержанных по простиранию горизонтов мраморов Ургамалской зоны пласты мраморов этой толщи разлинзованы и смяты в складки с субвертикально ориентированными шарнирами.

Породы Дзабхан-Мандалской зоны интенсивно дислоцированы. Главные картируемые субвертикальные структуры имеют северо-западное (340°–300°) направление, которое изменяется в обрамлении массивов метагабброидов и гранитоидов (рис. 3).

Наиболее ранняя система кристаллизационной сланцеватости S_n, метаморфической и мигматитовой полосчатости устанавливается в изгибающих их замках складок F_{n+1} (рис. 5). Параллельно осевым поверхностям этих складок развита более поздняя система кристаллизационной сланцеватости S_{n+1}, а их шарниры ориентированы в направлении ее падения на северо-восток (30°–40°) или юго-запад (220°–250°), т.е. в зависимости от положения крыльев главных картируемых прямых северо-западных складок F_{n+2}. Эти складки характеризуются субвертикальной ориентировкой осевых поверхностей и пологим погружением шарниров на север-запад (340°–300°) или юго-восток (150°–120°) под углами 0°–30°. В зонах сильно сжатых изоклинальных складок F_{n+2} параллельно их осевым поверхностям развиты сдвиговые зоны и кристаллизационная сланцеватость S_{n+2}, определяющие ориентировку главных картируемуемых структур Дзабхан-Мандалской и Ургамалской зон.

В кристаллических породах Дзабхан-Мандалской зоны выделяются два эпизода метаморфических преобразований: M_1 и M_2. Региональным развитием пользуются гнейсы и кристаллические сланцы уровня амфиболитовой фации этапа M_2, в которых метаморфические минералы представлены зеленой роговой обманкой и/или биотитом. С этим метаморфизмом сопряжено формирование главных структур F_{n+1} и F_{n+2}, но не установлено процессов мигматизации. Эти метаморфические преобразования изофациальны с условиями прогрессивного метаморфизма пород Ургамалской зоны. Однако в Дзабхан-Мандалской зоне этот метаморфизм наложен на ассоциации более раннего метаморфизма M_1 (гранат-клинопироксен-плагиоклаз-кварц и гранат-биотит-силлиманит-плагиоклаз-кварц), которые присутствуют в виде реликтов среди рассланцованных мигматизированных пород. Как правило, моноклинный пироксен в кристаллических сланцах замещается роговой обманкой. Судя по широкому развитию рассланцованных мигматитов, ранний метаморфизм происходил в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации. В массивах метагабброидов, развитых в пределах Ургамалской и Дзабхан-Мандалской зон, фиксируется проявление только позднего эпизода метаморфизма M_2.

Характерными образованиями зоны являются пластовые и линзообразные тела гнейсогранитов,

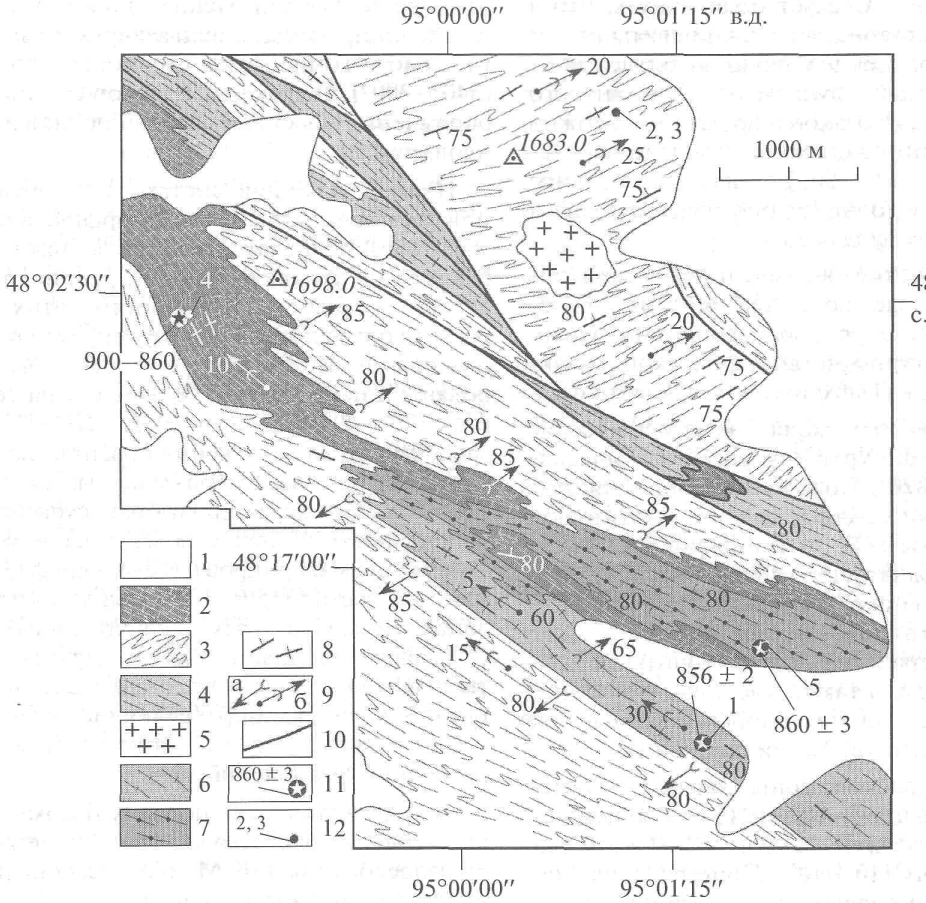

Рис. 4. Схема геологического положения синметаморфических интрузивных гранитоидов и габброидов Дзабхан-Мандалской зоны.

1 – четвертичные рыхлые отложения межгорных впадин; 2 – гнейсы, мигматиты с горизонтами мраморов, 3 – гнейсы, мигматиты с горизонтами амфиболитов; 4 – амфиболиты, амфиболовые гнейсы; 5–7 – магматические породы: 5 – массивные граниты (поздний палеозой); 6 – гнейсограниты (856 ± 2 млн лет); 7 – метагаббро-диориты и метадиоирты (860 ± 3 млн лет); 8 – кристаллизационная сланцеватость (субвертикальная и наклонная); 9 – шарниры (а – F_{n+1}, б – F_{n+2}); 10 – разломы; 11 – положение геохронологических проб (возраст в миллионах лет); 12 – положение проб для Sm-Nd изотопных исследований (номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 3).

локализованные среди мигматизированных пород. Северо-западная сланцеватость гнейсогранитов согласна с развитой во вмещающих метаморфических породах (рис. 4). Линейность по кварцу и биотиту в них погружается в направлении падения сланцеватости на крыльях складок F_{n+2} на северо-восток (30°–40°) или юго-запад (220°–250°). Поверхности контактов линзообразных тел гнейсогранитов срезают раннюю мигматитовую и метаморфическую полосчатость. Можно полагать, что их формирование предшествовало проявлению процессов позднего эпизода метаморфизма, а внедрение, скорее всего, происходило в конце раннего эпизода высокоградного метаморфизма. Для данных гнейсогранитов определен возраст циркона 856 ± 2 млн лет, что рассматривается как возраст кристаллизации их протолита (Козаков и др., 2012).

Более ранними интрузивными породами Дзабхан-Мандалской зоны являются роговообманковые габбро и габбро-диориты, прорывающие толщу переслаивания мраморов, амфиболитов, мигматизированных биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов (рис. 4). Поверхность их контакта косо пересекает мигматитовую полосчатость и кристаллизацинную сланцеватость раннего эпизода метаморфизма M_1. В то же время они, как и гнейсограниты, интенсивно расслан-

цованы в условиях амфиболитовой фации, но кристаллизационная сланцеватость выражена роговой обманкой. В краевых частях пластовых тел они превращены в роговообманковые плагиогнейсы и кристаллические сланцы. Однако при удалении от контакта в них сохраняются первичные магматические структуры с идиоморфными кристаллами плагиоклаза. Вблизи контактов с мигматизированными гнейсами в них проявлена фельдшпатизация. По своему геологическому положению породы данного габбро-диоритового комплекса (проба 7344) могут рассматриваться как образования, сопряженные с ранним эпизодом высокоградного метаморфизма.

Дзабханский батолит. Значимое место в структуре Дзабхан-Мандалской зоны и, в меньшей степени, Ургамалской занимают гранитоиды (кварцевые диориты, трондьемиты, гранодиориты) так называемого Дзабханского батолита (рис. 3). Они рассматривались как образования среднерифейского интрузивного комплекса, прорывающие раннепротерозойские породы (Геологическая карта...1982а, 1982б, 1982в), или в составе раннедокембрийского фундамента Дзабханского микроконтинента (Карта геологических..., 1989; Зайцев, 1990; Badarch et al., 2002). При этом в Баяннурской зоне Сонгинского выступа массивные роговообманковые кварцевые диориты Гашуннурского массива с возрастом 859 ± 3 млн лет, также относимые к Дзабханскому батолиту, прорывают неметаморфизованные породы островодужной ассоциации холбонурского комплекса (Козаков и др., 2013а). Практически аналогичный возраст имеют цирконы гнейсогранитов (856 ± 2 млн лет) и рогообманковых габбро-диоритов Дзабхан-Мандалской зоны (см. ниже). Сходные по составу и структуре гнейсограниты и метадиориты представлены и в поле интрузивных образований, относимых к Дзабханскому батолиту. В состав батолита включены как массивные (посткинематические) гранитоиды, так и рассланцованные в условиях амфиболитовой фации (гнейсограниты, гнейсоплагиограниты). Таким образом, выделение единого интрузивного комплекса в составе Дзабханского батолита и масштаб его распространения в структуре Дзабханского микроконтинента достаточно условны. Нельзя исключать, что в него включены разновозрастные интрузивные образования. Наиболее распространены биотитовые и биотит-роговообманковые трондьемиты (проба 7540), в поле которых "плавают" блоки высокоградных метаморфических пород Дзабхан-Мандалской зоны (рис. 3). Гранитоиды этого типа выделяются также в пределах Ургамалской зоны и юго-западной части Дзабханского микроконтинента (Геологическая карта..., 1982б). В целом по своему геологическому положению гранитиды Дзабханского батолита фиксируют завершение второго эпизода высокоградного метаморфизма в образованиях фундамента Дзабханского микроконтинента.

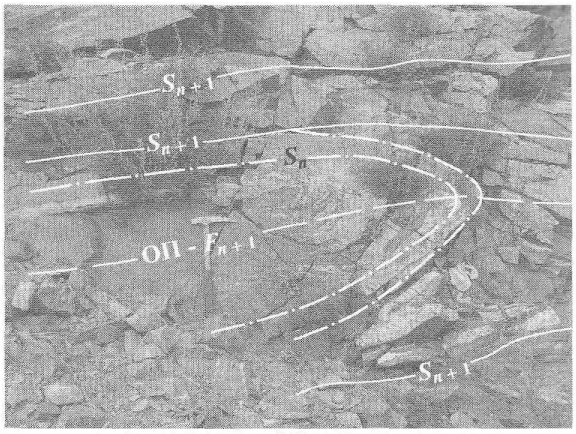

Рис. 5. Лежачая изоклинальная складка F_{n+1} с субгоризонтальной осевой поверхностью (ОП), изгибающая раннюю систему сланцеватости S_n и мигматитовой полосчатости и пологая система рассланцевания S_{n+1} в гнейсах Дзабхан-Мандалской зоны (фотографии обнажения, вертикальная стенка).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Содержания микроэлементов определены методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием (ICP-MS) в Институте земной коры СО РАН (г. Иркутск) с относительной погрешностью 3–5% для редкоземельных и 5–10% для остальных редких элементов.

Sm-Nd изотопные данные были получены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Навески около 100 мг растертых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный трассер ^{149}Sm-^{150}Nd, разлагались в тефлоновых бюксах в смеси $HCl + HF + HNO_3$ при температуре 110°C. Полнота разложения проверялась под бинокуляром. Редкоземельные элементы были выделены посредством стандартной катионо-обменной хроматографии на колонках смолы BioRad AG1-X8 200–400 меш, а Sm и Nd – с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100–150 меш) фирмы Eichrom. Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ нормализованы к

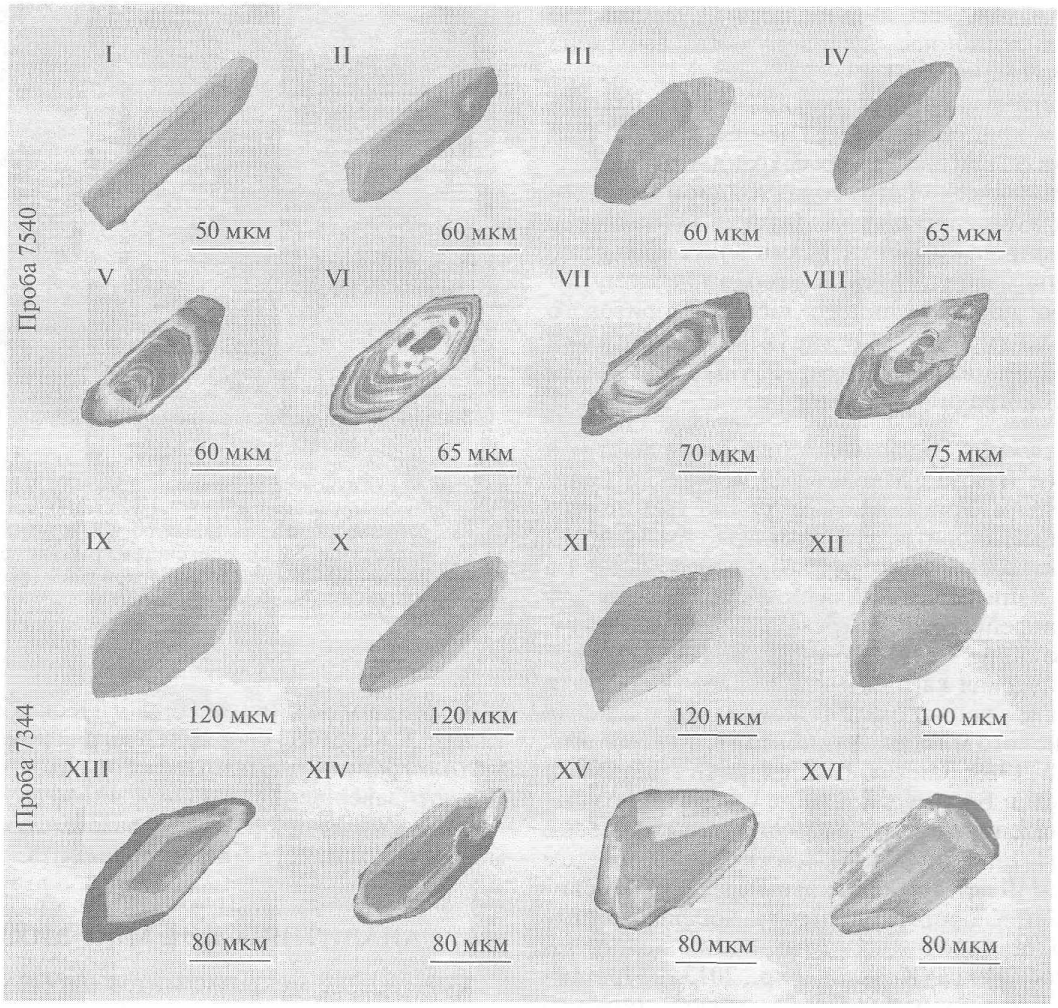

Рис. 6. Микрофотографии кристаллов циркона, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55: в режиме вторичных электронов (проба 7540 – I, II, III, IV; проба 7344 – IX, X, XI, XII) и в режиме катодолюминесценции (проба 7540 – V, VI, VII, VIII; проба 7344 – XIII, XIV, XV, XVI).

$^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$ и приведены к $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.511860$ в Nd стандарте La Jolla. Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0.03–0.2 нг для Sm, 0.1–0.5 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составила ±0.5%, изотопных отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$ – ±0.5%, $^{143}Nd/^{144}Nd$ – ±0.005% (2σ).

При расчете величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ и модельных возрастов $T_{Nd}(DM)$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR), по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$) и DM, по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513151$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.2137$). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах для коровых (S-тип) гранитоидов и осадочных пород рассчитаны двустадийные Nd-модельные возрасты $T_{Nd}(C)$ (Keto, Jacobsen, 1987), используя среднекоровое отношение $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.12$ (Taylor, McLennan, 1985).

U-Pb геохронологические исследования циркона были проведены в Институте геохимии им. В.И. Вернадского РАН (г. Москва). Химическое разложение цирконов и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике (Krogh, 1973). Для уменьшения степени дискордантности использовался метод предварительной кислотной обработки (Mattinson, 1994). Точность определения содержаний U и Pb составила 0.5%. Изотопный анализ выполнен на многоколлек-

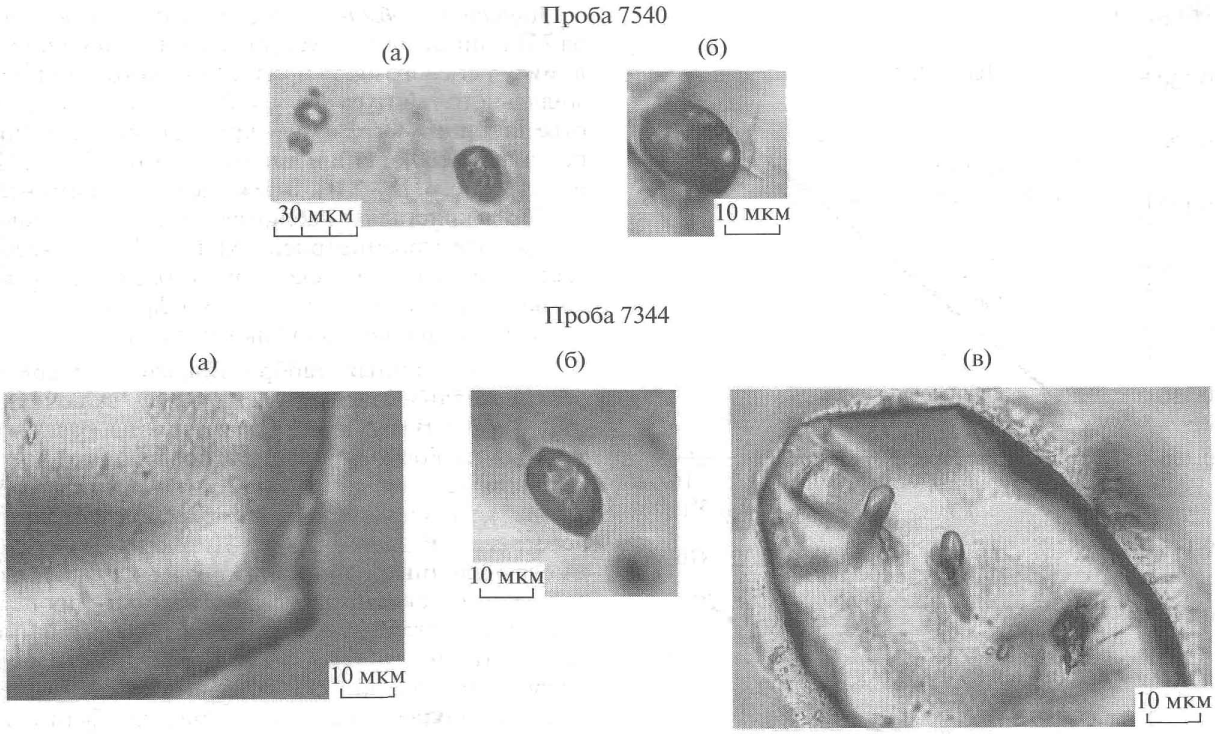

Рис. 7. Внутреннее строение исследованных кристаллов циркона и включения в них.
Проба 7540: (а, б) – полностью раскристаллизованные расплавные включения (увел. ×1000); проба 7344: (а) – наростание новообразованного циркона на корродированную поверхность кристалла циркона (увел. ×1000); (б) – взорванное расплавное включение в кристалле циркона (увел. ×1000); (в) – проникновение флюида и расплава по трещинам в кристалл циркона (увел. ×1000).

торном масс-спектрометре TRITON. Холостое загрязнение не превышало 0.05 нг Pb и 0.05 нг U. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT и ISOPLOT (Ludwig, 1991, 1999). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне 2σ. Положение геохронологических проб Дзабханского батолита и рогообманковых кварцевых метадиоритов показано на рис. 2 и 3. Результаты изотопных исследований циркона приведены в табл. 1 и на рис. 6, 7, 8.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Циркон трондьемитов Дзабханского батолита (проба 7540) прозрачный, идиоморфный, образует кристаллы розового цвета длиннопризматического и призматического габитуса; $K_{удл} = 2.3–5.0$. Огранение кристаллов выражено комбинацией призм {100}, {110} и дипирамид {111}, {101}, {201} (рис. 6, I–IV). Контроль внутреннего строения кристаллов циркона осуществлялся при помощи оптического микроскопа и метода катодолюминесценции. В проходящем свете в этом цирконе отмечается зональное строение, при этом в длиннопризматических кристаллах выявляется тонкая магматическая зональность, которая хорошо проявлена при съемке в режиме катодолюминесценции; в ряде случаев в кристаллах наблюдаются слабоизменные внутренние части, обрастающие оболочками с тонкозональным строением (рис. 6, V–VIII). Цирконы содержат раскристаллизованные расплавные и флюидные включения (рис. 7а, 7б). Расплавные включения не подвергались дикрипитации (не “взорваны”), что свидетельствует о невысокой температуре наложенных преобразований. Они выражены в коррозии поверхности кристаллов и образовании преимущественно на гранях дипирамид тонких фрагментарных оболочек, не содержащих расплавных включений.

Для изотопных исследований были использованы три навески циркона размерных фракций: –150 + 100, –100 + 75, –75; Для циркона фракции

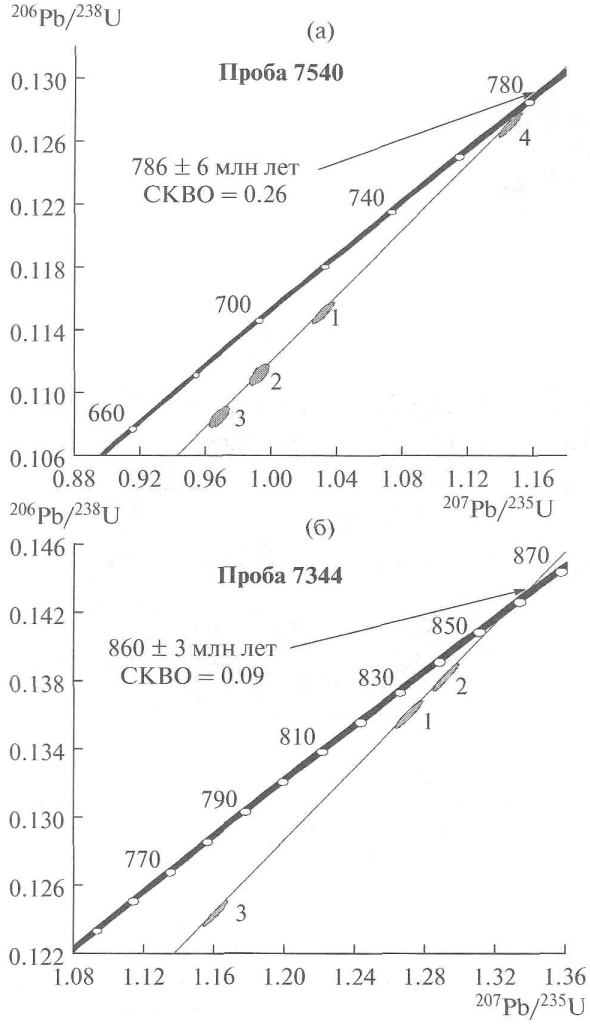

Рис. 8. Диаграммы с конкордией для цирконов трондьемитов (а), габбро-диоритов (б) (пробы 7540, 7344).

Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

−100 + 75 было проведено предварительное селективное растворение в течение четырех часов (точка 4 в табл. 1), что уменьшило степень дискордантности (рис. 8а). В целом точки изотопного состава изученного циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 786 ± 6 млн лет (нижнее пересечение: 154 ± 50 млн лет, СКВО = 0.26) (рис. 7а). Так как изученный циркон имеет магматическое происхождение, полученная для него оценка возраста в 786 ± 6 млн лет принимается в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации расплавов, родоначальных для трондьемитов Дзабханского батолита.

Циркон рогообманковых габбро-диоритов (проба 7344) представлен субидиоморфными кристаллами сиреневого цвета призматического и дипирамидального габитуса с $K_{удл}$ = 2.0–3.0 и 1.8–2.0, соответственно. Огранение кристаллов выражено призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {111} и {221} (рис. 6, IX–XII). В режиме катодолюминесценции в кристаллах наблюдается тонкозональное внутреннее строение (рис. 6, XIII–XVI), что указывает на их магматическое происхождение. В отдельных кристаллах присутствуют фрагментарные оболочки с крайне слабой люминесценцией.

Циркон данных габбро-диоритов содержит раскристаллизованные расплавные включения (рис. 7а, 7б). В двух кристаллах циркона, расположенных на корродированной поверхности ядер, расплавные включения дикрипитированы ("взорваны"), что свидетельствует об их более позднем перегреве (Реддер, 1987). Цирконы содержат многочисленные цепочки вторичных флюидных включений, связанных с наложенным процессом. Присутствие этих включений, коррозия поверхности цирконов и взорванность части расплавных включений свидетельствуют о том, что цирконы подверглись после кристаллизации из расплава метаморфизму. В результате локально были образованы тонкие оболочки, не содержащие расплавных включений (рис. 7в). Сохранность части расплавных включений в кристаллах, а также фрагментарность оболочек позволяют считать, что температура наложенного метаморфизма не превышала уровня среднетемпературных субфаций амфиболитовой фации, не достигая уровня анатексиса.

Для изотопных исследований были использованы три навески циркона размерных фракций: +160, −160 + 100, −100 + 75 (табл. 1) наиболее прозрачного короткопризматического циркона без оболочек. Точки изотопного состава изученного циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 860 ± 3 млн лет (нижнее пересечение: 21 ± ± 45 млн лет, СКВО = 0.09) (рис. 8б). Принимая во внимание магматический генезис изученного циркона, полученное значение 860 ± 3 млн лет можно рассматривать как возраст кристаллизации этих габбро-диоритов.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДЗАБХАНСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

Содержания петрогенных оксидов и редких элементов, а также их индикаторные отношения в породах Дзабханского террейна приведены в табл. 2.

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопных исследований циркона троньемитов (проба 7540) и габбро-диоритов (проба 7344) Дзабхан-Мандалской зоны

№ п/п	Размер фракции, мкм	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения измеренные			Изотопные отношения		Rho	Возраст, млн лет		
			Pb	U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{207}Pb$	$^{206}Pb/^{208}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$		$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
Проба 7540 (координаты: 48°06′2.844″ с.ш., 94°59′35.88″ в.д.)													
1	–150 + 100	1.2	38.9	308	669	11.583 ± 2	5.834 ± 1	1.0315 ± 15	0.1152 ± 3	0.90	705 ± 1	722 ± 1	777 ± 3
2	–100 + 75	1.0	37.8	306	776	12.046 ± 12	4.961 ± 1	0.9928 ± 13	0.1113 ± 3	0.74	681 ± 1	700 ± 1	764 ± 4
3	–75	1.7	44.7	347	499	10.706 ± 4	4.254 ± 4	0.9680 ± 11	0.1086 ± 2	0.70	665 ± 1	688 ± 1	764 ± 4
4	–100 + 75 CP-4час	3.5	–	–	3022	14.283 ± 4	6.143 ± 4	1.1451 ± 11	0.1271 ± 3	0.92	772 ± 4	775 ± 4	784 ± 2
Проба 7344 (координаты: 48°16′41.268″ с.ш., 95°01′45.84″ в.д.)													
1	+160	1.2	68.3	491	2204	13.489 ± 3	9.290 ± 1	1.2701 ± 15	0.1361 ± 3	0.95	822 ± 1	832 ± 1	859 ± 1
2	–160 + 100	3.1	25.8	180	3442	13.923 ± 5	7.935 ± 1	1.2912 ± 13	0.1383 ± 3	0.96	835 ± 1	842 ± 1	860 ± 1
3	–100 + 75	1.2	31.5	248	5757	14.272 ± 4	8.756 ± 2	1.1603 ± 11	0.1244 ± 2	0.96	756 ± 1	782 ± 1	857 ± 1

Таблица 2. Содержания главных (мас. %) и редких (мкг/г) элементов в породах типовых структур фундамента Дзабханского микроконтинента

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	6751	7360	7376-1	6751-1	7236	7360-1	7372	6754	7236-1	7376	7373	7374	6757	7240	6749
SiO_2	66.60	58.36	77.86	74.20	77.52	75.39	74.49	76.20	52.37	52.00	75.55	74.70	57.06	54.25	47.90
TiO_2	1.22	2.01	0.07	0.25	0.13	0.22	0.27	0.05	1.24	1.13	0.29	0.27	1.04	0.80	1.50
Al_2O_3	13.80	13.61	12.80	12.30	11.38	12.46	12.52	12.40	14.94	14.65	12.12	12.61	16.88	15.83	15.10
Fe_2O_3	6.12	10.40	0.94	3.23	2.36	2.05	2.66	1.09	14.49	9.43	2.80	2.76	8.96	8.60	16.40
MnO	0.06	0.06	0.01	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01	0.26	0.18	0.05	0.02	0.18	0.11	0.22
MgO	1.38	2.37	0.38	0.20	0.21	1.64	0.38	0.00	3.30	7.77	0.91	0.50	3.83	4.05	5.92
CaO	3.49	5.24	2.98	1.01	0.19	1.28	0.74	0.70	8.66	8.85	1.39	1.24	3.49	10.00	10.80
Na_2O	5.18	4.14	4.17	4.28	3.62	5.64	3.84	3.14	3.40	3.65	5.32	4.43	3.83	2.81	1.61
K_2O	1.05	1.67	0.41	3.77	4.32	0.35	4.38	5.44	0.77	1.33	0.70	2.70	1.59	0.90	0.13
P_2O_5	0.26	0.85	0.02	0.00	0.02	0.03	0.05	0.10	0.16	0.14	0.05	0.05	0.05	0.17	0.29
П.п.п.	0.48	1.36	0.36	0.05	0.30	0.92	0.50	0.34	0.61	0.87	0.81	0.63	2.81	2.59	0.17
Сумма	93.04	88.32	98.70	96.03	97.39	97.02	96.71	98.03	85.09	89.70	96.39	96.51	87.95	88.92	83.47
DF	–1.16	–1.00	–0.47	–0.69	–0.36	–0.79	–0.54	–0.29	–1.65	–2.09	–0.69	–0.61	–0.22	–1.24	–1.26
CIA	51.84	50.44	56.13	50.54	51.33	53.52	51.64	51.48	51.11	48.64	52.94	52.69	60.16	51.90	54.50
V	89	90	15	4.7	6.5	9.7	17	4.4	188	212	30	17	158	140	419
Cr	18	7.9	14	6.9	12	7.8	14	6.5	26	134	14	13	90	153	44
Co	8.5	12	2.8	2.1	1.8	4.5	2.8	0.73	26	30	5.3	9.0	26	21	46
Ni	11	11	9.7	9.1	8.3	11	11	9.6	20	31	11	10	52	47	30
Ga	20	20	16	17	29	20	21	18	21	17	10	13	17	15	16
Rb	14	58	15	34	104	7.5	82	91	16	42	9.4	33	41	15	1
Sr	133	169	203	117	14	117	64	56	357	198	131	73	238	347	263
Y	75	64	12	71	107	81	68	16	32	29	17	38	23	11	22
Zr	436	275	133	503	321	425	270	141	125	111	109	286	114	84	44
Nb	15	12	2.8	18	27	16	12	3.4	4.7	4.1	1.3	10	5.0	6.0	5.3
Ba	440	483	193	1440	166	183	1270	303	480	259	183	1320	258	213	31
La	37	27	11.9	45	39	46	42	5.9	17.2	9.8	7.1	9.2	12	9	3.8
Ce	82	62	35	91	113	93	88	43	34.5	22	14.3	29	25	18.1	10.1
Pr	10.9	8.5	4.8	11.7	11.2	12.4	10.8	2.6	4.6	3.0	1.87	3.2	3.1	2.4	1.68
Nd	45	37	20	49	40	48	45	11.8	17.0	14.0	7.6	13.1	13.3	9.9	9.4
Sm	10.6	9.6	7.8	11.5	11.0	11.2	11.5	3.6	4.8	3.9	1.83	5.0	2.9	2.3	2.7
Eu	2.3	3.3	0.19	2.0	0.72	1.59	2.1	0.37	1.40	1.22	0.66	0.88	1.31	0.88	1.12
Gd	11.9	10.5	6.1	11.2	11.6	12.0	11.6	3.0	5.4	3.9	1.72	4.9	3.2	2.2	3.2
Tb	2.1	1.78	0.84	1.9	2.5	2.0	2.0	0.56	0.89	0.77	0.34	1.01	0.58	0.33	0.58
Dy	12.8	11.5	4.0	12.6	17.2	13.6	12.0	3.8	5.6	4.6	2.2	6.1	3.8	2.1	4.0
Ho	2.7	2.4	0.55	2.7	3.6	3.0	2.3	0.74	1.01	1.00	0.52	1.27	0.83	0.40	0.84
Er	7.8	6.6	1.12	7.7	11.6	8.7	7.2	2.0	3.2	2.9	1.77	4.2	2.5	1.15	2.4
Tm	1.25	1.00	0.18	1.18	1.94	1.35	0.99	0.31	0.52	0.43	0.24	0.56	0.40	0.20	0.35
Yb	8.0	5.8	1.24	7.4	12.6	8.9	6.9	1.66	3.2	2.8	2.0	4.2	2.6	0.96	2.4
Lu	1.12	0.92	0.20	1.08	1.86	1.25	0.94	0.25	0.52	0.37	0.28	0.54	0.38	0.19	0.32
Hf	11.6	7.9	5.8	13.0	14.4	13.4	10.1	6.9	3.9	2.5	3.2	7.5	3.1	2.2	1.1
Ta	1.12	0.77	0.17	1.14	1.87	0.33	0.65	0.05	0.34	0.29	0.05	0.78	0.44	0.32	0.28
Th	8.3	4.2	13.5	8.6	14.5	9.9	6.1	7.8	2.1	2.0	1.17	9.3	2.4	0.93	0.12
U	2.1	1.04	0.72	1.63	2.5	2.0	1.34	0.87	0.51	0.81	0.33	1.89	1.02	0.60	0.05
La_N/Yb_N	3.1	3.1	6.5	4.1	2.1	3.5	4.1	2.4	3.6	2.4	2.4	1.5	3.1	6.1	1.1
La_N/Sm_N	2.2	1.8	1.0	2.4	2.2	2.6	2.3	1.0	2.3	1.6	2.4	1.2	2.5	2.4	0.9
Gd_N/Yb_N	1.2	1.5	4.0	1.2	0.7	1.1	1.4	1.5	1.3	1.1	0.7	0.9	1.0	1.8	1.1
Eu/Eu*	0.61	1.00	0.08	0.53	0.19	0.41	0.55	0.33	0.84	0.94	1.11	0.54	1.30	1.19	1.17

Таблица 2. Окончание

Компоненты	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
	7361	7344	7364	7371	7223	7675	7223-1	6579	7553-1	7553	7214	7227	7539	7540	7638
SiO_2	47.02	51.58	48.96	64.99	76.30	70.43	76.17	69.19	68.44	73.87	58.66	68.04	59.95	63.55	70.63
TiO_2	1.13	0.96	1.10	0.40	0.50	0.46	0.05	0.39	0.41	0.15	0.70	0.48	0.58	0.40	0.50
Al_2O_3	18.08	17.70	19.08	15.65	8.32	14.19	13.46	15.50	16.89	14.95	16.35	16.17	16.89	17.76	13.15
Fe_2O_3	10.30	9.81	9.51	6.06	6.89	4.07	0.66	2.87	2.90	1.50	7.59	3.33	6.24	3.75	4.97
MnO	0.16	0.14	0.12	0.13	0.22	0.084	0.03	0.06	0.04	0.02	0.12	0.09	0.11	0.06	0.05
MgO	6.23	5.00	5.25	2.20	1.95	1.62	0.20	0.88	0.87	0.39	3.73	1.13	2.96	2.00	1.11
CaO	11.82	7.64	9.01	5.51	1.61	1.56	1.79	2.89	3.24	1.73	6.86	2.33	6.44	4.99	3.46
Na_2O	2.73	3.91	3.71	3.41	1.01	3.67	3.77	4.23	4.97	3.90	3.32	5.04	3.43	4.25	4.44
K_2O	0.50	1.24	0.94	0.82	1.96	2.46	3.52	2.86	1.89	3.25	1.16	2.49	1.25	1.32	0.42
P_2O_5	0.15	0.25	0.18	0.12	0.52	0.10	0.02	0.05	0.13	0.04	0.17	0.21	0.15	0.11	0.10
П.п.п.	1.86	1.70	2.11	0.74	0.71	1.15	0.37	0.59	0.60	0.61	1.47	0.65	1.68	1.62	1.01
Сумма	87.82	88.42	88.34	93.23	92.39	94.57	99.00	96.05	96.88	98.30	91.07	95.97	91.76	94.44	93.86
DF	–1.83	–1.58	–1.67	–0.79	1.38			–0.88	–1.37	–0.69	–1.07		–0.86	–0.97	–0.58
CIA	53.39	54.61	55.50	57.64	61.36	58.39	53.67	55.01	56.22	56.50	55.80	55.26	56.80	57.82	54.66
V	238	224	198	135	53			36	32	19	196		154	63	70
Cr	216	109	67	18	41			9.0	7.8	7.4	47		28	23	7.78
Co	43	31	26	12	20			4.3	4.5	2.1	22		18	11	7.7
Ni	73	37	35	12	38			10	10	9.5	25		18	20	11
Ga	18	23	22	15	13			16	19	16	18		17	16	12
Rb	10	32	18	17	95			81	79	105	35		33	38	10
Sr	383	452	463	286	62.8			419	529	268	497		470	288	181
Y	19	21	27	16	36			13	16	7.7	18		13	11	31
Zr	86	84	74	38	94			140	209	82	75		83	126	90
Nb	2.8	5.5	6.0	1.5	10			7.0	6.6	4.2	5.3		3.9	5.0	2.1
Ba	162	383	322	280	242			1020	835	634	333		524	316	204
La	9.2	10.8	6.7	6.1	34			25	29	11.4	24		17.5	10.9	7.4
Ce	19.5	24.7	15.7	13.6	63			44	60	20	45		35	21	17.0
Pr	2.8	3.7	3.2	1.82	8.1			4.8	6.5	2.2	5.6		4.4	2.6	2.5
Nd	12.3	15.1	16.4	7.5	29.5			17.1	24	7.52	20.4		17.4	9.8	11.6
Sm	3.0	4.6	4.7	2.3	6.7			3.3	4.4	1.7	4.0		3.2	2.1	3.5
Eu	1.07	1.36	1.41	0.77	1.35			0.92	1.04	0.45	1.32		1.08	0.70	0.85
Gd	3.2	4.0	4.6	2.3	6.4			2.7	4.0	1.55	4.0		3.0	2.1	3.7
Tb	0.60	0.66	0.78	0.38	1.11			0.37	0.54	0.21	0.63		0.43	0.33	0.68
Dy	3.5	3.6	4.6	2.2	6.1			2.2	2.9	1.20	3.4		2.5	2.0	5.0
Ho	0.77	0.68	1.04	0.54	1.20			0.47	0.59	0.28	0.63		0.53	0.40	1.10
Er	2.0	1.9	2.7	1.69	3.2			1.35	1.53	0.72	1.9		1.30	1.06	3.3
Tm	0.31	0.29	0.43	0.25	0.50			0.22	0.25	0.11	0.27		0.21	0.17	0.50
Yb	1.72	2.1	2.8	2.0	3.5			1.27	1.55	0.85	2.0		1.42	1.15	3.4
Lu	0.27	0.29	0.37	0.28	0.51			0.18	0.22	0.12	0.31		0.21	0.15	0.50
Hf	2.5	3.0	3.1	1.07	2.9			3.5	5.5	2.8	1.72		2.3	3.5	2.9
Ta	0.17	0.53	0.35	0.05	0.55			0.44	0.36	0.35	0.27		0.21	0.35	0.14
Th	1.24	1.9	0.26	0.45	5.8			5.0	5.5	6.8	3.2		1.82	2.7	1.18
U	0.38	1.13	0.21	0.21	1.17			0.92	0.68	1.56	0.62		0.38	0.46	0.29
La_N/Yb_N	3.6	3.5	1.6	2.1	6.7			13.1	12.7	9.0	8.0		8.3	6.4	1.4
La_N/Sm_N	1.9	1.5	0.9	1.7	3.2			4.7	4.2	4.3	3.7		3.4	3.3	1.3
Gd_N/Yb_N	1.5	1.5	1.4	0.9	1.5			1.7	2.1	1.5	1.6		1.7	1.5	0.9
Eu/Eu*	1.03	0.94	0.90	1.02	0.62			0.91	0.74	0.84	0.99		1.04	1.01	0.72

Примечание. 1–19 – *Дзабхан-Мандалская зона*: 1–10 – "контрастная" толща *Hbl*-плагиогнейсов, амфиболитов и гнейсогранитов: роговообманковые плагиогнейсы (1, 2), биотитовые гнейсограниты (3–8), роговообманковые основные кристаллические сланцы (9–10); 11–12 – лейкократовые биотитовые плагиогнейсы; 13–14 – гнейсы в ассоциации с мраморами: 13 – гранатовый плагиогнейс, 14 – биотитовый плагиогнейс; 15–16 – толща амфиболитов; 17–19 – метаморфизованные интрузии габбро-диоритов (17), габбро (18) и тоналитов (19). 20–22 – *Ургамалская зона*: 20 – тонкослоистый гранат-мусковит-биотитовый гнейс; 21 – тонкослоистый мусковит-биотитовый гнейс; 22 – постметаморфический пегматоидный гранит. 23–25 – Отгонский блок: 23 – биотитовый гнейс; 24 – биотитовый гнейс; 25 – биотитовый микроклин-плагиоклазовый гранит. 26–30 – Дзабханский батолит: 26, 28 – гнейсовидный роговообманковый кварцевый диорит; 27 – биотитовый тоналит; 29 – роговообманковый тоналит; 30 – роговообманковый трондьемит.

DF – дискриминантная функция по (Великославинский, Крылов, 2013) для разделения пара- и ортогнейсов и кристаллических сланцев. Значения DF < 0.3 соответствуют составам магматических пород, DF > –0.8 – составам осадочных пород. CIA – индекс химического изменения.

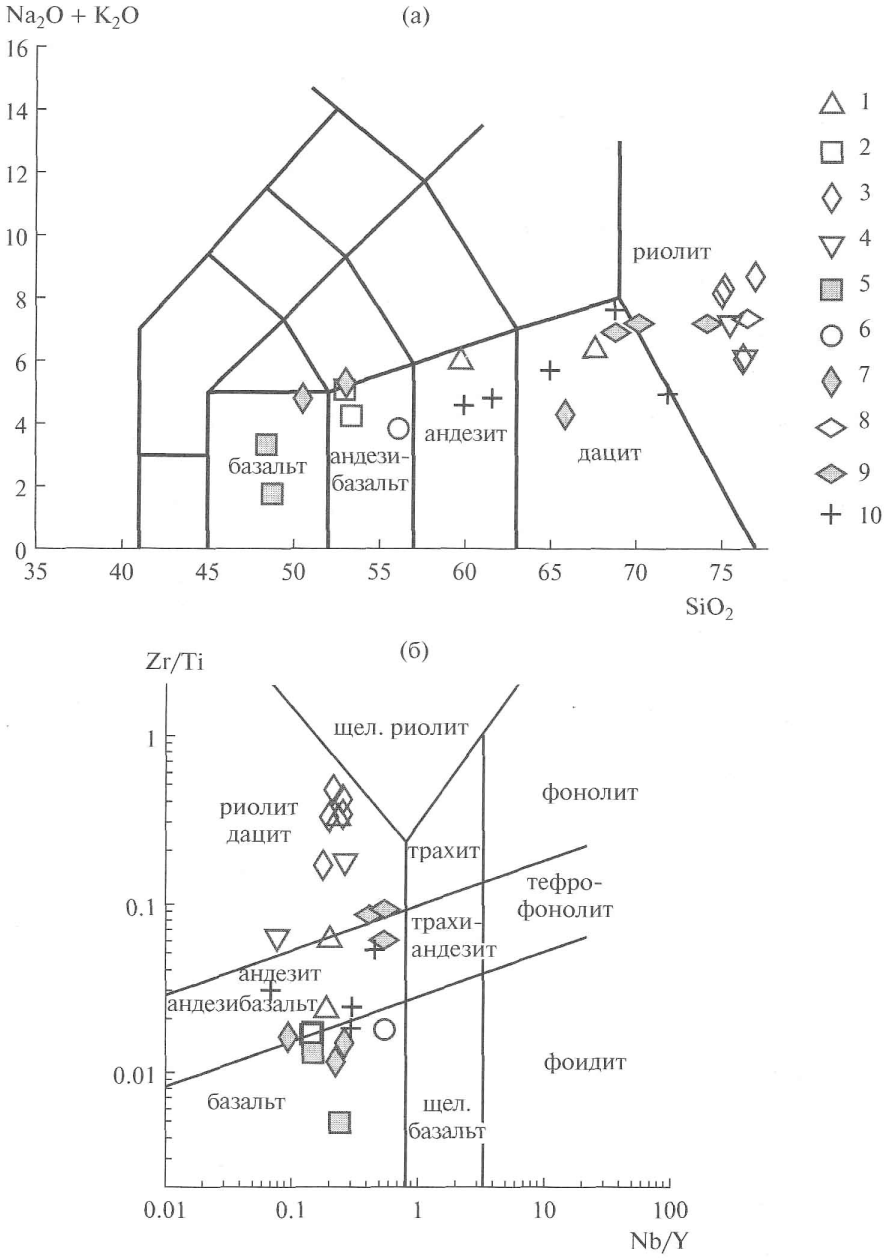

Рис. 9. Классификационные диаграммы: (а) SiO_2–($Na_2O + K_2O$) (Le Maitre, 1989), (б) Nb/Y–Zr/Ti (Pearce, 1996) для пород северо-западной части Дзабханского микроконтинента.

Дзабхан-Мандалская зона (1–7): 1–3 – "контрастная" толща: 1 – роговообманковые и биотитовые плагиогнейсы, 2 – роговообманковые кристаллические сланцы, 3 – гнейсограниты; 4 – толща биотит-роговообманковых плагиогнейсов, 5 – толща амфиболитов, 6 – толща плагиогнейсов в ассоциации с мраморами, 7 – интрузии габброидов и тоналитов; 8 – гранитоиды Ургамалской зоны; 9 – биотитовые гнейсы и гранитоиды Отгонского блока; 10 – гранитоиды Дзабханского батолита.

Для определения первичной природы гнейсов Дзабхан-Мандалской, Ургамалской зон и Отгонского блока были рассчитаны дискриминантные функции по (Великославинский, Крылов, 2013) (табл. 2). Большая часть образцов отвечает по составу магматическим породам. Только тонкослоистый гранат-мусковит-биотитовый гнейс Ургамалской зоны может быть уверенно классифици-

рован как имеющий первично осадочную природу. В то же время не исключено, что часть гнейсов представляет собой продукты размыва магматических пород. К таким образованиям, скорее всего, относятся ассоциирующий с мраморами гранатовый плагиогнейс Дзабхан-Мандалской зоны и мусковитовый гнейс Ургамалской зоны. Эти гнейсы характеризуются повышенными относительно магматических пород значениями индекса химического изменения CIA = 58.4–60.1 (табл. 2). По классификации А.Н. Неелова (1980) протолитами гранат-мусковит-биотитовых гнейсов Ургамалской зоны являлись олигомиктовые псамитоллиты, мусковитовых гнейсов – алевролиты, а гранатовых плагиогнейсов Дзабхан-Мандалской зоны – алевропелитовые аргиллиты.

Роговообманковые и биотитовые плагиогнейсы "контрастной толщи" по химическому составу соответствуют низкоглиноземистым андезитам, дацитам и риолитам с преобладанием Na_2O над K_2O или их интрузивным аналогам – кварцевым диоритам, тоналитам и трондьемитам (табл. 2, рис. 9, 10). Роговообманковые плагиогнейсы характеризуются слабо фракционированным распределением редких элементов с незначительными отрицательными аномалиями Nb-Ta, Sr и Ti, низкими отношениями Sr/Y = 1.8–2.6, слабо фракционированным распределением РЗЭ (La_N/Yb_N = 3.1) с пологим распределением тяжелых РЗЭ (Gd_N/Yb_N = 1.2–1.5), отрицательной аномалией Eu или ее отсутствием (Eu/Eu* = 0.61–1.0) (рис. 11а, 11б). Биотитовый плагиогнейс отличается более низкими содержаниями микроэлементов, их более фракционированным характером с отчетливыми отрицательными аномалиями Nb-Ta, P и Ti (рис. 11а), умеренно фракционированным распределением РЗЭ (La_N/Yb_N = 6.5) с плоским распределением легких РЗЭ (La_N/Sm_N = 1.0), фракционированным распределением тяжелых РЗЭ (Gd_N/Yb_N = 4.0) и значительной отрицательной аномалией Eu (Eu/Eu* = 0.08) (рис. 10б). Необходимо отметить, что по отношению Ga/Al и содержаниям Zr и Ce, а также суммы Zr, Nb, Ce и Y роговообманковые плагиогнейсы проявляют черты сходства с гранитами А-типа, однако не соответствуют "классическим" анорогенным гранитам по соотношениям петрогенных компонентов и содержаниям Nb и Y (Whalen et al., 1987) (рис. 11). Биотитовый плагиогнейс по геохимическим параметрам более всего сопоставим с гранитоидами I-типа.

По содержаниям главных компонентов биотитовые гнейсограниты "контрастной толщи" соответствуют преимущественно лейкогранитам и субщелочным лейкогранитам, а в одном случае – низкоглиноземистым трондьемитам (табл. 2, рис. 10). Как правило, они обладают высокими содержаниями редких и редкоземельных элементов, их слабо и умеренно фракционированным распределением (La_N/Yb_N = 2.1–4.1) с пологим распрелелением тяжелых РЗЭ (Gd_N/Yb_N = 0.7–1.4), отчетливыми отрицательными аномалиями Eu (Eu/Eu* = 0.19–0.5), Sr, P и Ti, слабо выраженными отрицательными аномалиями Nb и Ta (рис. 11а, 11б). Для биотитового гнейсогранита, секущего мигматизированные гнейсы, характерны более низкие содержания микроэлементов, отчетливые отрицательные аномалии Nb-Ta, Sr, P, Ti и Eu, плоский характер распределения легких РЗЭ (La_N/Sm_N = 1.0) с положительной Ce-аномалией.

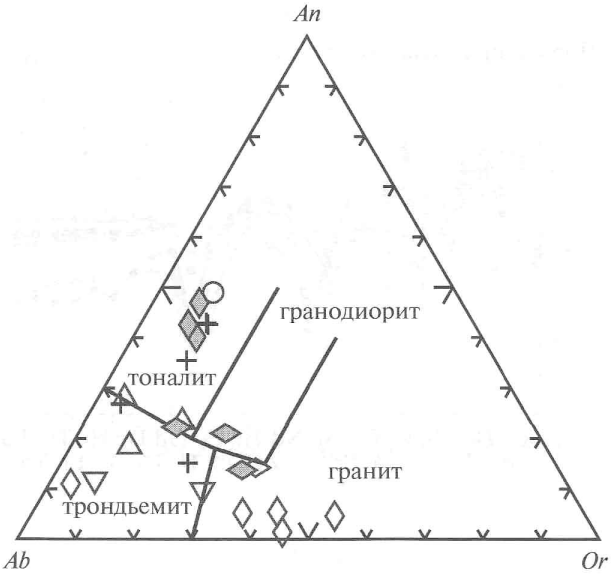

Рис. 10. Диаграммы *Ab–An–Or* (Barker, 1979) для пород северо-западной части Дзабханского микроконтинента.
Условные обозначения как на рис. 9.

На дискриминационных диаграммах (Y + Nb)–Rb и (Yb + Ta)–Rb роговообманковые плагиогнейсы и гнейсограниты находятся преимущественно в поле внутриплитных гранитов, тогда как на диаграммах Y–Nb и Yb–Ta (рис. 12, 13) они попадают на границу полей внутриплитных гранитов и гранитов океанических хребтов. По соотношению Ta/Yb–Th/Yb (рис. 14) рассматриваемые плагиогнейсы и гнейсограниты соответствуют породам активных континентальных окраин, располагаясь вблизи или на границе с породами кислого и среднего состава внутриплитных вулканических зон. На диаграммах (Eby, 1992) гнейсограниты и роговообманковые плагиогнейсы

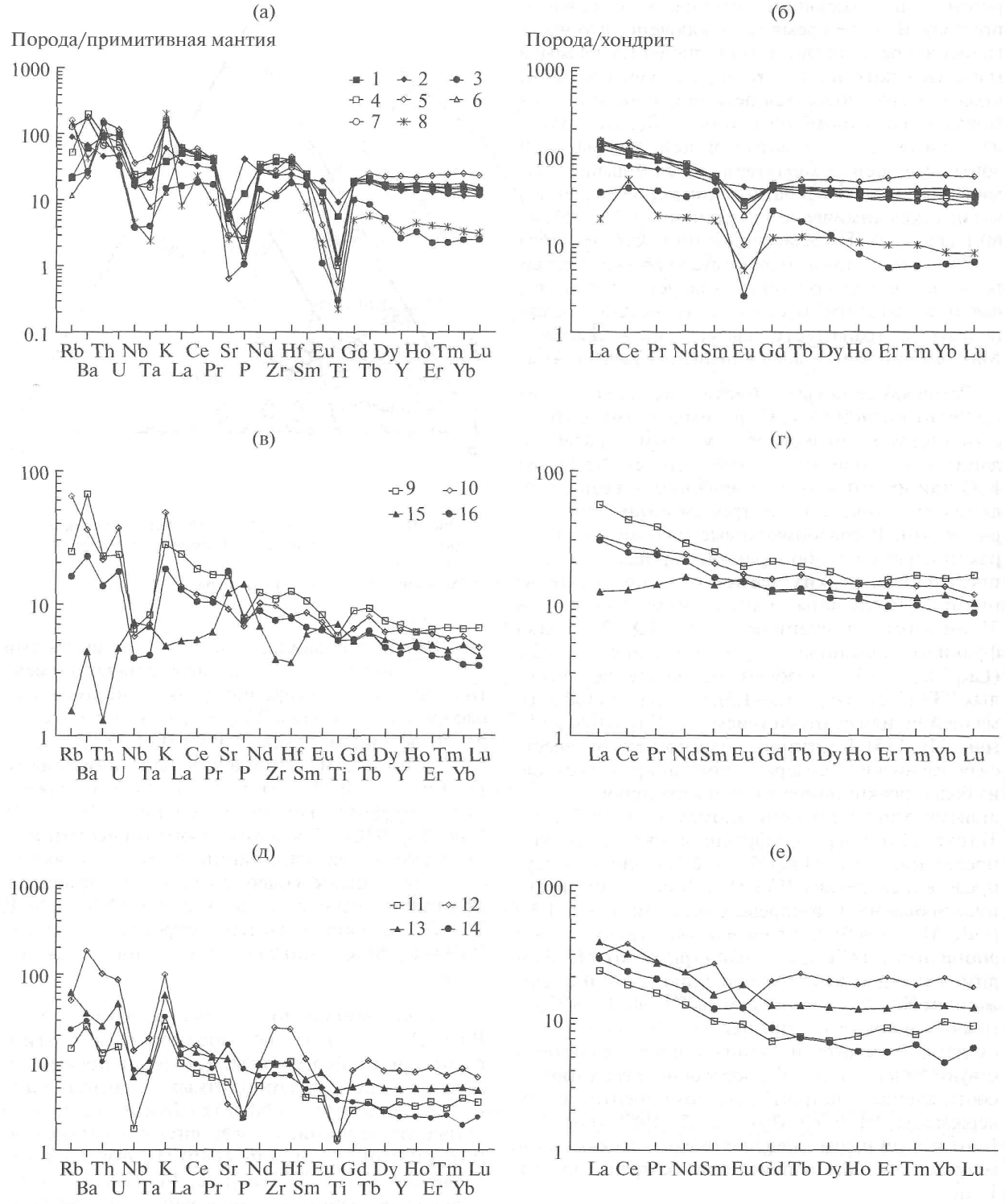

Рис. 11. Нормированные к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) и хондрита (Taylor, McLennan, 1985) спектры распределения редких и редкоземельных элементов в породах северо-западной части Дзабханского микроконтинента.

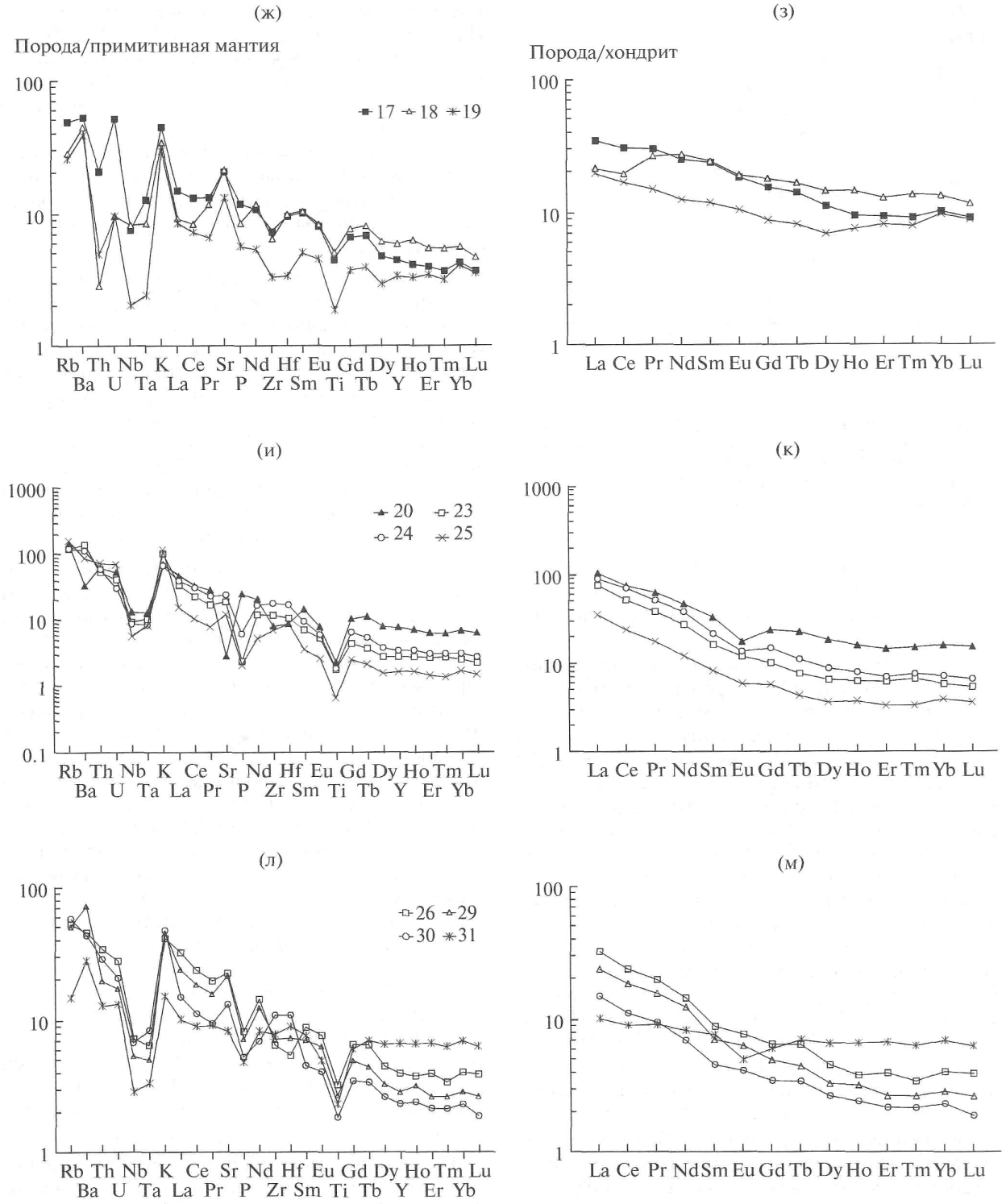

Рис. 11. Окончание.

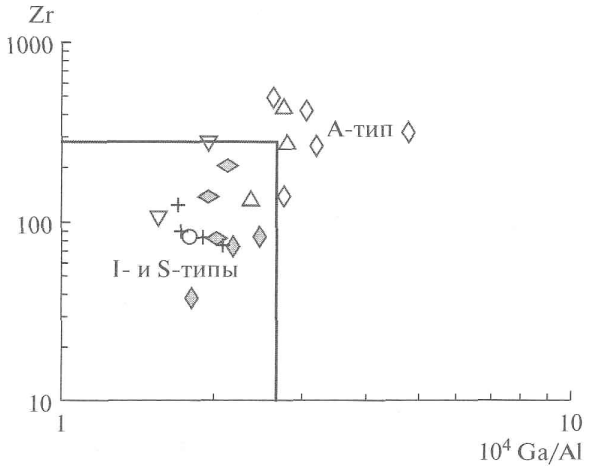

Рис. 12. Дискриминационная диаграмма (Whalen et al., 1987) для разделения гранитоидов A-типа от гранитоидов I- и S-типов для пород северо-западной части Дзабханского микроконтинента.

Условные обозначения см. на рис. 9.

находятся в поле анорогенных гранитов типа A-2, источниками которых являлась средняя континентальная кора или породы вулканических дуг (рис. 15).

Роговообманковые кристаллические сланцы "контрастной толщи" сопоставимы с умеренно-титанистыми низко- и умеренно-магнезиальными базальтам – андезибазальтами или их интрузивным аналогами. На диаграмме Nb/Y–Zr/Ti для метаморфизованных пород (рис. 9б) (Pearce, 1996) они также находятся на границе раздела составов базальтов и андезибазальтов. Кристаллические сланцы характеризуются сходными, но различающимися по содержаниям профилями распределения редких элементов с отчетливыми отрицательными аномалиями Nb-Ta, P и Ti (рис. 11в), слабо фракционированным характером распределения РЗЭ с обогащением легкими РЗЭ (La_N/Yb_N = 2.4–3.6) и слабо выраженной Eu-аномалией (Eu/Eu* = 0.84–0.94 (рис. 10г). На тектонических дискриминационных диаграммах точки составов метабазитов "контрастной толщи" чаще всего попадают в поля базальтов активных континентальных окраин (рис. 14, 16).

Биотитовые плагиогнейсы, образующие отдельные тектонические пластины, по химическому составу соответствуют низкощелочным риодацитам и риолитам нормального ряда или их интрузивным аналогам (низкоглиноземистым трондьемитам и лейкогранитам) (табл. 2, рис. 9б). Они обладают фракционированным распределением микроэлементов с отрицательными аномалиями Sr, P и Ti, слабо фракционированным распределением РЗЭ с обогащением легкими (La_N/Yb_N = 1.5–2.4) и тяжелыми РЗЭ (Gd_N/Yb_N = = 0.7–0.9), знакопеременными аномалиями Eu (Eu/Eu* = 0.54–1.1) (рис. 11д, 11е). Необходимо отметить, что отрицательная Nb-Ta аномалия в метариолитах практически не проявлена. По своим геохимическим особенностям они приближаются к внутриплитным вулканитам и гранитоидам, тогда как натровые метариодациты более всего сопоставимы с образованиями вулканических дуг (рис. 12).

Протолитами гранатовых и биотитовых плагиогнейсов, ассоциирующих с мраморами, могли являться андезибазальты – андезиты нормального ряда или граувакки первого цикла. Они характеризуются фракционированными спектрами распределения редких элементов со слабо проявленными аномалиями Nb-Ta, обогащением легкими РЗЭ (La_N/Yb_N = 3.1–6.1) и слабыми положительными Eu-аномалиями (Eu/Eu* = 1.2–1.3). На тектонических дискриминационных диаграммах они попадают в поля средних и кислых вулканитов внутриплитных зон (рис. 11д, 11е).

Амфиболиты Дзабхан-Мандалской зоны, образующие отдельные тектонические пластины (табл. 2), соответствуют умеренно-титанистым, умеренно-магнезиальным толеитовым базальтам. Вместе с тем они различаются по геохимическим характеристикам. Одни из них имеют фракционированный спектр распределения микроэлементов с отрицательными аномалиями Nb-Ta, в меньшей степени P и Ti, фракционированное распределение РЗЭ с обогащением легкими РЗЭ и обеднением тяжелыми РЗЭ (La_N/Yb_N = 3.6, Gd_N/Yb_N = 1.5) (рис. 11в, 11г). По своим геохимическим характеристикам метабазиты этого типа сопоставимы с базальтами сиалических вулканических дуг (рис. 14, 16). Другой тип метабазитов характеризуется слабо фракционированным распределением иммобильных редких элементов с обеднением Th, слабыми положительными аномалиями Nb-Ta и Sr-P и отрицательными Zr-Hf, практически плоским распределением РЗЭ ($La_N/Yb_N = Gd_N/Yb_N$ = 1.06, La_N/Sm_N = 0.89) с незначительной положительной Eu-аномалией (Eu/Eu* = 1.17) (рис. 11в, 11г). Метабазиты этого типа наиболее сопоставимы с базальтами срединно-океанических хребтов (рис. 14, 16).

Расслоенные метагабброиды, образующие интрузивные тела в мигматизированных гнейсах Дзабхан-Мандалской зоны, представлены высокоглиноземистыми умеренно-титанистыми и умеренно-магнезиальными габбро (табл. 2). К этой же структурно-возрастной группе относятся метаморфизованные тоналиты. Габброиды имеют слабо фракционированное распределение редких

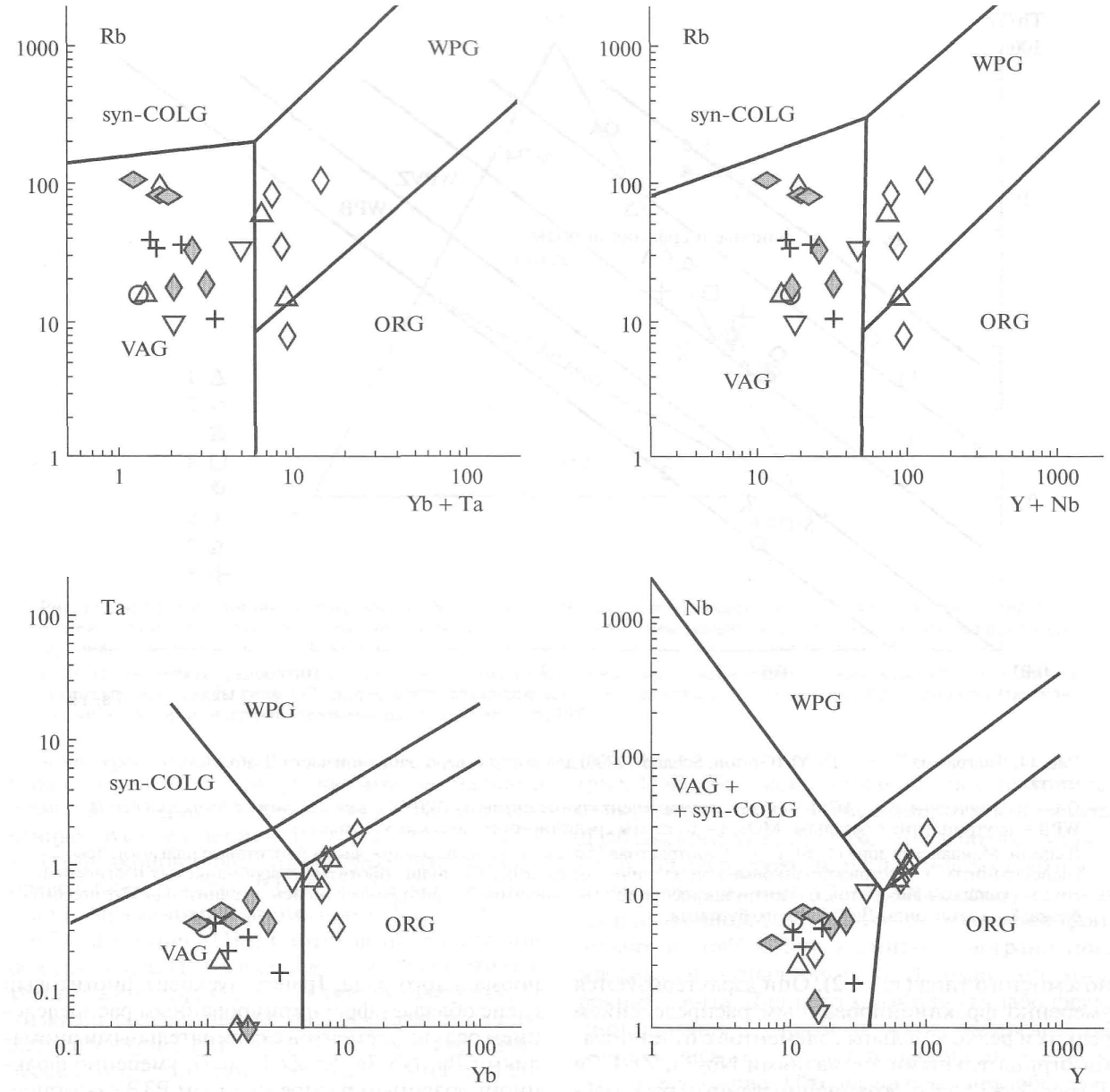

Рис. 13. Дискриминационные диаграммы (Pearce, 1984) для пород северо-западной части Дзабханского микроконтинента.

VAG – гранитоиды вулканических дуг, WPG – внутриплитные гранитоиды, syn-COLG – синколлизионные гранитоиды, ORG – гранитоиды океанических хребтов. Остальные условные обозначения см. на рис. 9.

элементов с отрицательными аномалиями Zr и Ti и невыраженными аномалиями Nb-Ta (рис. 11ж). Характер распределения РЗЭ слабофракционированный (La_N/Yb_N = 1.6–3.5) с обеднением тяжелыми РЗЭ (Gd_N/Yb_N = 1.4–1.5) и в одном случае слабым обеднением легкими РЗЭ (La_N/Sm_N = 0.9–1.5) (рис. 11з). По своим геохимическим особенностям эти образования, как и метабазальты (амфиболиты) рассматриваемой зоны, сопоставимы с породами вулканических дуг и базальтов срединно-океанических хребтов (рис. 13, 15). В то же время нельзя исключать, что эти особенности могут быть связаны с процессами кристаллизации и аккумуляции.

К этой же структурно-возрастной группе относятся метаморфизованные тоналиты низкогли-

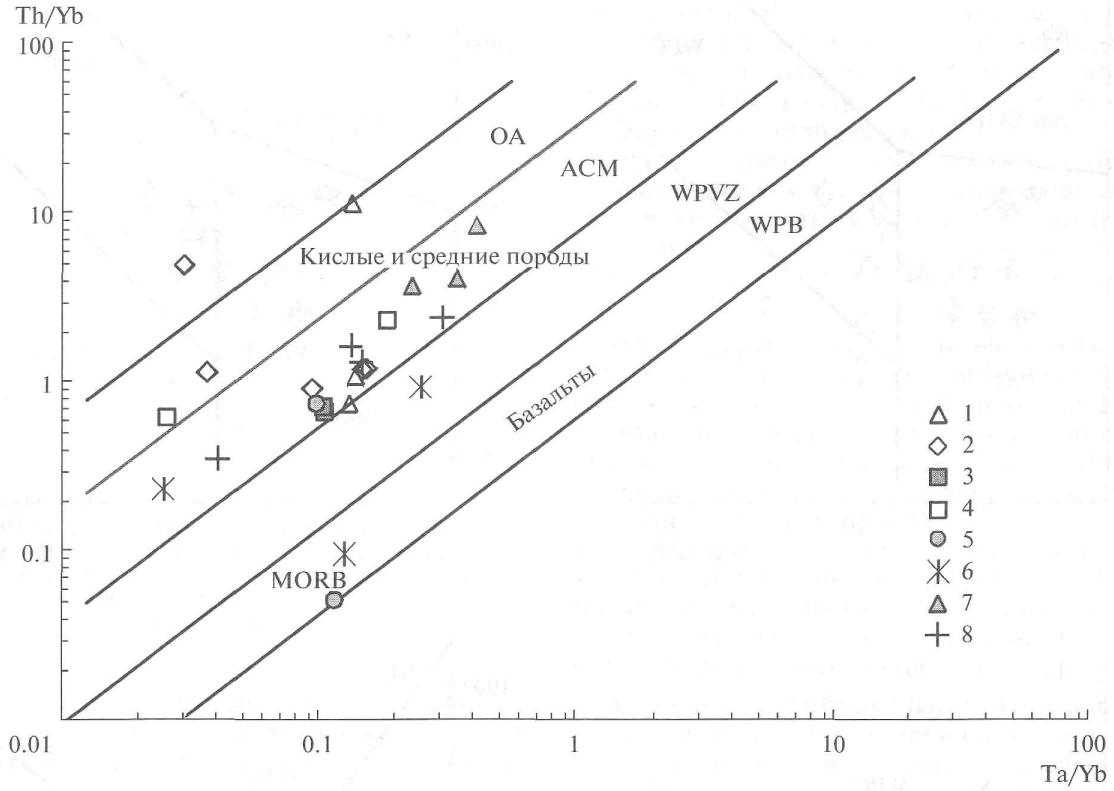

Рис. 14. Диаграмма Ta/Yb–Th/Yb (Gorton, Schandl, 2000) для пород северо-западной части Дзабханского микроконтинента.

OA – океанические дуги, ACM – активные континентальные окраины, WPVZ – внутриплитные вулканические зоны, WPB – внутриплитные базальты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов.

Дзабхан-Мандалская зона (1–6): 1–3 – "контрастная" толща: 1 – роговообманковые и биотитовые плагиогнейсы, 2 – гнейсограниты; 3 – роговообманковые кристаллические сланцы, 4 – толща биотит-роговообманковых плагиогнейсов, 5 – толща амфиболитов, 6 – интрузии габброидов и тоналитов; 7 – биотитовые гнейсы и гранитоиды Отгонского блока; 8 – гранитоиды Дзабханского батолита.

ноземистого типа (табл. 2). Они характеризуются умеренно фракционированным распределением редких и редкоземельных элементов с отчетливыми отрицательными аномалиями Nb-Ta, Zr-Hf и Ti (рис. 11ж), слабо фракционированным распределением РЗЭ ($La_N/Yb_N = 2.1$) и несколько вогнутым распределением тяжелых РЗЭ ($Gd_N/Yb_N = 0.9$) без Eu-аномалии ($Eu/Eu^* = 1.0$) (рис. 11з). По своим геохимическим особенностям рассматриваемые метатоналиты сопоставимы с образованиями вулканических дуг и активных континентальных окраин (рис. 14, 15).

Как было отмечено выше, гранат-мусковит-биотитовый и мусковитовый гнейсы Ургамалской зоны (табл. 2) наиболее вероятно имеют первично осадочную природу и соответствует олигомиктовым псамитоллитам и алевролитам. Постметаморфические пегматоидные граниты Ургамалской зоны соответствуют по составу лейкогранитом нормального ряда. Гранат-мусковит-биотитовый гнейс обладает фракционированным распределением редких элементов с отрицательными аномалиями Ba, Nb-Ta, Sr, Zr-Hf и Ti, умеренно фракционированным распределением РЗЭ с обогащением легкими РЗЭ ($La_N/Yb_N = 6.7$), слабо фракционированным распределением тяжелых РЗЭ ($Gd_N/Yb_N = 1.5$) и отчетливой отрицательной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.62$) (рис. 11и, 11к). Геохимические характеристики этих гнейсов позволяют предполагать, что источниками их протолитов являлись образования зрелой верхней континентальной коры.

Биотитовые гнейсы Отгонского блока (табл. 2) наиболее близки по составу к низкоглиноземистым трондьемитам и гранодиоритам, а секущий их биотитовый гранит соответствует лейкогранитам S-типа (рис. 9). Биотитовые гнейсы характеризуются фракционированным распределением

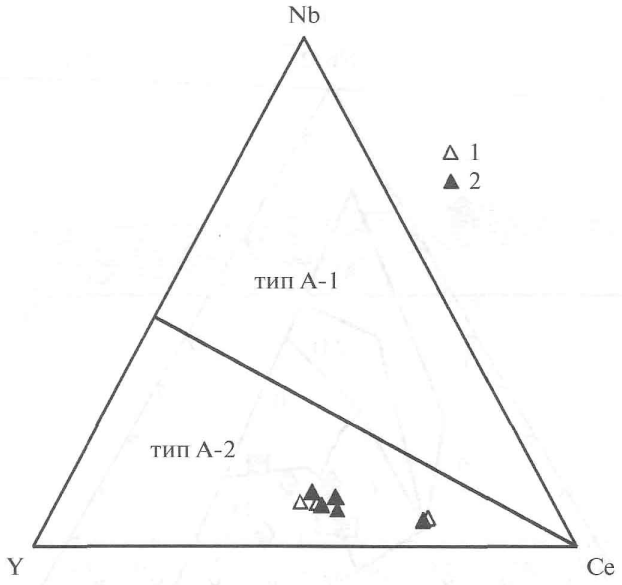

Рис. 15. Дискриминационная диаграмма Y–Nb–Ce (Eby, 1992) для роговообманковых и биотитовых плагиогнейсов (1) и гнейсогранитов (2) "контрастной" толщи Дзабхан-Мандалской зоны северо-западной части Дзабханского микроконтинента.

Гранитоиды типа A-1, вероятно, связаны с источниками, подобными базальтам океанических островов, тогда как анорогенные гранитоиды типа A-2, скорее всего, связаны с источниками типа средней континентальной коры (не включая метаосадки) или островодужными источниками (Eby, 1992).

микроэлементов с отрицательными аномалиями Nb-Ta, P и Ti (рис. 11и), умеренно фракционированным распределением РЗЭ (La_N/Yb_N = 12.7–13.1) с фракционированным и слабо вогнутым распределением тяжелых РЗЭ (Gd_N/Yb_N = 1.7–2.1) и слабо выраженными аномалиями Eu (Eu/Eu* = = 0.74–0.91) (рис. 11к). Биотитовый лейкогранит обладает сходными с вмещающими гнейсами геохимическими характеристиками, отличаясь более низкими содержаниями HFS и редкоземельных элементов (рис. 11и, табл. 2). По своим геохимическим особенностям и положению на дискриминационных диаграммах (рис. 13, 14) породы Отгонского блока могут рассматриваться как образования вулканических дуг.

Гранитоиды Дзабханского батолита соответствуют преимущественно низкоглиноземистым кварцевым диоритам, тоналитам и трондьемитам (табл. 2, рис. 9). Кварцевые диориты и тоналиты отличаются сильно фракционированным распределением редких элементов с отчетливыми отрицательными аномалиями Nb-Ta, P и Ti (рис. 11л), умеренно фракционированным распределением РЗЭ с обогащением легкими РЗЭ (La_N/Yb_N = 6.4–8.3) без Eu-аномалий (Eu/Eu* = = 0.99–1.04), слабо фракционированным распределением тяжелых РЗЭ (Gd_N/Yb_N = 1.5–1.7) (рис. 11м). На дискриминационных тектонических диаграммах кварцевые диориты и тоналиты Дзабханского батолита находятся в полях составов гранитоидов островных дуг и активных континентальных окраин (рис. 13, 14). От рассматриваемых кварцевых диоритов и тоналитов отличается трондьемит из габбро-пироксенит-плагиогранитного массива юго-западной части Дзабханского микроконтинента. Для него характерны слабо фракционированное, почти плоское распределение микроэлементов с отрицательными аномалиями Nb-Ta, P и Ti (рис. 11л), незначительное обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых (La_N/Yb_N = 1.4, Gd_N/Yb_N = 0.9) и отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu* = 0.72) (рис. 11м). Эти характеристики и геологическое положение трондьемитов позволяют предполагать формирование их расплавов посредством дифференциации базальтовой магмы.

Таким образом, среди пород Дзабханского микроконтинета можно выделить комплексы, формирование которых происходило в окраинно-континетальных обстановках или же их источниками являлись породы с субдукционными геохимическими характеристиками, а также тоналитогнейсы и гнейсограниты, становление ко-

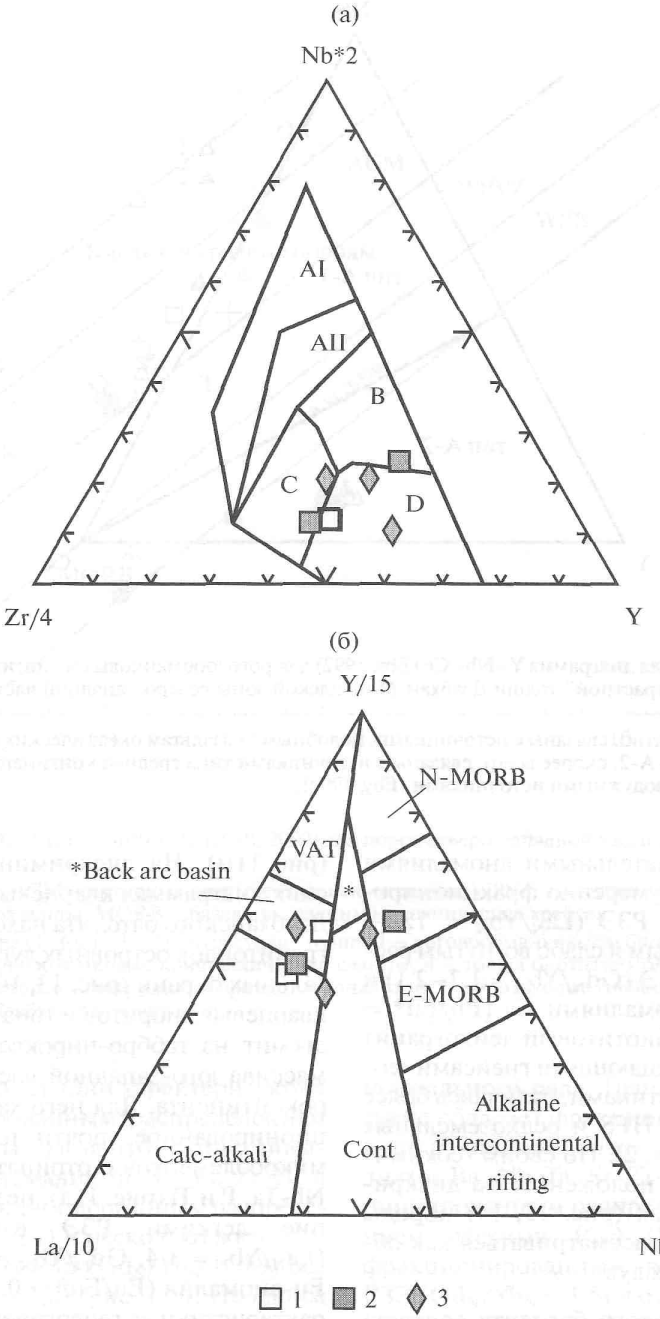

Рис. 16. Дискриминационные диаграммы Zr/4–Nb*2–Y (а) (Meschede, 1986) и La/10–Y/15–Nb/8 (б) (Cabanis, Lecolle, 1989) для основных кристаллических сланцев "контрастной" толщи (1), амфиболитов (2) и габбро (3) Дзабхан-Мандалской зоны северо-западной части Дзабханского микроконтинента.

(а) AI, AII – внутриплитные щелочные базальты; AII, C – внутриплитные толеиты; B – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов; D – нормальные базальты срединно-океанических хребтов; C, D – базальты вулканических дуг. (б) N-MORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов; E-MORB – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов; VAT – толеитовые базальты вулканических дуг; Calc-alkali – известково-щелочные базальты вулканических дуг; Back arc basin – базальты заостроводужных бассейнов; Cont – континентальные базальты; Alkaline intracontinental rifting – щелочные базальты и базальты, связанные с внутриконтинентальным рифтингом.

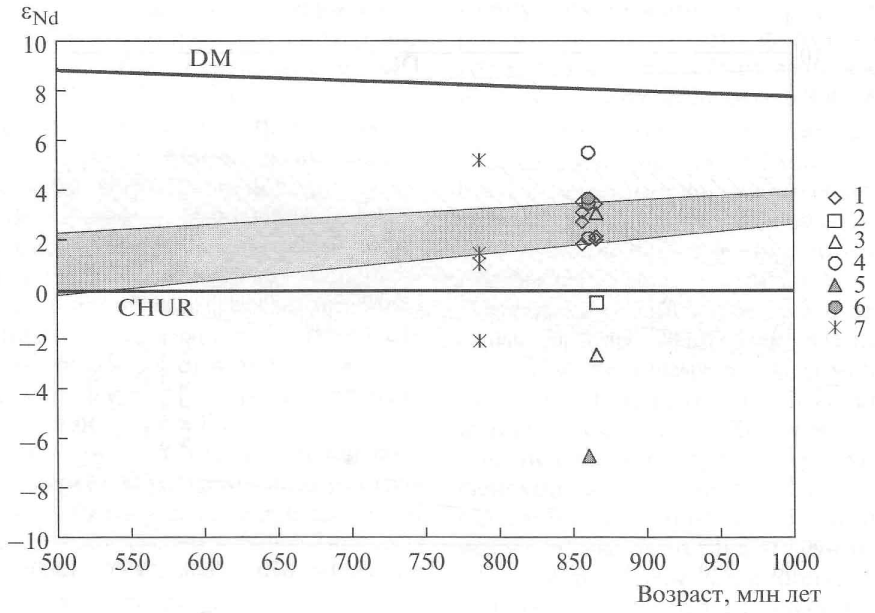

Рис. 17. Диаграмма ε_{Nd}–возраст для пород северо-западной части Дзабханского микроконтинента. Дзабхан-Мандалская зона (1–4): 1 – "контрастная" толща, 2 – толща биотит-роговообманковых плагиогнейсов, 3 – толща плагиогнейсов в ассоциации с мраморами, 4 – интрузии метагабброидов и метатоналитов; 5 – гранитоиды Ургамалской зоны; 6 – биотитовые гнейсы и гранитоиды Отгонского блока; 7 – гранитоиды Дзабханского батолита. Серым полем показано поле эволюции изотопного состава Nd пород "контрастной" толщи Дзабхан-Мандалской зоны.

торых, вероятно, происходило во внутриплитной обстановке.

Nd-ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ПОРОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДЗАБХАНСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

Роговообманковые и биотитовые плагиогнейсы "контрастной толщи" Дзабхан-Мандалской зоны характеризуются положительными величинами $\varepsilon_{Nd}(T) = +2.2...+3.5$, рассчитанными на минимально возможный возраст их становления 860 млн лет (табл. 2). Если предполагать, что повышенные относительно средней континентальной коры отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ этих гнейсов обусловлены процессами фракционной кристаллизации, то двустадийные Nd-модельные возрасты $T_{Nd}(C)$ для них составляют 1.4–1.3 млрд лет. Близкими положительными величинами $\varepsilon_{Nd}(0.86) = +2.0$ обладают и основные роговообманковые кристаллические сланцы этой толщи, а также интрузивные метагаббро $\varepsilon_{Nd}(T) = +2.1$. Величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ биотитовых гнейсогранитов находятся в интервале от +1.9 до +3.6, а модельные возрасты $T_{Nd}(DM)$ равны 1.4 млрд лет ($T_{Nd}(C) = 1.4$–1.3 млрд лет).

Породы толщи биотитовых плагиогнейсов отличаются близкими к нулю отрицательными величинами $\varepsilon_{Nd}(0.86) = -0.5$ (рис. 17) и несколько более древним двустадийным Nd-модельным возрастом $T_{Nd}(C) = 1.6$ млрд лет. Еще более низкие величины $\varepsilon_{Nd}(0.86) = -2.6$ и -6.7 и более древние Nd-модельные возрасты $T_{Nd}(DM) = 1.8$ и 2.2 млрд лет характерны для метаосадочных пород Дзабхан-Мандалской и Ургамалской зон соответственно (табл. 2).

Метаморфизованные тоналиты с возрастом 860 млн лет, секущие гнейсы Дзабхан-Мандалской зоны, и трондьемиты в составе габбро-пироксенит-плагиогранитного массива юго-западной части Дзабханского микроконтинента обладают высокими положительными величинами $\varepsilon_{Nd}(T) = +5.6$ и +5.2 (рис. 17), что отражает существенный вклад ювенильного материала в их петрогенезис. Для большинства кварцевых диоритов и тоналитов Дзабханского батолита характерны варьирующие величины $\varepsilon_{Nd}(T) = -2.1 ... +1.5$ и Nd-модельные возрасты в интервале 1.7–1.3 млрд лет. Это может свидетельствовать о формировании исходных расплавов гранитоидов Дзабханского комплекса за счет как ювенильных, так и древних коровых источников.

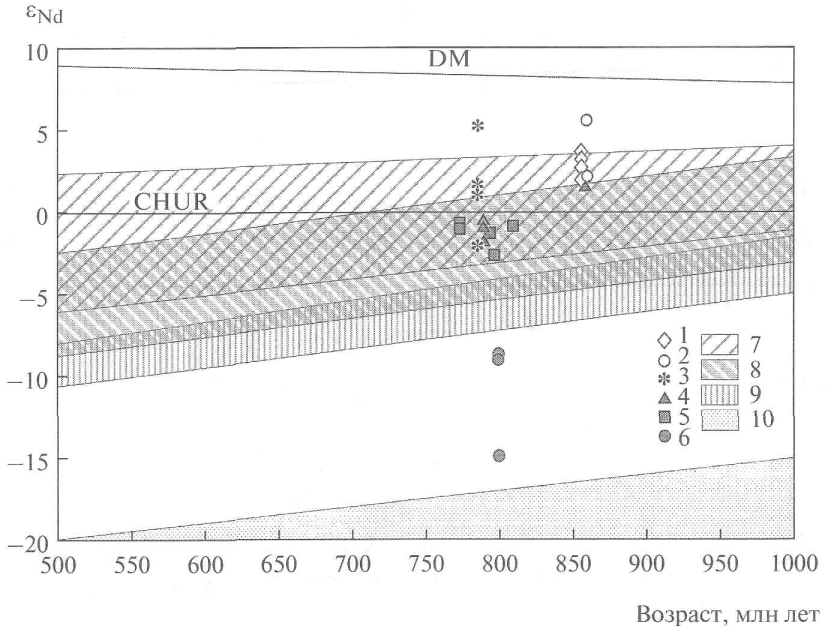

Рис. 18. Сводная диаграмма ε_{Nd}–возраст для пород Дзабханского микроконтинента, Сонгинского, Тарбагатайского и Байдарикского блоков докембрия.

Дзабхан-Мандалская зона (1–3): 1 – гнейсограниты, 2 – метаморфизованные габбро и тоналиты, 3 – гранитоиды Дзабханского батолита; 4 – гранитоиды Гашунурского и Баяннурского комплексов Сонгинского блока (Ковач и др., 2013); 5 – гранитоиды джаргалантского комплекса Тарбагатайского блока (Козаков и др., 2012); 6 – дациты и риолиты Дзабханской серии (Ярмолюк и др., 2008).

Поля эволюции изотопного состава Nd: 7 – кристаллических пород Дзабхан-Мандалской зоны и Отгонского блока, 8 – гнейсов и ультраметагенных гранитоидов Сонгинского блока (Ковач и др., 2013), 9 – гнейсов джаргалантского комплекса Тарбагатайского блока (Козаков и др., 2012), 10 – кристаллических пород идерского комплекса Тарбагатайского блока (Козаков и др., 2012; Kröner et al., 2014) и Байдарикского блока (Козаков и др., 1997).

Биотитовые гнейсы Отгонского блока также как и большинство пород Дзабхан-Мандалской зоны характеризуются умеренно положительными величинами $\varepsilon_{Nd}(T) = +3.5...+3.7$ и среднерифейскими значениями Nd-модельных возрастов $T_{Nd}(DM) = T_{Nd}(C) = 1.23$ млрд лет.

Таким образом, Nd-изотопные данные для пород северо-западной части Дзабзанского микроконтинента отражают смешанную – ювенильную и коровую природу их источников и позволяют предполагать существенный вклад ювенильного материала в ходе становления позднерифейских комплексов микроконтинента. По своим изотопным параметрам кристаллические и интрузивные комплексы Дзабхан-Мандалской зоны и Отгонского блока сопоставимы с образованиями Сонгинского блока (Ковач и др., 2013) и джаргалантского комплекса Тарбагатайского блока (Козаков и др., 2011) (рис. 18).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты проведенных исследований однозначно показывают, что высокоградные метаморфические комплексы северо-западной части Дзабханского микроконтинента не могут рассматриваться как образования его раннедокембрийского фундамента. Практически все кристаллические сланцы и гнейсы Дзабхан-Мандалской зоны, протолитами которых являются магматические породы (или граувакки), имеют среднерифейские значения Nd-модельных возрастов 1.4–1.1 млрд лет. Nd-изотопные характеристики свидетельствуют, что исходные расплавы протолитов гнейсов и кристаллических сланцев могли быть образованы путем плавления коровых пород со среднерифейскими модельными возрастами, или при смешении ювенильных источников позднерифейского возраста с древними коровыми (раннедокембрийскими) источниками. Последние, скорее всего, представлены ограниченно.

Возраст раннего эпизода метаморфизма в Дзабхан-Мандалской зоне определен в интервале около 865–855 млн лет. Гнейсограниты с возрастом 856 ± 2 млн лет предшествуют проявлению позднего эпизода метаморфизма амфиболитовой фации в породах Дзабхан-Мандалской зоны и прогрессивного метаморфизма в породах Ургамалской зоны. Верхняя возрастная граница этого метаморфизма определяется внедрением трондьемитов Дзабханского батолита с возрастом 786 ± 6 млн лет. Таким образом, время проявления позднего эпизода метаморфизма определяется в достаточно широком интервале 855–785 млн лет. Однако метаморфические породы Ургамалской зоны прослеживаются и в Баяннурскую зону Сонгинского блока (рис. 2), где определен возраст синметаморфических ультраметагенных гранитов баяннурского комплекса 802 ± 6 млн лет и постметаморфических гранитов – 790 ± 3 млн лет (Козаков и др., 2013а). Исходя из этого, метаморфизм M_1 пород Ургамалской зоны и, соответственно, метаморфизм позднего эпизода M_2 в породах Дзабхан-Мандалской зоны происходил в интервале около 810–785 млн лет. Практически в этом же интервале происходил региональный метаморфизм в породах джаргалантского комплекса Тарбагатайской группы блоков докембрия.

По геохимическим особенностям среди кристаллических образований Дзабхан-Мандалской зоны выделяются разновидности, формирование которых происходило в окраинно-континентальных обстановках или же их источниками являлись породы с субдукционными геохимическими характеристиками, а также породы, становление которых, вероятно, происходило во внутриплитной обстановке. Главными источниками метатерригенных пород Ургамалской зоны были продукты размыва пород вулканоплутонических комплексов активной окраины.

Результаты геохронологических исследований методом лазерной абляции детритовых цирконов из метатерригенных пород Ургамалской зоны показали, что среди них преобладают цирконы с возрастами в интервале около 900–820 млн лет (средневзвешенное значение возраста по отношению $^{206}Pb/^{238}U$ составляет 863 ± 7 млн лет) (Козаков и др., 2014). Учитывая оценку возраста метаморфизма (около 802 млн лет), формирование метатерригенных пород этой зоны, скорее всего, происходило в интервале около 820–800 млн лет. Детритовые цирконы из метатерригенных пород Дзабхан-Мандалской зоны имеют возрасты в интервале 900–840 млн лет (средневзвешенное значение возраста по отношению $^{206}Pb/^{238}U$ составляет 871 ± 8 млн лет). Возраст прорывающих эту толщу габбро-диоритов 860 ± 3 млн лет (см. рис. 4). Исходя из этого, формирование протолитов метаосадков Дзабхан-Мандалской зоны происходило в интервале около 900–860 млн лет.

Следует отметить одновозрастность Гашуннурского массива (859 ± 3 млн лет), локализованного в неметаморфизованных породах островодужной ассоциации холбонурского комплекса Баяннурской зоны, и синметаморфических интрузивных пород Дзабхан-Мандалской зоны Сонгинского блока (860 ± 3 и 856 ± 2 млн лет) (Козаков и др., 2012б). Первые по своему геологическому положению и геохимическим характеристикам фиксируют поздние стадии развития вулканической дуги (Ковач и др., 2013); вторые локализованы в глубинном сечении позднерифейской зоны конвергенции, где в интервале около 880–860 млн лет были переработаны в условиях высокотемпературного метаморфизма вместе с породами вулканоплутонических островодужных и палеоокеанических ассоциаций и, частично, продуктов их разрушения. Более поздний этап формирования зрелой позднерифейской коры определяют процессы регионального метаморфизма в интервале около 810–800 млн лет. Трондьемиты Дзабханского батолита с возрастом 786 ± 6 млн лет фиксируют завершение второго эпизода высокоградного метаморфизма и, соответственно, определяют поздние стадии формирования континентальной коры в образованиях фундамента Дзабханского микроконтинента. В джаргалантском комплексе Тарбагатайской группы блоков докембрия этот процесс фиксируют граниты с возрастами 797 ± 3 и 793 ± 4 млн лет, а в Баяннурской зоне Сонгинской группы блоков докембрия граниты с возрастом 790 ± 3 млн лет (Козаков и др., 2011, 2013а, 2014).

Соотношения кристаллических образований, относимых к фундаменту Дзабханского микроконтинента и Байдарикского блока, не установлены. Последний отделен от Дзабханского микроконтинента полем позднепалеозойских вулканитов и гранитоидов Хангайского батолита (рис. 1). Для гнейсов Отгонского блока, расположенного в этом поле (рис. 2), величина $T_{Nd}(DM) = 1.2$ млрд лет при $\varepsilon_{Nd}(T) = +3.7....+2.8$ (табл. 3), что фактически ограничивает распространение раннедокембрийских кристаллических комплексов Байдарикского блока в северо-западном направлении. Таким образом, можно предполагать, что в фундаменте собственно Дзабханского микроконтинента в основном представлены породы позднего докембрия. Этот вывод находит косвенное подтверждение в результатах Pb-Pb и Rb-Sr геохронологических и изотопно-геохимических исследованиях известняков цаганоломской свиты карбонатного

Таблица 3. Результаты Sm-Nd изотопных исследований пород Дзабханского микроконтинента

Номер образца	Возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma_{изм.}$	$\varepsilon_{Nd}(0)$	$\varepsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM)$	$T_{Nd}(C)$
Дзабхан-Мандалская зона									
"контрастная" толща роговообманковых плагиогнейсов, амфиболитов и гнейсогранитов									
6751	860	10.86	44.5	0.1476	0.512539 ± 2	–1.9	3.5		1248
7376-1	860	7.45	22.4	0.2007	0.512772 ± 4	2.6	2.2		1355
6751-1	856	11.01	48.0	0.1388	0.512473 ± 4	–3.2	3.1	1378	1273
7236	856	11.01	45.1	0.1477	0.512544 ± 2	–1.8	3.6		1239
7372	856	10.61	46.7	0.1373	0.512445 ± 2	–3.8	2.8	1406	1305
6754	856	3.54	12.25	0.1749	0.512611 ± 4	–0.5	1.9		1378
7236-1	860	4.72	19.19	0.1487	0.512472 ± 4	–3.2	2.0		
толща биотитовых и биотит-роговообманковых плагиогнейсов									
7374	860	4.30	14.45	0.1798	0.512518 ± 5	–2.3	–0.5		1577
биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы в ассоциации с мраморами									
6757	860	3.78	18.35	0.1244	0.512097 ± 7	–10.6	–2.6	1796	1752
7240	860	1.99	7.19	0.1675	0.512633 ± 7	–0.1	3.1		1278
Метаморфизованные интрузии габбро и тоналитов									
7344	860	4.16	17.21	0.1462	0.512461 ± 3	–3.5	2.1		
7371	860	2.00	7.75	0.1563	0.512695 ± 4	1.1	5.6		
Ургамалская зона									
7223	860	6.18	28.9	0.1292	0.511915 ± 2	–14.1	–6.7	2221	2088
Отгонский блок									
6579	860	2.64	15.54	0.1028	0.512288 ± 8	–6.8	3.5	1186	1246
7553-1	860	4.46	25.47	0.1059	0.512316 ± 3	–6.3	3.7	1180	1229
Гранитоиды Дзабханского батолита									
7214	786	4.36	21.5	0.1224	0.512310 ± 5	–6.4	1.1	1403	1387
7539	786	3.42	17.98	0.1149	0.512293 ± 4	–6.7	1.5	1322	1352
7540	786	1.59	7.45	0.1290	0.512184 ± 3	–8.9	–2.1	1737	1646
7638	786	3.52	12.34	0.1723	0.512781 ± 3	2.8	5.2		1041

Примечание. 6751 – роговообманковый плагиогнейс; 7376-1 – лейкократовый биотитовый плагиогнейс; 6751-1, 7236, 7372, 6754 – биотитовые гнейсограниты; 7236-1 – роговообманковый основной кристаллический сланец; 7374 – биотитовый плагиогнейс; 6757 – гранатовый плагиогнейс; 7240 – биотитовый плагиогнейс; 7344 – роговообманковый метагаббро-диорит; 7371 – роговообманковый метатоналит; 7223 – тонкослоистый гранат-мусковит-биотитовый гнейс; 6579, 7553-1 – биотитовый гнейс; 7214, 7539 – гнейсовидный роговообманковый кварцевый диорит; 7540 – роговообманковый тоналит; 7638 – роговообманковый трондьемит юго-западной части Дзабханского микроконтинента.

Величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ и значения коровых (двустадийных) модельных возрастов $T_{Nd}(C)$ для гнейсов и основных кристаллических сланцев рассчитаны на минимально возможный возраст кристаллизации (накопления) их протолитов.

чехла Дзабханского микроконтинента (Овчинникова и др., 2012).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований последних лет свидетельствуют о масштабном проявлении позднерифейских (880–780 млн лет) процессов конвергенции, с которыми связано формирование континентальной коры, представленной в структурах Центральной Азии. При этом предполагается, что суперконтинент Родиния с относительно стабильной конфигурацией существовал в интервале около 1000–850 млн лет (Condie, 2001; Li et al., 2003), после чего в структурах древних кратонов фиксируются процессы дивергенции, определяющие ранние стадии распада Родинии (Condie, 2001; Li et al., 2008; Lu et al., 2008a, 2008b; Богданова и др., 2009). Проявления внутриплитного магматизма в интервалах 830–795 и 780–745 млн лет (U-Th-Pb метод, SHRIMP) установлены в блоках Янцзы Южного Китая, Тарима и Австралии (Li et al., 2003, 2008; Lu et al., 2008a, 2008b; Wang, Li, 2003; Zhang et al., 2009). В блоке Катазия Южного Китая установлены габброиды и базальты с возрастами 836 ± 7, 841 ± 12, 847 ± 8, 857 ± 7 млн лет (U-Pb метод, SHRIMP) с геохимическими характеристиками, фиксирующими проявление процессов континентального рифтогенеза (Shu et al., 2011). Эти данные дают основание полагать, что параллельно с процессами дивергенции, определявшими распад суперконтинента Родиния, в палеоокеанической области его обрамления началось заложение и дальнейшее развитие зон конвергенции и, соответственно, возникновение континентальной коры. Иными словами, процессы дивергенции в пределах древних континентальных блоков и шельфа суперконтинента Родиния компенсировались развитием зон конвергенции в его обрамлении, с которыми связано формирование позднерифейской континентальной коры.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 14-05-00208) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН "Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов и платформ в неогее".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анисимова И.В., Козаков И.К., Ярмолюк В.В. и др. Анортозиты докембрийских террейнов ЦАСП – возраст, источники и геологическое положение (на примере Хунжилингольского массива Центральной Монголии) // Докл. АН. 2009. Т. 428. № 1. С. 80–86.

Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 29–45.

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

Геологическая карта Монгольской Народной республики, Масштаб 1 : 200000, M-46-XXXV. М.: Всесоюзное экспортно-импортное объединение "Техноэкспорт", 1982а.

Геологическая карта Монгольской Народной республики, Масштаб 1 : 200000, M-46-XXXVI. М.: Всесоюзное экспортно-импортное объединение "Техноэкспорт", 1982б.

Геологическая карта Монгольской Народной республики, Масштаб 1 : 200000, L-46-VI. М.: Всесоюзное экспортно-импортное объединение "Техноэкспорт", 1982в.

Геологическая карта Монгольской Народной республики, Масштаб 1 : 200000, L-47-I. М.: Министерство геологии СССР "Зарубежгеология", 1988.

Зайцев Н.С. Тектоника Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. С. 15–22.

Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1 : 1500000. Ред. А.Л. Яншин. М.: ГУГК СССР, 1989.

Ковач В.П., Козаков И.К., Ярмолюк В.В. и др. Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: II. Геохимические и Nd изотопные данные // Петрология. 2013. Т. 21. № 5. С. 451–469.

Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 227–235.

Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. и др. Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Петрология. 2011. Т. 19. № 4 . С. 445–464.

Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Раннебайкальский кристаллический комплекс в фундаменте Дзабханского микроконтинента раннекаледонской складчатой области Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20. № 3. С. 3–11.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В. и др. Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2013а. Т. 21. № 3. С. 227–246.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В. и др. Позднерифейский возраст конгломератов холбонурского комплекса Сонгинского блока каледонид Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013б. Т. 21. № 5. С. 21–35.

Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. Позднерифейские высокоградные метаморфические ком-

плексы в структуре каледонид восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: тектоническая позиция, возраст, этапы формирования // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения". Материалы XLVI Тектонического совещания. Т. I. М.: ГЕОС, 2014. С. 190–194.

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. 3–33.

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

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М. и др. U-Pb возраст и Sr-изотопная характеристика надтиллитовых известняков неопротерозойской цаганоломской свиты, бассейн р. Дзабхан, Западная Монголия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 28–40.

Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. Т. 1. Природа включений и методы их исследования. М.: Мир, 1987. 560 с.

Тектоника Монгольской Народной Республики // Тр. Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции. М.: Наука, 1974. Вып. 9. 284 с.

Тектоническая карта Северной Евразии. Масштаб 1 : 5000000. М.: ГУГК, 1979.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Анисимова И.В. и др. Позднерифейские щелочные граниты Дзабханского микроконтинента: к оценке времени распада Родинии и формирования микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2008. Т. 420. № 3. С. 375–381.

Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for Phanerozoic crystal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci. 2002. V. 21. P. 87–110.

Barker F. Trondhjemite; definition, environment and hypotheses of origin // Ed. Barker F. Trondhjemites, dacites, and related rocks. 1979. P. 1–12.

Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8; un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale // Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre. 1989. V. 309. P. 2023–2029.

Condie K.C. Continental growth during formation of Rodinia at 1.35–0.9 Ga // Gondwana Res. 2001. V. 4. P. 5–16.

Condie K.C. High field element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.

Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.

Gorton M.P., Schandl E.S. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks // Canad. Mineral. 2000. V. 38. P. 1065–1073.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

Jian P., Krener A., Wyndley B.F. et al. Zircon age of the Bayankhongor ophiolite melange and associated rocks: Time constaints on Neoproterozoic to Cambrian accretionary and collisional orogenesis in Central Mongolia // Precamb. Res. 2010. V. 177. P. 162–180.

Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 84. P. 27–41.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P. et al. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // J. Asian Earth Sci. 2004. V. 23. P. 605–627.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.

Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 637–649.

Kröner A., Lehmann J., Schulmann K. et al. Lithostratigraphic and geochronological constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia: Early Paleozoic rifting followed by late Paleozoic accretion // Amer. J. Sci. 2010. V. 310. P. 523–574.

Kröner A., Kovach V.P., Kozacov I.K. et al. Zircon ages and Nd-Hf isotopes in UHT granulites of the Ider Complex: A cratonic terrane within the Central Asian Orogenic Belt in NW Mongolia // Gondwana Res. 2014 (in press).

Lehmann Je., Schulmann K., Lexa O. et al. Structural constraints on the evolution of the Central Asian orogenic belt in SW Mongolia // Amer. J. Sci. 2010. V. 310. P. 575–628.

Le Maitre R., Bateman P., Dudek A. et al. A classification of ingeous rocks and glossary of terms // Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of ingeous rocks. Ed. Le Maitre R.W. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.

Levashova N.M., Kalugin V.M., Gibsher A.S. et al. The origin of the Baidaric microcontinent, Mongolia: Constraints from paleomagnetism and geochronology // Tectonophysics. 2010. V. 485. P. 306–320.

Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D. et al. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze craton South China, and correlations with other continents evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia // Precamb. Res. 2003. V. 122. P. 85–109.

Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Precamb. Res. 2008. V. 160. P. 179–210.

Lu S., Li H., Zhang Ch., Niu G. Geological and Geochronological evidence for the Precambrian evolution of the Tarim

Craton and surrounding continental fragments // Precamb. Res. 2008a. V. 160. Issue 1–2. P. 94–107.

Lu S., Zhao G., Wang Hu., Hao G. Precambrian metamorphic basement and sedimentary cover of the North China Craton: A review // Precamb. Res. 2008b. V. 160. P. 77–93.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.

Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex.Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ. 1999. № 1a. 49 p.

Mattinson J.M. A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. P. 117–129.

Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram // Chemical. Geology. 1986. V. 56. P. 207–218.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rock // Petrol. 1984. V. 70. P. 956–983.

Pearce J.A. A user's guide to basalt discrimination diagrams // Eds. Bailes A.H., Christiansen E.H., Galley A.G. et al. Trace element geochemistry of volcanic rocks; applications for massive sulphide exploration, Short Course Notes – Geological Association of Canada. 1996. V. 12. P. 79–113.

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.

Steiger R.H., Jager E. Subcomission of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.

Shu L.S., Faure M., Yu J.H., Jahn B.M. Geochronological and geochemical features of the Cathaysia block (South China): New evidence for the Neoproterozoic breakup of Rodinia // Precamb. Res. 2011. V. 187. P. 263–276.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantel composition and processes: magmatism in ocean basalts // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geolog. Soc. London Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–346.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.

Wang J., Li Z.X. History of Neoproterozoic rift basins in South China: implications for Rodinia break-up // Precamb. Res. 2003. V. 122. P. 141–158.

Wilhem C., Brian F., Windley B.F., Stampfli G.M. The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative rewiev // Earth Sci. Rev. 2012. V. 113. P. 303–341.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites, chemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. P. 407–419.

Wood D.A. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11–30.

Zhang Z., Zhu W., Shu L. et al. Neoproterozoic ages of the Kuluketage dyke swarm in Tarim, NW China, and its relationship to the breakup of Rodinia // Geol. Mag. 2009. V. 146. № 1. P. 150–154.

Zhao Y., Song B., Zhang S.H. The Central Mongolian microcontinent: Its Yangtze affinity and tectonic implications // Abstract Vol. Symposium on continental growth and orogeny in Asia, Taipei, Taiwan, March 19–26, 2006. P. 135–136.