

УДК 550.93:551.71.24 (571.52+517.3)

## ВЕНДСКИЙ ЭТАП В ФОРМИРОВАНИИ РАННЕКАЛЕДОНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

© 2008 г. И. К. Козаков\*, Е. Б. Сальникова\*, В. П. Ковач\*, В. В. Ярмлюк\*\*,  
И. В. Анисимова\*, А. М. Козловский\*\*, Ю. В. Плоткина\*, Т. А. Мыскова\*,  
А. М. Федосеенко\*, С. З. Яковлева\*\*, А. М. Сугоракова\*\*\*

\*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

\*\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

\*\*\*Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл

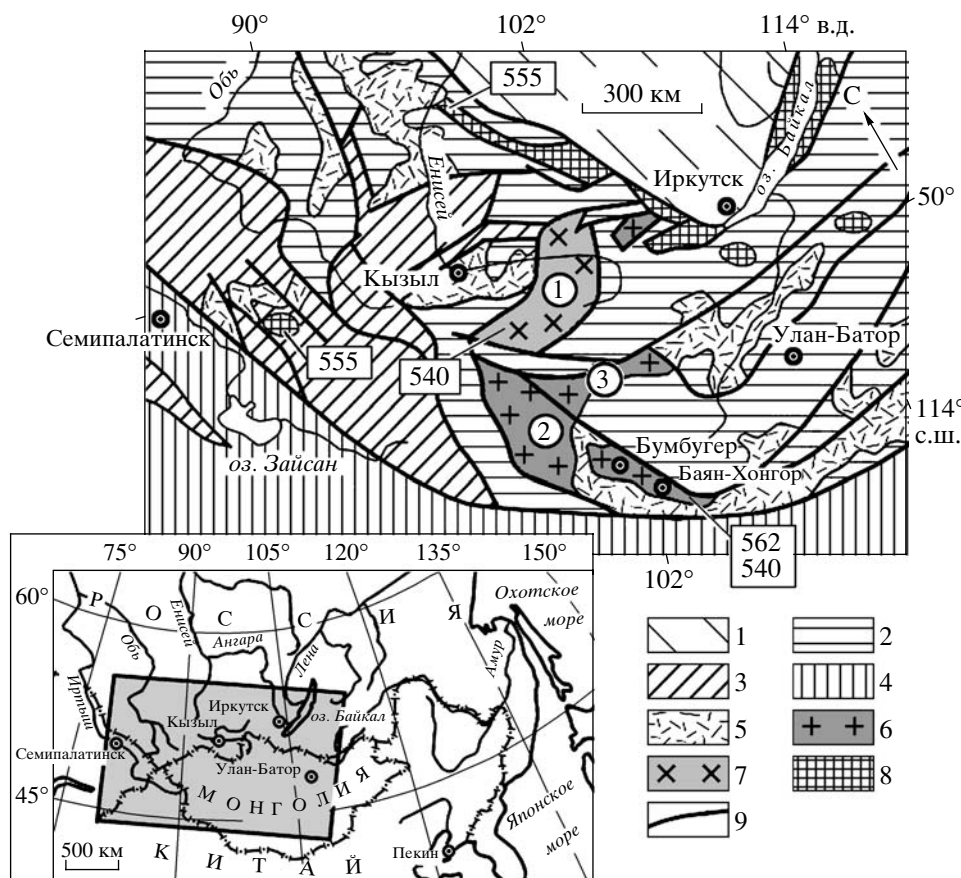
Поступила в редакцию 22.03.2007 г., получена после доработки 28.05.2007 г.

Проведены геологические, геохронологические (U-Pb датирование единичных зерен и микронавесок циркона) и Nd изотопно-геохимические исследования гранитоидов и метаморфических пород Байдарикского блока фундамента Дзабханского микроконтинента. Установлено, что становление метаморфического пояса дистен-силлиманитовой фациальной серии в зоне сочленения Байдарикского блока и позднерифейского (~665 млн. лет) офиолитового комплекса Баянхонгорской зоны отражает развитие вендской (~560–570 млн. лет) активной континентальной окраины. Проявление в этом возрастном интервале метаморфизма повышенного давления свидетельствует о том, что в венде были сформированы структуры со значительной мощностью земной коры. В структурах Центральной Азии вендский низкоградиентный метаморфизм установлен также в Тувино-Монгольском массиве, в Канском блоке Восточного Саяна и Южно-Чуйском выступе каледонид Горного Алтая, что позволяет выделять позднебайкальский этап в развитии раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии, предшествовавший становлению его структуры в позднем кембрии–раннем ордовике. Высокоградиентный метаморфизм, наиболее интенсивно проявленный в юго-восточной части Байдарикского блока, коррелируется с развитием раннепалеозойской (525–540 млн. лет) активной континентальной окраины, связанной с развитием вендских океанических бассейнов и островных дуг Озерной зоны.

**Ключевые слова.** Геохронология, цирконы, Nd систематика, метаморфизм, венд, каледониды, тектоника, Дзабханский микроконтинент, Байдарикский блок, Центрально-Азиатский складчатый пояс.

Становление аккреционно-коллизивной области восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса связывается с процессами раннекаледонского тектогенеза, в ходе которого в интервале 570–510 млн. лет фрагменты континентальных массивов, входящих в состав Родинии и расположенных в палеоокеанической области ее обрамления, были сочленены с позднерифейскими и венд-раннепалеозойскими океаническими и островодужными комплексами (Коваленко и др., 2005). В позднем кембрии и раннем ордовике эти образования были в различной степени метаморфизованы и “спаяны” гранитоидами, в результате чего был сформирован раннекаледонский супертеррейн Центральной Азии. Микроконтиненты разделяются на две группы: с нижнекембрийским основанием (Дзабханский микроконтинент, Гарганская глыба) и с более молодым, в котором представлена кора переходного типа, связанная с развитием позднерифейских вулканических дуг (Тувино-

Монгольский массив и др.) (рис. 1). В микроконтинентах обоих типов в венде–раннем кембрии шло формирование карбонатных чехлов, что является свидетельством платформенного режима. На этом основании отрицалась возможность проявления в этих структурах вендского регионального метаморфизма и сопряженной с ним складчатости (Беличенко и др., 2003 и др.). Однако в моренском комплексе Тувино-Монгольского массива был установлен низкоградиентный метаморфизм (дистен-силлиманитовая фациальная серия), завершившийся к рубежу венда–кембрия ( $536 \pm 5$  млн. лет), который предшествовал высокоградиентному (андалузит-силлиманитовая фациальная серия) раннепалеозойскому (490–500 млн. лет) (Козаков и др., 1999, 2001). Вендский низкоградиентный метаморфизм был установлен также в Канском блоке Восточного Саяна (Ножкин и др., 2001) и Байдарикском блоке Центральной Монголии (Козаков и др., 2005, 2006). Эти данные дают основание



**Рис. 1.** Схема положения кристаллических комплексов в структурах восточного сегмента Центрально-Азиатского Складчатого пояса. Составлена на основе материалов: (Моссаковский и др., 1993, Козаков, 2005)

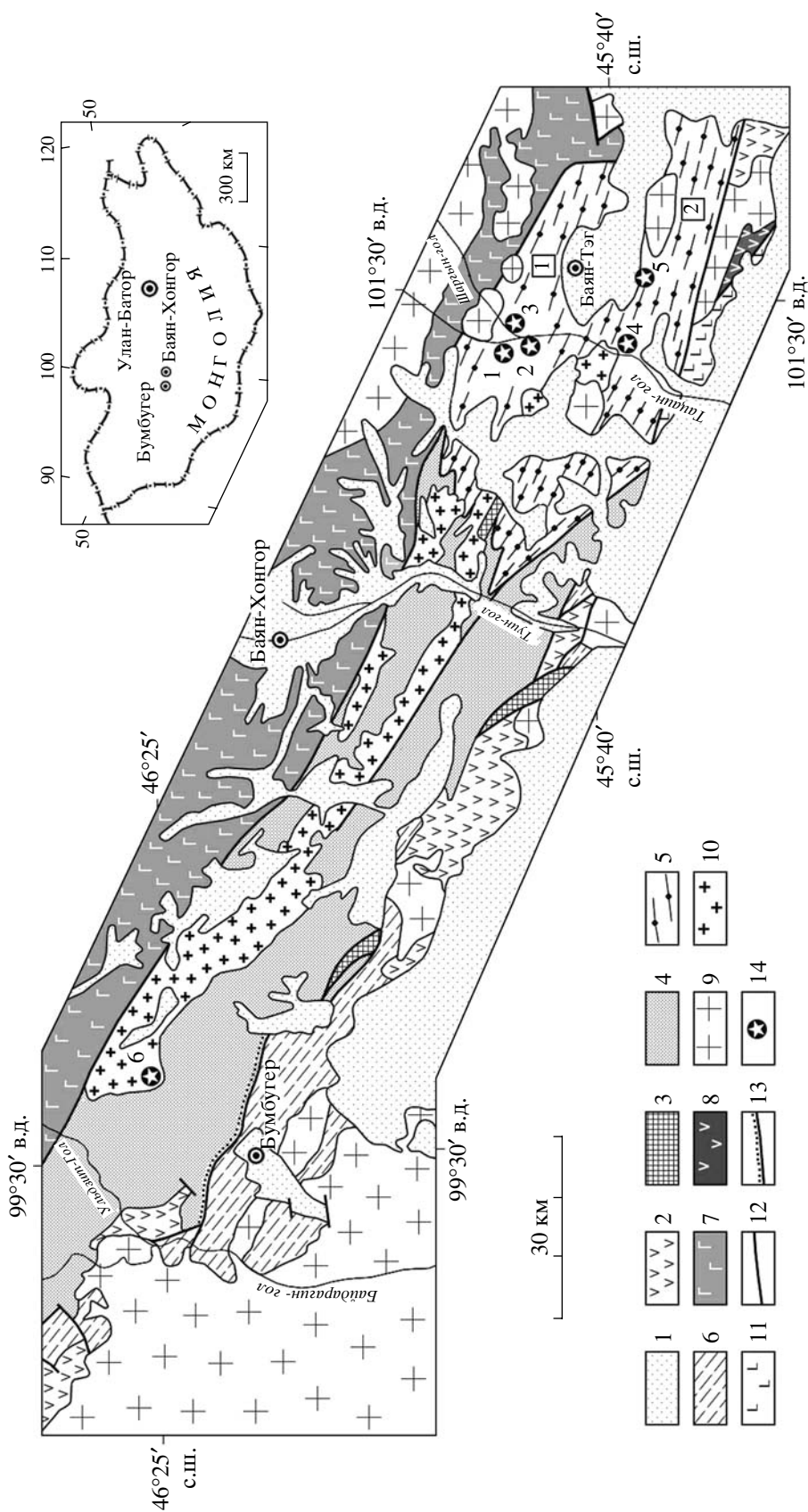
1 – Сибирская платформа; 2 – структуры раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии; 3 – позднекаледонские пояса; 4 – герцинийский пояс; 5 – фанерозойские вулканические пояса; 6–8 – фрагменты континентальных массивов: 6 – с дорифейским основанием, 7 – с рифейским основанием, 8 – с кристаллическими комплексами неустановленного возраста; 9 – главные тектонические границы. Цифры на рисунке – возраст, в млн. лет (U-Pb метод по циркону); цифры в кружках: 1 – Тувино-Монгольский массив, 2 – Дзабханский микроконтинент, 3 – Хангайский блок (фрагменты в поле гранитоидов).

предполагать проявление вендского аккреционно-коллизийного процесса при формировании раннекаледонского композитного супертеррейна Центральной Азии, в ходе которого были сформированы фрагменты континентальной земной коры, включенные в дальнейшем в его структуру.

В статье приводятся новые геологические, геохронологические (U-Pb датирование единичных зерен и микронавесок циркона), Nd изотопные и геохимические данные, позволяющие выделить вендский и раннепалеозойский этапы в формировании кристаллических комплексов Байдарикского блока, а также рассматриваются тектонические обстановки становления низко- и высокоградиентного метаморфических поясов в этой структуре и в раннекаледонском супертеррейне Центральной Азии в целом.

### НИЗКОГРАДИЕНТНЫЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ПОЯС БАЙДАРИКСКОГО БЛОКА

Метаморфические комплексы Байдарикского блока относятся к основанию Дзабханского микроконтинента (Моссаковский и др., 1993) (рис. 1). В северо-западной части Байдарикского блока в районе сомона Бумбугер представлены верхнеархейский (байдарагинский) и нижнепротерозойский (бумбугерский) кристаллические комплексы, слагающие его фундамент (рис. 2). Породы фундамента с несогласием перекрыты преимущественно зеленосланцевыми толщами, объединяемыми в ульдзитгольский комплекс. Последний представлен метапесчаниками, черными сланцами и мраморизованными доломитами, которые частично включались О.Ф. Бойшенко (1978) в бурдуингольскую свиту. Возраст этих толщ предположительно соответствует среднему рифею или началу позднего рифея. Возраст зеленослан-



**Рис. 2.** Схема геологического положения метаморфических комплексов в зоне сочленения Байдарикского блока и офиолитов Баянхонгорской зоны. Составлена с использованием (Бойшенко, 1978; Козаков, 1986; Козаков и др., 2006).  
 1 – мезозойские и кайнозойские отложения; 2 – верхнепалеозойские отложения; 3 – нижне- и среднепалеозойские отложения; 4–6 – Байдарикский блок: 4 – ультра-зигтольский комплекс (средний-верхний рифей) 5 – тацангольский комплекс, 6 – нерасчлененные верхнеархейский и нижнепротерозойский комплексы; 7 – офиолиты Баянхонгорской зоны; 8 – островодужные вулканиты (венд-кембрий?); 9 – нерасчлененные гранитоиды позднего палеозоя-раннего мезозоя; 10 – нерасчлененные гранитоиды венда-раннего палеозоя; 11 – габброиды (ранний палеозой?); 12 – тектонические границы и зоны разломов; 13 – зона стратиграфического несогласия в основании ультраитольского комплекса; 14 – положение геохронологических проб гранитоидов: северного (1 – 5975, 2 – 5967, 3 – 6035) и южного доменов (4 – 6001, 5 – 6006) тацангольского комплекса; 6 – Цаганурекского массива (Vuchan et al., 2002; Jahn et al., 2004). Цифры в квадратах – домены Тацангольского блока (1 – северный, 2 – южный)

цевого метаморфизма в черносланцевой толще ульдзитгольского комплекса оценен К-Аг методом по актинолиту приблизительно в 840 млн. лет (Тектоника Монгольской..., 1974). К югу и юго-востоку от Баян-Хонгора (в междуречье Туин-гол и Тацаин-гол, хребет Усгэхийн-Нуру) также известны глубокометаморфизованные породы, становление которых связывалось с раннепротерозойским (1.7–1.9 млрд. лет) тектогенезом (Бойшенко, 1978). Вдоль контакта Байдарикского блока с офиолитами Баянхонгорской зоны на рифейские зеленосланцевые породы наложен более поздний метаморфизм, достигающий уровня амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой фациальной серии (рис. 2). Здесь развиты сланцы с парагенезисами: дистен-ставролит-гранат-биотит-плагиоклаз-кварц и гранат-дистен-мусковит-биотит-плагиоклаз-кварц, что отвечает условиям ставролит-биотит-дистен-мусковитовой субфации амфиболитовой фации<sup>1</sup>; в базитовых породах возникает парагенезис: роговая обманка-гранат-плагиоклаз. Интервал температур для этой субфации определяется около 500–600°C при давлении 5–8 кбар (Термо- и барометрия..., 1977). Эти кристаллические породы включались в состав до-рифейского фундамента Байдарикского блока (Кепежинская и др., 1987), однако единственным критерием для этого была степень метаморфизма, более высокая, чем в развитых южнее толщах рифейского ульдзитгольского комплекса. Позднее было установлено, что этот метаморфизм наложен на породы ульдзитгольского комплекса, когда в позднем кембрии–раннем ордовике происходила обдукция, сопровождавшаяся зональным метаморфизмом и внедрением гранитных плутонов (Рязанцев, 1994; Дергунов и др., 1997). Однако контактное воздействие посткинematических гранитов сопровождалось возникновением более поздних андалузитсодержащих парагенезисов, развивающихся по породам ульдзитгольского комплекса. Необходимо также подчеркнуть, что породы с парагенезисами дистен-силлиманитовой фациальной серии и прорывающие их гранитоиды, развитые в северо-западной части Байдарикского блока к северу и северо-востоку от сомона Бумбугер, не вовлекаются в более поздние складкообразующие деформации, с которыми связано становление главных картируемых северо-западных структур и собственно Байдарикского блока и офиолитов Баян-Хонгорской зоны (рис. 2). Кроме того, породы с дистенсодержащими парагенезисами устанавливаются вдоль всей зоны офиолитового меланжа независимо от контактов с гранитами, в том числе и в юго-восточной части Байдарикского блока (рис. 2). Для этой части Байдарикского блока получены оценки

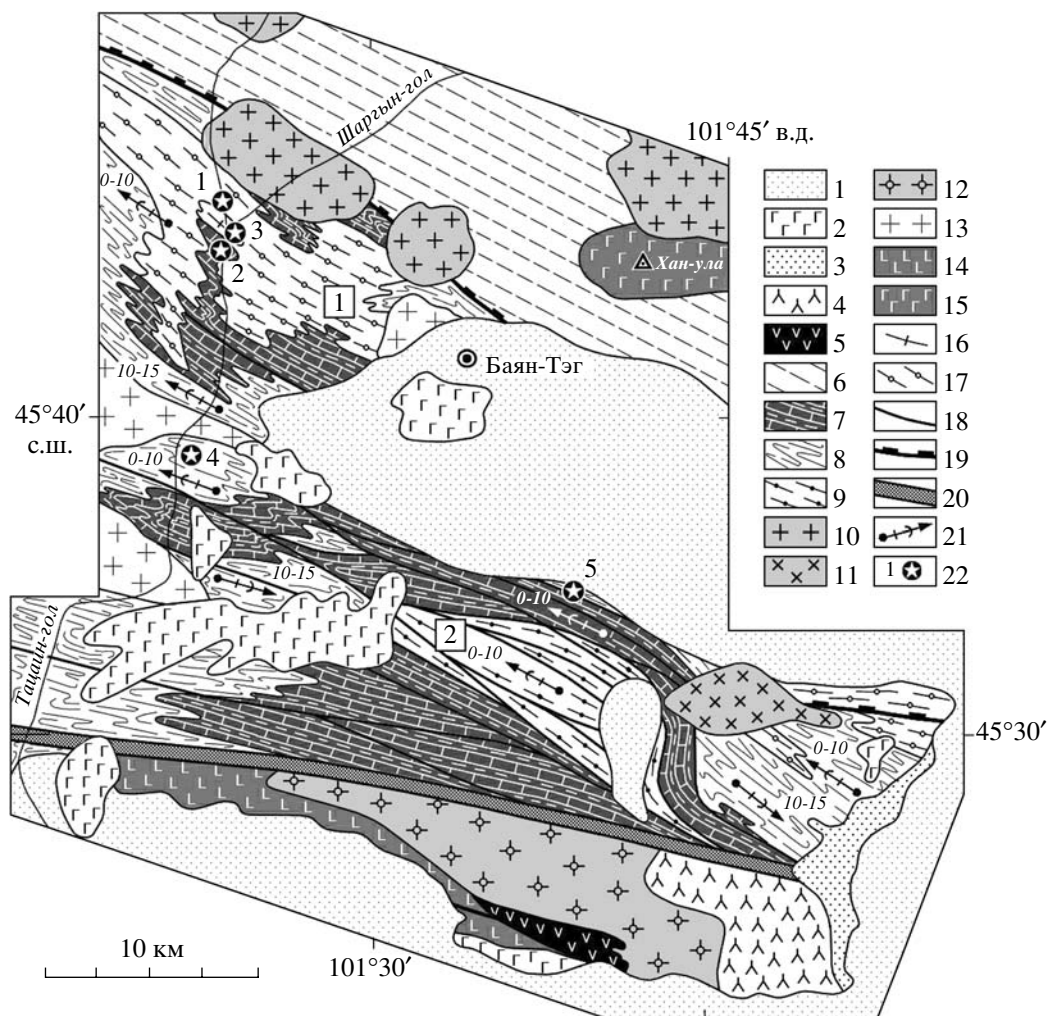
возраста низкоградиентного метаморфизма  $562 \pm 2$  млн. лет и наложенной структурной переработки  $547 \pm 4$  млн. лет (Козаков и др., 2006). Исходя из этого, представляется целесообразным выделить здесь самостоятельный Тацаингольский блок, а метаморфические породы объединить в тацаингольский комплекс, характеризующийся иной схемой развития эндогенных процессов по сравнению с архейскими и раннепротерозойскими образованиями фундамента Дзабханского микроконтинента.

### КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ТАЦАИНГОЛЬСКОГО БЛОКА

Наиболее полно кристаллические породы тацаингольского комплекса представлены в среднем течении реки Тацаин-гол и хребте Усгэхийн-Нуру (рис. 2). Их возрастные соотношения с толщами ульдзитгольского комплекса Байдарикского блока неясны, так как контакты между комплексами тектонические. Однако, по крайней мере, ко времени вендского низкоградиентного метаморфизма эти комплексы были пространственно совмещены. В составе комплекса устанавливается несколько толщ: 1) толща переслаивания мраморов, гнейсов, амфиболитов и кварцитов, 2) толща биотитовых, гранат-биотитовых и биотит-амфиболовых, гнейсов; 3) толща гранатовых амфиболитов с пропластками гнейсов и мраморов (рис. 3). Следует подчеркнуть, что гранатовые амфиболиты распространены неравномерно. С одной стороны, они входят в состав толщи переслаивания вместе с мраморами и гнейсами, где образуют протяженные пласты, с другой, эти породы слагают изолированные маломощные (0.5–1 м) дайкоподобные тела, представленные в различных частях разреза тацаингольского комплекса. В глиноземистых гнейсах этих толщ устанавливаются неравновесные ассоциации, содержащие дистен, ставролит, андалузит и силлиманит.

Основной структурный план этой части массива расшифровывается как система разновозрастных тектонических пластин различной мощности, разделенных субвертикальными зонами расчленения северо-западного простираения  $S_2$ , параллельных осевым поверхностям складок  $F_2$  с пологим погружением шарниров на северо-запад и юго-восток (рис. 3). В различной степени сжатые складки  $F_2$  (от изоклинальных до открытых) изгибают пологую систему кристаллизационной сланцеватости  $S_1$ . Последняя параллельна осевым поверхностям лежащих изоклинальных складок  $F_1$ , изгибающих более раннюю систему кристаллизационной сланцеватости  $S_0$  и метаморфической полосчатости. Таким образом, внутри каждой тектонической пластины устанавливаются породные ассоциации, которые можно рассматривать как фрагменты разрезов. В габбро-диорит-плагио-

<sup>1</sup> Название субфаций и фациальных серий по (Термо- и барометрия..., 1977).



**Рис. 3.** Схема геологического строения юго-восточной части Байдарикского блока. Составлена с использованием (Бойшенко, 1978; Карта геологических формаций..., 1989).

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – кайнозойские базальты; 3 – мезозойские отложения; 4 – кислые вулканиты (нижняя пермь); 5 – островодужные вулканиты (венд–кембрий?); 6 – зеленосланцевые толщи Баянхонгорской зоны (венд–кембрий?); 7–9 – тацаингольский комплекс (поздний рифей–венд?): 7 – толща переслаивания мраморов, гнейсов, амфиболитов и кварцитов, 8 – толща биотитовых, гранат-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов; 9 – толща гранатовых амфиболитов с пропластками мраморов; 10 – субщелочные граниты (229 млн. лет); 11 – гранодиориты (262 млн. лет); 12 – граниты (поздняя пермь); 13 – гранодиориты, трондьемиты (ранний палеозой?); 14 – габбро (ранний палеозой?); 15 – габбро (венд?); 16 – рассланцованные граносиениты (565 млн. лет); 17 – метаморфизованный габбро-диорит-плагиогранитный комплекс (древнее 565 млн. лет); 18 – субвертикальные зоны рассланцевания  $S_2$ ; 19 – разломы; 20 – зоны тектонитов; 21 – положение осевых поверхностей и ориентировка шарниров складок  $F_2$ ; 22 – положение объектов датирования как на рис. 2. Цифры в квадратах – домены Тацаингольского блока (1 – северный, 2 – южный).

гранитном комплексе, также как во вмещающих толщах, развита кристаллизационная сланцеватость  $S_1$ , смятая в складки  $F_2$  (рис. 3). Следует подчеркнуть, что становление главной картируемой структуры ( $F_2$ ,  $S_2$ ) в тацаингольском комплексе сопряжено с метаморфизмом андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Именно с зонами рассланцевания  $S_{1-2}$  связано образование силлиманита (иногда в парагенезисе с кордиеритом) и андалузита. Парагенезисы с дистеном и ставролитом в этих условиях становятся неустойчивыми и встречаются в виде реликтов. В интервале между низ-

ко- и высокоградиентным метаморфизмом происходило внедрение маломощных даек метадиабазов.

Интрузивные комплексы, широко развитые среди кристаллических пород Тацаингольского блока, различаются по характеру соотношения с процессами регионального метаморфизма и складчатости. Синметаморфические образования, превращенные в амфиболиты, амфиболовые гнейсы и гнейсо-граниты, рассматривались в составе кристаллического фундамента Байдарикского блока (Карта геологических..., 1989). Внедрение

наиболее ранних интрузивных комплексов предшествовало образованию пологой сланцеватости  $S_1$  и, соответственно, главных картируемых северо-западных складок и сланцеватости ( $F_2$ ,  $S_2$ ). Они представлены в метаморфизованном габбро-диорит-плаггиогранитном комплексе Шаргынгольского массива (точки 1 и 3 на рис. 3). Габбро и диориты комплекса прорваны небольшими телами и жилами граносиенитов с возрастом  $564 \pm 5$  млн. лет (данные этой статьи). Породы массива, включая жилы граносиенитов, как отмечалось, метаморфизованы, однако в них сохраняются первичные магматические структуры, а деформированная поверхность контакта массива срезает слоистость и раннюю метаморфическую полосчатость вмещающих пород (рис. 3). Следует подчеркнуть, что Шаргынгольский массив является композитным. Входящие в его состав габбро и диориты древнее  $564 \pm 5$  млн. лет. При этом в поле габбро и диоритов установлены метаморфизованные роговообманковые кварцевые диориты и гранодиориты с возрастом  $547 \pm 4$  млн. лет. Небольшие тела рассланцованных гранодиоритов с возрастом  $546 \pm 5$  млн. лет и гранитов с возрастом  $532 \pm 9$  млн. лет (данные этой статьи) развиты и среди метаморфических пород за пределами Шаргынгольского массива. На регрессивной стадии метаморфизма после образования складок  $F_2$  и сланцеватости  $S_2$  происходило внедрение гранатовых пегматоидных гранитов, приуроченных к локально проявленным зонам мигматизации.

Для массивов посткинematических гранитоидов, развитых в пределах Тацаингольского блока, достаточно надежные изотопно-геохронологические данные пока не получены; на основании косвенных данных предполагается широкий спектр возрастов: от позднего кембрия до мезозоя. Для субщелочных гранитов Найринтэлского массива северного обрамления блока, сходных с развитыми в его пределах (рис. 2, 3), определен возраст цирконов  $229 \pm 6$  млн. лет (Jahn et al., 2004).

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОБЪЕКТОВ ДАТИРОВАНИЯ

Объектами геохронологических исследований были гранитоиды, локализованные в метаморфических породах тацаингольского комплекса юго-восточной части Байдарикского блока, для которых устанавливаются соотношения со структурами, характеризующими определенные этапы складкообразующих деформаций и метаморфизма. При этом три пробы (6035, 5967, 5975) были взяты у северного контакта тацаингольского комплекса с толщами Баянхонгорской зоны (северный домен), две пробы (6001, 6006) в 25–30 км южнее, на северном склоне хребта Усгэхийн-Нуру (южный домен), что ближе к зоне контакта с

раннекаледонской Озерной зоны. Положение объектов датирования показано на рисунке 3.

**Граносиениты (проба 6035).** Гнейсовидные граносиениты слагают жильные тела и небольшой массив, протягивающийся от устья ручья Шаргын-гол на правый берег реки Тацаин-гол прорывающий породы комплекса роговообманковых диоритов, габбро-диоритов и габбро Шаргынгольского массива. В последних вблизи контакта с граносиенитами развиваются крупные (до 10–12 квадратных сантиметров) порфиробласты красного калиевого полевого шпата. Ксенолиты габброидов в граносиенитах местами почти полностью зарастают порфиробластами калиевого шпата. Кристаллизационная сланцеватость, развитая и в граносиенитах и вмещающих их габброидах, согласна с простиранием главных картируемых северо-западных структур в толще переслаивания гнейсов и мраморов рамы. По своему геологическому положению граносиениты и дайки метадиабазов могут рассматриваться как интрузивные образования, разделяющие процессы низко- и высокоградиентного метаморфизма и сопряженные с ними складкообразующие деформации.

**Пегматоидные граниты (проба 5967).** Дистенсодержащие двуслюдяные пегматоидные граниты прорывают биотитовые гнейсы с пропластками амфиболитов и диопсидовых кристаллических сланцев. Структура массивная, нет наложенного кливажа и рассланцевания. Во вмещающих биотитовых гнейсах установлены кристаллы ставролита. Данные граниты слагают протяженные (более 30 м), маломощные (15–30 см) согласные жилы, местами пересекающие под небольшим углом главную картируемую северо-западную субвертикальную сланцеватость и метаморфическую полосчатость. Поверхность контакта срезает мелкие складки с крутоориентированными шарнирами, изгибающие более раннюю систему сланцеватости. Датирование этих гранитов позволило дать оценку возраста метаморфизма дистен-силлиманитовой фациальной серии в Байдарикском блоке в зоне сочленения с офиолитами Баянхонгорской зоны –  $562 \pm 2.4$  млн. лет (Козаков и др., 2006).

**Роговообманковые гранодиориты (проба 5975)** слагают полого ориентированные тела среди поля габброидов Шаргынгольского массива (рис. 3). Они входят в состав ранней фазы диорит-гранодиорит-гранитного комплекса, становление которого происходило после завершения низкоградиентного метаморфизма и сопряженной с ним складчатости. В гранодиоритах, как и во вмещающих габброидах ранней фазы, устанавливаются пологие зоны рассланцевания, в которых новообразованные минералы представлены биотитом и роговой обманкой. Эти зоны смяты в открытые

прямые складки с СЗ простиранием осевых поверхностей и субгоризонтальной ориентировкой шарниров, которые определяют главную картируемую структуру и в метаморфических породах тацаингольского комплекса.

**Гнейсовидные гранодиориты (проба 6006)** слагают пластовое тело мощностью около 1.5 м в толще переслаивания гнейсов, мраморов и амфиболитов, согласное с СЗ кристаллизационной сланцеватостью и метаморфической полосчатостью, параллельной осевым поверхностям прямых изоклинальных складок, определяющих структуру южного домена тацаингольского комплекса.

**Гнейсовидные гранатовые граниты (проба 6001)** слагают пластовое тело мощностью около 50 см в толще переслаивания гнейсов, мраморов и амфиболитов, согласное с северо-западной кристаллизационной сланцеватостью и метаморфической полосчатостью, параллельной осевым поверхностям прямых изоклинальных складок.

Геологическое положение гранитоидов южного домена показывает, что их становление происходило в условиях складкообразующих деформаций. При этом развитие сквозной сланцеватости в телах гранитоидов этой группы дает основание полагать, что метаморфические преобразования продолжались и после их внедрения. Датирование этих гранитоидов позволяет дать оценку возраста наложенного метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии.

#### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ТАЦАИНГОЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА

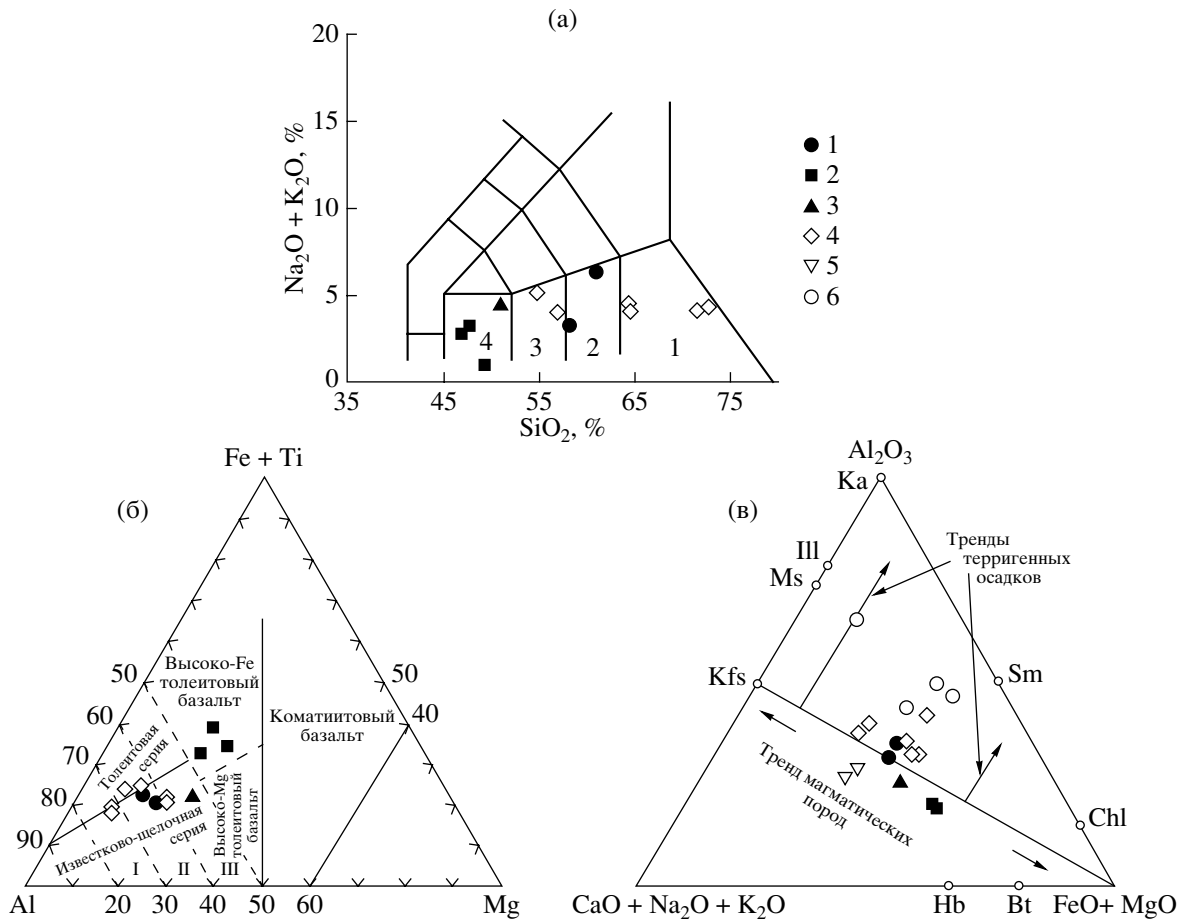
Валовые химические составы типовых метаморфических пород тацаингольского комплекса и локализованных в его пределах гранитоидов и метабазитов приведены в таблицах 1 и 2; данные о содержании редкоземельных (РЗЭ) и редких элементов – в таблице 3.

В тацаингольском комплексе наиболее широко распространены биотитовые, биотит-амфиболовые, двуслюдяные и гранат-биотитовые гнейсы. В последних встречаются полиморфы (дистен, силлиманит, андалузит) и ставролит. Биотитовые и амфиболовые гнейсы по химическому составу отвечают андезитам нормального ряда (табл. 1, рис. 4а). Они имеют характерный для неизменных магматических пород индекс химического выветривания  $CI_A = 50-55$  (Nesbitt, Yong; 1982).  $Y/Zr$  отношение равно 10. По этому параметру (Barrett et al., 1999) и данным (Jensen, 1976) (рис. 4б) они попадают в поле известково-щелочной серии.  $Ti/Zr = 22$  (табл. 3) близко к верхнекоровому (Тейлор, Мак-Леннан; 1988). Породы характеризуются фракционированным распределением

РЗЭ ( $(La/Yb)_N = 12.6$ ) (рис. 5а) с обогащением легкими РЗЭ ( $(La/Sm)_N = 3.7$ ), практически не фракционированным распределением тяжелых РЗЭ и слабо выраженной Eu аномалией. Спайдерграммы характеризуются отрицательными аномалиями Nb, Ta и Ti (рис. 5а), что, вероятнее всего, связано с фракционированием титаномагнетита или амфибола. Породы обогащены Rb, Ba, Th и U и обеднены Ta, Nb, Ti в меньшей степени Hf и Zr. Подобные характеристики сближают их с породами известково-щелочных серий, сформированными в надсубдукционных условиях.

Глиноземистые гранат-биотитовые гнейсы (обр. 6040а, 6130, 6030–2) по сравнению с изученными метаандезитами имеют меньшие концентрации  $SiO_2$ ,  $Na_2O$  при одновременном увеличении  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $K_2O$ , Cr, V (табл. 1). При этом повышается  $Mg/Ca$  отношение ( $MgO/CaO > 1$ ), индекс химического выветривания (отражающий процесс преобразования плагиоклаза) изменяется до величины, не свойственной магматическим породам ( $CI_A = 69$ ). Данная разновидность гнейсов характеризуется более пологим по сравнению с метаандезитом графиком распределения РЗЭ (рис. 5а) с  $(La/Yb)_N = 6.54$ ,  $(La/Sm)_N = 3.6$ ,  $(Gd/Yb)_N = 1.3$ , суммой РЗЭ = 156.1 и отрицательной Eu аномалией. Такие особенности состава могут быть связаны с выплавлением кварц-полевошпатовой лейкократовой составляющей при мигматизации, а образующиеся при этом породы будут иметь реститовую природу. Однако в тацаингольском комплексе процессы мигматизации и формирования анатектических расплавов на современном эрозионном срезе нигде не установлены. Более вероятным представляется, что эти породы являются метаморфизованными продуктами разрушения туфогенного и тефрогенного материала (граувакки), которые были переотложены без существенного переноса. Двуслюдяные гнейсы (обр. 6104, 6105) по химическому составу близки риолитам. По сравнению с вышеописанными метаандезитами (обр. 6130-1) они несущественно обогащены  $SiO_2$  и щелочами при обеднении всеми другими элементами. Хотя нельзя исключать, что некоторые изменения химического состава могут быть связаны с наложенными процессами, скорее всего эти гнейсы также возникли за счет вулканических кислого состава или продуктов их переотложения.

В целом для гнейсов тацаингольского комплекса (даже с учетом возможной переработки) соотношение глинозема и суммы Ca, Na и K в большинстве проанализированных проб осталось близким к магматическим (индекс  $CI_A$  изменяется от 50 до 55) (Nesbitt, Yong; 1984, 1989) (рис. 4в). Только редко встречающиеся силлиманитсодержащие породы (обр. 6130) имеют  $CI_A = 69$  (на диаграмме рис. 4в фигуративная точка смещена к вершине  $A_2O_3$ ). По своим характеристикам гней-



**Рис. 4.** Составы метаморфических пород Байдарикского блока на классификационной диаграмме  $(Na_2O + K_2O) - (SiO_2)$  (а) и дискриминационных диаграммах  $Al-(Fe + Ti)-Mg$  в катионных % (Jensen, 1976) (б) и  $Al_2O_3-(CaO + Na_2O + K_2O)-(FeO + MgO)$  в мол. % (Nesbitt, Yong, 1984, 1989) (в).

1–5 – тацаингольский комплекс: 1 – биотитовые и амфиболовые гнейсы (метаандезиты) (пр. 6003, 6130-1); 2 – гранатовые амфиболиты (пр. 6002, 6012, 6147-1); 3 – метадиабаз (пр. 6124-1); 4 – биотитовые, гранат-биотитовые и двуслюдяные гнейсы (пр. 6040, 6040а, 6104, 6105, 6130, 6130-2); 5 – диопсид-амфиболовые гнейсы (пр. 5999; 6123); 6 – ульдзитгольский комплекс: “черные” сланцы (5595, 5596, 5596-1), гранат-биотитовый гнейс (6090-2);

Поля на диаграмме а: 1 – дациты, 2 – андезиты, 3 – андезито-базальты, 4 – базальты.

Поля на диаграмме б: дациты (I), андезиты (II), базальты (III) известково-щелочной серии.

На диаграмме (в) стрелками показаны направления изменения состава кислых и основных магматических пород при химическом выветривании. Буквами обозначены идеализированные составы минералов: Hb – роговая обманка, Bt – биотит, Kfs – калиевый полевой шпат, Ms – мусковит, III – иллит, Ka – каолинит, Sm – смектит, Chl – хлорит.

сы тацаингольского комплекса могут соответствовать вулканитам известково-щелочной серии вулканической дуги или продуктам их размыва. Несколько повышенные содержания суммы щелочей и калия (обр. 6003, 6040), по-видимому, могут быть связаны с присутствием в источниках примеси более древнего материала, о чем свидетельствуют значения Nd модельных возрастов (см. ниже).

Гранатовые амфиболиты, локализованные в разных толщах, по химическому составу отвечают Fe-Ti толеитовым базальтам (рис. 4б). Они обогащены  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$ , V и характеризуются близкими спектрами распределения несовмести-

мых элементов, занимая промежуточную позицию между составами, типичными для OIB и E-MORB. Для пород характерно отсутствие отчетливых аномалий Nb и Ti (рис. 5а), при величине  $(La/Nb)_N = 0.7-1.3$ , что является признаками базальтов океанических плато и островов (Kerr et al., 2000). На рис. 4б для сопоставления приведено также поле составов пород дайкового пояса, прорывающего толщи ульдзитгольского комплекса. Очевидно, что обе группы пород близки по составу, что, возможно, свидетельствует об их геологической связи.

С этих позиций можно предполагать, что эти гранатовые амфиболиты не входили вместе с



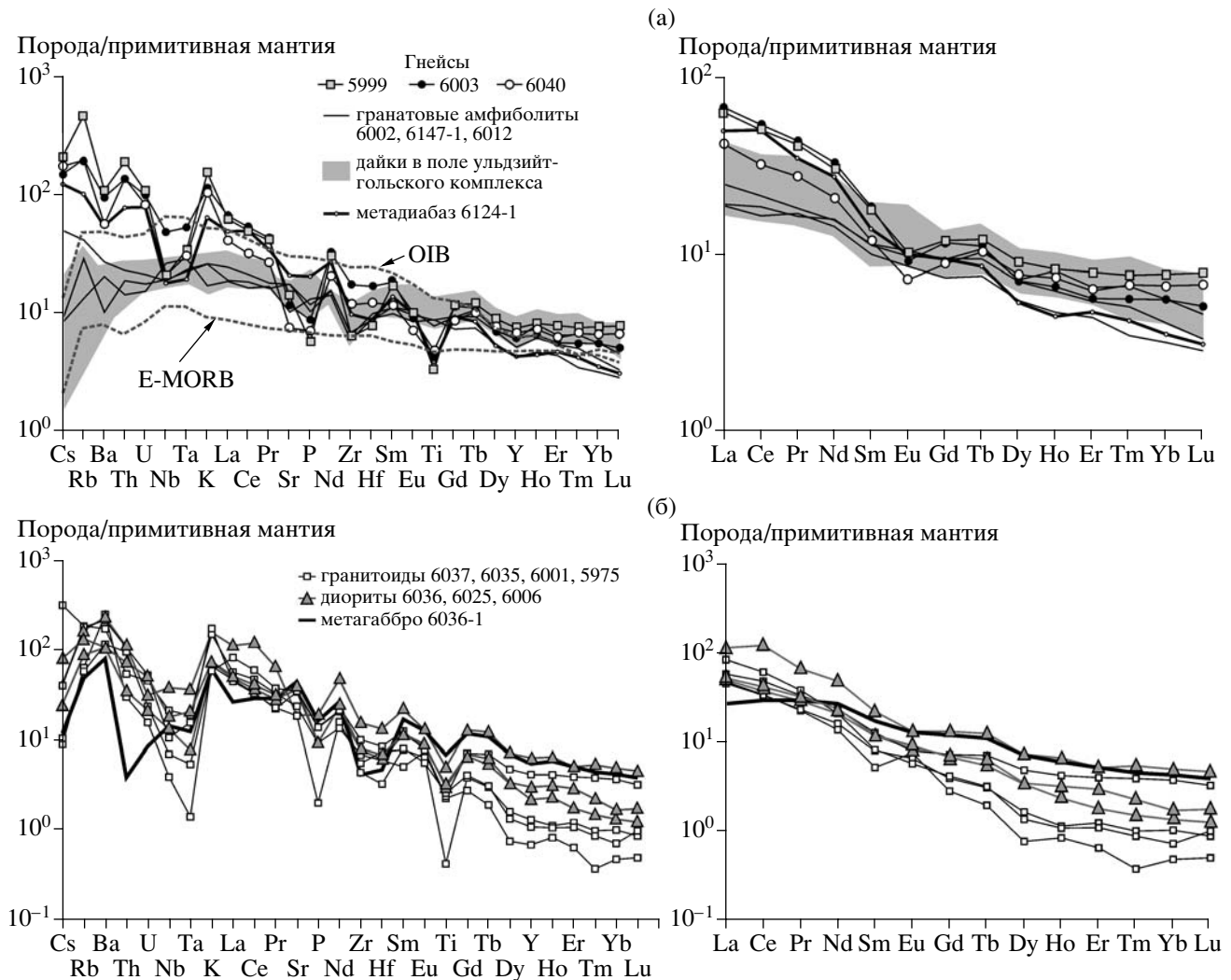


Рис. 5. Распределение нормированных к примитивной мантии (Sun., McDonough, 1989) РЗЭ и редких элементов в метаморфических (а) и интрузивных (б) породах тацаингольского блока.

гнейсами в состав единой вулcano-плутонической ассоциации тацаингольского комплекса. Гнейсы были сформированы главным образом за счет пород вулканической дуги при незначительном участии более древнего материала. Можно предположить, что дайкоподобные тела гранатовых амфиболитов были “вложены” в разрез как интрузивные тела, после чего вовлечены в процессы низкоградиентного и более позднего высокоградиентного метаморфизма. Карбонатные толщи, по-видимому, венчают разрез тацаингольского комплекса. Их “переслаивание” с гнейсами и гранатовыми амфиболитами обусловлено неоднократным образованием изоклинальных складок и сдвиговых зон, определяющих становление главной картируемой структуры тацаингольского комплекса.

Метадиабазы (обр. 6124-1), внедрение которых происходило в интервале между низко- и вы-

сокоградиентным метаморфизмом, попадают в поле вулканитов известково-щелочной серии (рис. 4б). Они характеризуются относительно высокими содержаниями  $Al_2O_3$  (16.90%),  $K_2O$  (1.8%) и более низкими концентрациями  $TiO_2$  (1.3%),  $Fe_2O_3$  (9.64%). По сравнению с гранатовыми амфиболитами, в метадиабазе более высокие содержания таких несовместимых элементов, как Ba, Rb, Th, U, легкие РЗЭ и в целом более дифференцированный спектр распределения РЗЭ с  $(La/Yb)_N = 14$ ,  $(La/Sm)_N = 3.7$  и  $(Gd/Yb)_N = 2.7$  (рис. 5а). На спайдерграмме в них отмечаются отрицательные аномалии Ti, Ta и Nb ( $(La/Nb)_N = 2.8$ ), несмотря на то, что содержания этих элементов близко к их содержанию в амфиболитах. Метадиабазы слабо дифференцированы ( $MgO = 6.1\%$ ), поэтому относительная их обогащенность несовместимыми элементами, возможно, связана с осо-

Таблица 1. Химические составы метаморфических пород Тацаингольского блока

Компонент	5999	6123	6003	6104	6105	6040	6040a	6130	6130-1	6130-2	6002	6012	6147-1	6090-2	5595	5596	5596-1	6150
SiO <sub>2</sub>	58.39	67.2	60.88	73	71.8	64.33	64.5	54.8	57.6	57.3	47.57	46.8	49.4	64.5	68.92	60.81	84.4	69
TiO <sub>2</sub>	0.84	0.62	1.18	0.69	0.72	0.91	0.89	1.11	1.04	0.95	1.92	2.48	2.91	0.96	0.77	0.82	0.36	0.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.81	11.5	16.12	12.7	12.2	13.09	13.9	20.8	16.9	17.3	15.13	13.9	13.4	16.7	15.85	19.1	9.78	13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	6.48	5.05	8.61	4.4	4.4	6.57	6.78	10.4	8.01	8.95	14.44	16.1	17.2	5.98	5.77	8.23	0.82	6.48
MnO	0.11	0.12	0.1	0.05	0.05	0.1	0.1	0.05	0.09	0.11	0.2	0.24	0.22	0.06	0.03	0.05	0.01	0.11
MgO	3.31	2.7	2.39	1.3	1.21	3.58	3.47	2.35	3.76	2.73	5.3	7.06	5.21	2.09	1.81	2.73	0.3	2.94
CaO	7.48	8.01	2.67	2.25	3.11	3.14	3.05	1.91	6.99	4.75	10.64	9.47	10	0.7	0.28	0.2	0.1	0.76
Na <sub>2</sub> O	1.76	2.51	3.11	2.38	2.25	1.59	1.37	0.7	1.73	<0.05	2.57	2.21	0.37	1.01	0.84	0.77	0.28	1.47
K <sub>2</sub> O	4.28	0.61	3.18	2.02	1.97	2.94	2.79	4.48	1.44	4.06	0.73	0.48	0.72	5.17	2.18	2.91	2.4	2.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.11	0.19	<0.05	<0.05	0.15	0.14	0.22	0.06	<0.05	0.22	0.28	0.25	0.09	0.08	0.03	0.03	0.211
п.п.п.	2.34	1.32	1.59	0.89	1.96	2.75	2.56	2.95	2.12	3.53	1.49	0.643	0.207	2.32	3.3	4.15	1.48	2.92
Сумма	99.92	99.75	100.02	99.68	99.67	99.15	99.55	99.77	99.74	99.68	100.21	99.66	99.89	99.58	99.83	99.80	99.96	99.66
СIA	41	37	55	55	52	55	56	69	50	57				66	79	80	75	68

Примечания. 5999 – дипсид-амфиболовый гнейс; 6123 – будина в гнейсах; 6003, 6104 – биотитовый гнейс в ассоциации с мраморами и амфиболитами; 6105 – гранат биотитовый гнейс; 6040, 6040a – биотитовые гнейсы (дзэгская свита, Баян-Хонгорской зоны ?); 6130, 6130-1, 6130-2 – биотитовые гнейсы “бескарбонатной” толщии); 6002, 6012, 6147-1 – гранатовые амфиболиты; 6090-2 – гранат-биотитовый гнейс ульдзитгольского комплекса; 5595, 5596, 5596-1 – “черные” сланцы ульдзитгольского комплекса; 6150 – зеленый сланец северного обрамления Тацаингольского блока.

\* Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – железо общее, п.п.п. – потеря при прокаливании, CIA = 100 × [Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)] (в мол. %).

**Таблица 2.** Химические составы магматических пород Тацаингольского блока

Компонент	5967	5975	6037	6025	6036	6036-1	6035	6001	6006	6124-1
SiO <sub>2</sub>	72.4	67.69	68.36	60.86	60.97	47.47	66.14	73.49	63.7	50.9
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.68	0.57	1.07	0.88	1.68	0.6	0.17	0.75	1.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.7	14.71	15.42	17.01	17.82	19.02	16.14	14.33	18.03	16.9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0.96	4.6	3.73	5.62	5.65	10.31	3.83	1.53	4.23	9.64
MnO	0.02	0.06	0.04	0.08	0.08	0.13	0.08	0.03	0.04	0.15
MgO	<0.05	1.68	1.42	2.03	2.21	5.37	1.18	0.35	1.61	6.09
CaO	0.95	3.71	3.13	2.9	4.83	9.1	2.36	0.97	4.49	8.48
Na <sub>2</sub> O	2.84	3.63	4.22	4.52	4.23	3.69	4.32	3.5	3.78	2.85
K <sub>2</sub> O	7.08	1.64	1.86	4.42	2.03	1.71	4.2	4.86	2.09	1.8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0.05	0.3	0.2	0.41	0.3	0.35	0.2	0.04	0.12	0.43
п.п.п.	0.55	1.01	0.88	0.92	0.8	1.06	0.9	0.65	1.02	1.08
Сумма	99.57	99.71	99.83	99.84	99.8	99.89	99.95	99.92	99.86	99.62

*Примечания.* 5967 – дистенсодержащий пегматоидный гранит ( $562 \pm 2$  млн. лет); 5975, 6037 – биотитовые роговообманковые гранодиориты ( $547 \pm 4$  млн. лет); 6025 – диорит с порфиробластами микролина; 6036 – диорит; 6036-1 – метагаббро-амфиболит; 6035 – граносиенит ( $564 \pm 5$  млн. лет); 6001 – гранатовый гнейсо-гранит ( $532 \pm 9$  млн. лет); 6006 – гранодиорит ( $546 \pm 5$  млн. лет); 6124-1 – метадиабаз, разделяющий процессы низко- и высокоградиентного метаморфизма.

\* Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – железо общее, п.п.п. – потери при прокаливании.

бенностями состава источника расплавов и низкими степенями его плавления.

По геохимическим характеристикам породы тацаингольского и ульдзитгольского комплексов существенно различаются. Породы черносланцевой толщи ульдзитгольского комплекса варьируют по составу от первично каолинит-гидрослюдистых глин и алевролитов (обр. 5595 и 5596) до субкварцевых песчаников (обр. 5596-1) и имеют высокие индексы CIA (66–80) (рис. 4в), свидетельствующие о заметном химическом выветривании, характерном для продуктов осадочной дифференциации. Особенности состава ульдзитгольского комплекса указывают на мелководные обстановки осадконакопления при незначительном поступлении зрелого кварцевого материала протоплатформенных кор выветривания (Козаков и др., 2007).

Для гранитоидов, локализованных в пределах тацаингольского комплекса, характерны сильно фракционированные графики распределения РЗЭ с обогащением легкими и обеднением тяжелыми РЗЭ ( $(La/Yb)_N = 10.9-115.3$ ,  $(La/Sm)_N = 3.1-10.2$ ,  $(Gd/Yb)_N = 1.8-12.0$ ). На графиках (рис. 5б) слабо проявлены отрицательные аномалии Eu ( $Eu/Eu^* = 0.4-1.0$ ). Исключение составляет пегматоидный гранит (обр. 5967), для которого характерна положительная Eu-аномалия ( $Eu/Eu^* = 5.6$ ), и сумма РЗЭ в целом ниже, чем в гнейсах и других образцах гранитоидов. Во всех гранитоидах четко проявлены Nb-Ta, Zr-Hf и Ti отрицательные аномалии ( $(Th/Ta)_N = 2.7-35.1$ ,  $(La/Nb)_N = 0.6-12.2$ ) (табл. 3), что типично для пород, сформирован-

ных над зонами субдукции в обстановках конвергентных границ плит.

## РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

U-Pb изотопные исследования выполнены как для достаточно больших навесок (~0.3 мг), так и для единичных зерен циркона. Контроль внутреннего строения индивидуальных зерен циркона осуществлялся с помощью оптического микроскопа и катодолюминесценции (CLC метод (Poller et al., 1997)). В последнем случае для U-Pb изотопных исследований использовалась ~1/2 часть зерна циркона, извлеченная непосредственно из препарата для катодолюминесцентных исследований. Выбранный кристалл циркона подвергался многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO<sub>3</sub>. При этом после каждой ступени зерно циркона или его фрагмент промывалось особо чистой водой. Разложение и химическое выделение Pb и U проводилось по модифицированной методике Т. Кроу (Krogh, 1973). Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 20 пг Pb. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом режиме или с помощью электронного умножителя (коэффициент дискриминации для Pb –  $0.32 \pm 0.11$  аем). Обработка экспериментальных данных проводилась по программам "PbDAT" (Ludwig, 1991) и "ISOPLOT" (Ludwig, 1999). При расчете возрастов использованы общепринятые значе-

Таблица 3. Содержание (ppm) RЭЭ и малых элементов в метаморфических и магматических породах Байдаринского блока

Элемент	5967	6124	5975	6037	6001	6006	6036	6036-1	6025	6035	5965	6002	6147-1	6012	5999	6003	6040	6090-2	6124-1
Li	9.61	23.3	9.49	11.3	18.9	44.2	12.8	11.5	32.9	15.4	7.38	25.4	2.14	3.18	81.7	30.4	39.4	32.1	21.4
Be	1.25	0.81	1.13	1.57	1.89	2.92	2.1	1.21	3.73	3.52	1.23	1.06	1.36	1.27	2.46	2.33	3.37	2.38	1.55
Sc	0.06	13.7	1.39	4.47	1.77	5.31	7.98	19.0	11.2	5.56	1.2	33.7	21.9	30.6	13.7	15.0	14.7	13.4	14.3
Ti	379	3079	3407	2992	555	3948	4228	9032	6605	3152	1661	10234	11485	11554	4330	6350	5482	4444	5137
V	6.98	65.4	62.8	46.0	5.00	47.0	67.0	164	86	41.5	18.0	312	268	278	59.0	64.0	73.0	71.0	126
Cr	7.92	41.4	13.3	10.3	2.62	3.71	11.1	33.0	5.84	9.39	31.0	44.1	50.2	113	38.8	44.4	56.1	64.2	20.8
Co	1.46	12.4	7.95	7.55	1.24	8.57	11.1	30.2	12.3	6.37	3.31	44.8	35.2	43.7	18.3	18.2	17.0	12.8	25.0
Ni	9.25	32.8	7.04	6.12	1.55	4.01	6.16	23.0	3.07	5.77	23.3	37.9	47.0	75.8	28.4	24.2	27.4	30.3	25.3
Cu	4.83	1.30	13.9	3.61	2.68	8.35	1.96	14.5	5.57	5.92	7.04	98.5	21.7	0.68	25.2	14.3	2.93	0.19	13.9
Zn	2.04	57.3	45.2	49.5	32.4	87.0	78.9	110	81.7	48.1	33.7	102	59.8	60.5	132	111	124	48.0	46.5
Ga	14.2	15.2	15.0	16.5	17.9	25.5	21.7	23.5	19.2	19.6	17.2	20.7	18.3	17.3	20.2	23.0	20.4	20.4	13.5
Rb	127	94.1	38.3	42.2	120	87.9	58.5	32.3	110	123	222	27.3	19.0	8.72	309	131	129	152	66.7
Sr	325	171	777	761	415	867	808	994	419	529	219	389	391	227	307	259	166	133	462
Y	1.43	13.2	5.18	3.28	6.21	10.5	14.4	26.0	30.2	19.8	9.30	28.6	24.5	20.3	35.5	29.1	32.4	26.8	20.4
Zr	40	43.8	220	225	105	215	241	281	364	353	37	123	40.7	50.3	251	294	276	250	114
Nb	1.12	12.9	5.23	2.93	7.94	13.5	9.92	10.7	28.6	15.9	8.73	13.9	14.3	19.7	15.7	36.1	15.6	15.6	13.3
Cs	1.11	2.49	0.35	0.3	1.35	2.7	0.84	0.4	1.43	10.6	1.92	1.66	0.3	0.28	7.15	5.03	5.85	5.19	4.1
Ba	1296	636	851	1839	1572	791	783	591	1696	1270	1272	198	74	149	798	698	411	700	399
La	8.87	27.4	61.3	34.7	33.1	38.0	36.2	19.6	83.2	42.2	51.1	18.1	14.0	13.7	46.0	49.1	30.4	36.4	36.2
Ce	15.3	64.2	116	64.5	63.5	79.1	70.8	55.7	231	91.5	116	40.6	35.2	31.3	95.5	102	60.9	85.7	95.4
Pr	1.58	6.49	10.7	6.32	6.47	9.03	8.09	8.21	18.6	9.35	13.9	5.08	4.58	4.75	11.6	12.2	7.68	9.06	9.75
Nd	5.11	25.4	30.4	19.4	22.7	33.4	29.5	38.0	67.9	33.2	49.4	21.9	22.2	20.2	42.7	46.4	29.4	34.9	38.6
Sm	0.9	4.64	3.77	2.37	3.65	5.47	5.38	7.92	10.1	5.85	10.4	5.24	5.16	4.6	8.18	8.48	5.47	6.23	6.39
Eu	1.5	1.03	0.98	1.29	1.12	1.57	1.46	2.21	2.27	1.36	1.46	1.8	1.68	1.47	1.75	1.58	1.24	1.36	1.72
Gd	0.75	3.61	2.51	1.71	2.37	4.11	4.3	7.3	8	4.39	6.72	5.71	5.77	4.51	7.28	7.08	5.38	5.29	5.73
Tb	0.08	0.54	0.31	0.19	0.3	0.53	0.62	1.08	1.22	0.69	0.79	1.05	0.92	0.74	1.19	1.09	1.01	0.9	0.84
Dy	0.4	2.58	1.03	0.58	1.24	2.54	2.61	5.36	5.5	3.66	2.51	5.48	5.35	4.19	6.89	5.41	5.85	5.24	4.08
Ho	0.04	0.46	0.18	0.14	0.19	0.39	0.53	0.99	1.1	0.7	0.35	1.35	1.04	0.79	1.38	1.1	1.23	1.01	0.75
Er	0.12	1.14	0.54	0.32	0.61	0.88	1.46	2.55	2.54	1.97	0.77	3.24	2.7	2.19	3.93	2.8	3.09	2.78	2.35
Tm	0.01	0.19	0.07	0.03	0.08	0.12	0.18	0.36	0.43	0.31	0.08	0.53	0.41	0.28	0.61	0.45	0.54	0.38	0.34
Yb	0.06	0.96	0.36	0.24	0.51	0.67	0.85	2.13	2.47	1.86	0.46	2.8	2.06	1.6	3.87	2.79	3.34	2.69	1.78
Lu	0.01	0.13	0.08	0.04	0.07	0.1	0.14	0.31	0.37	0.26	0.06	0.37	0.27	0.23	0.63	0.41	0.54	0.35	0.25
Hf	0.9	0.55	4.5	5.4	3.9	5.1	5.33	8.6	4.32	8.3	1.2	4.6	2.1	0.83	8.5	8.1	7.9	5.9	2.84
Ta	0.05	0.87	0.23	0.06	0.67	0.88	0.33	0.53	1.55	0.8	0.55	0.99	0.95	1.22	1.46	2.25	1.31	1.3	0.82
Pb	20.9	19.7	7.27	6.8	30.2	16.1	6.79	4.38	12.4	11.9	57.8	4.22	3.21	2.24	25.9	13.47	16.7	15.5	7.7
Th	1.35	6.86	8.95	2.8	9.99	6.78	3.25	0.36	10.29	5.07	39.7	2.14	1.75	1.33	17.7	12.7	12.8	12.9	7.24
U	0.17	1.08	0.53	0.35	1.18	1.13	0.48	0.19	0.7	1.02	1.55	0.47	0.39	0.34	2.38	2.2	1.83	2.15	1.75

Примечания. 5967 – пегматоидный гранит; 6124 – гранатовый гнейсо-гранит; 5975, 6037 – биотитовый гранодиорит; 6001 – гнейсо-гранит; 6006 – гранодиорит; 6036-1 – метатаббро-амфиболит; 6025 – диорит с порфиробластами микролина; 6035 – расщепленный граносенит; 5965 – массивный пегматоидный гранит (гранит ранний палеозой?); 6002, 6147-1, 6012 – гранатовый амфиболит; 5999 – дипсид-амфиболовый гнейс; 6003, 6040 – биотитовый гнейс; 6090-2 – метапесчаник (гранат-биотитовый гнейс) ультраитгольского комплекса; 6124-1 – метадиабаз.

ния констант распада урана (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне  $2\sigma$ . Результаты исследований цирконов приведены в таблице 4 и на рисунках 6 и 7.

**Граносиениты (проба 6035).** В граносиенитах преобладает акцессорный циркон, образующий субидиоморфные полупрозрачные, часто трещиноватые кристаллы рыжевато-коричневого цвета призматического и короткопризматического облика (рис. 6А). Циркон обладает зональным внутренним строением. Отдельные зерна содержат метамиктные зональные ядра и широкие незональные оболочки, а также большое количество газовой-жидких и твердофазных минеральных включений (рис. 6А). Не больше 10% от общего количества циркона в пробе составляют идиоморфные прозрачные зональные кристаллы розового цвета длиннопризматического, призматического и короткопризматического облика. Размер зерен циркона изменяется от 40 до 300 мкм;  $K_{удл} = 1.5-5.0$ . Морфологические особенности исследованного циркона указывают на его магматическое происхождение.

Для проведения изотопных исследований были использованы три микронавески наиболее прозрачных кристаллов циркона как желтого, так и светло-розового цвета (№ 1-3, табл. 4), причем циркон двух из них был предварительно подвергнут аэроабразивной обработке. Точки изотопного состава проанализированного циркона аппроксимируются линией регрессии, верхнее пересечение которой с конкордией составляет  $562 \pm 25$  млн. лет, нижнее – близко к нулю ( $-51 \pm 760$  млн. лет); СКВО = 0.18 (рис. 7А). Большая величина погрешности возраста определяется расположением точек состава вблизи верхнего пересечения дискордии с конкордией. В качестве наиболее точной оценки возраста граносиенитов мы принимаем среднее значение возраста  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  исследованного циркона  $564 \pm 5$  млн. лет (СКВО = 0.1).

**Пегматоидные граниты (проба 5967).** Акцессорный циркон представлен субидиоморфными, реже идиоморфными полупрозрачными или прозрачными кристаллами и их обломками короткопризматического и призматического габитуса светло-розового и светло-коричневого цвета (рис. 6Б). Подавляющее большинство кристаллов циркона характеризуется присутствием частично метамиктизированных ядер неправильной формы и прозрачной зональной оболочки с высоким двупреломлением (рис. 6Б). Размер зерен циркона изменяется от 50 до 200 мкм;  $K_{удл} = 2.0-3.0$ .

U-Pb исследования были выполнены для единичных зерен циркона, в том числе выбранных

при помощи катодолюминесцентного контроля (CLC) (№ 4, 5, табл. 4, рис. 6Б), а также микронавесок циркона, подвергнутого предварительной кислотной обработке (Mattinson, 1994) (№ 6, 7, табл. 4). Точки изотопного состава единичных зерен циркона, а также 25 вершинок кристаллов, подвергнутых кислотной обработке, образуют линию регрессии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту  $570 \pm 17$  млн. лет (нижнее пересечение соответствует  $224 \pm 190$  млн. лет, СКВО = 0.047). При этом точка состава 25 зерен циркона располагается на конкордии, а его конкордантный возраст (concordia age) составляет  $562 \pm 2$  млн. лет (СКВО = 1.02, вероятность = 0.31), что совпадает с возрастом, соответствующим верхнему пересечению дискордии. Несколько более древним значением возраста  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  характеризуются 40 зерен циркона из фракции >100 мкм., также подвергнутого предварительной кислотной обработке (№ 7, табл. 4), что указывает на присутствие в нем более древней унаследованной компоненты радиогенного свинца. Принимая во внимание магматический характер исследованного циркона, полученное конкордантное значение его возраста  $562 \pm 2$  млн. лет мы принимаем в качестве наиболее точной оценки времени кристаллизации.

**Роговообманковые гранодиориты (проба 5975).** Циркон представлен кристаллами двух типов. К первому типу отнесены идиоморфные прозрачные зерна и, главным образом, их обломки, бесцветные или имеющие бледно-желтую окраску, длиннопризматического и призматического облика, характеризующиеся высоким двупреломлением и зональным внутренним строением (рис. 6В). Кристаллы циркона второго типа субидиоморфны, полупрозрачны, трещиноваты, характеризуются призматическим, редко длиннопризматическим обликом и желтой окраской. Для их внутреннего строения характерно развитие магматической зональности, которая полностью исчезает в краевых частях кристаллов, отличающихся пониженным двупреломлением (рис. 6В). Размер зерен циркона изменяется от 50 до 250 мкм;  $K_{удл} = 2.0-4.0$ .

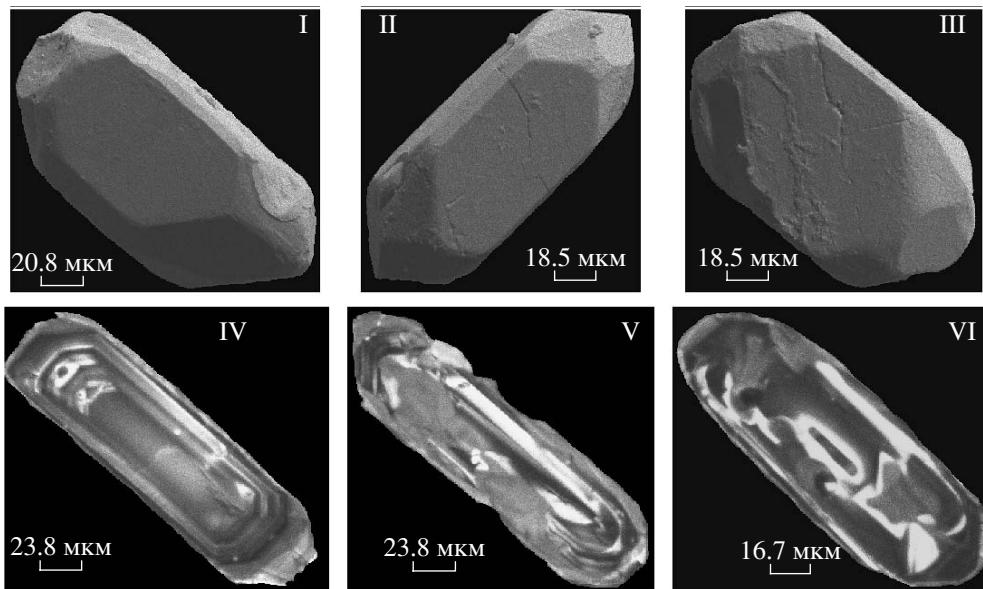
Для проведения U-Pb исследований были использованы три навески наиболее прозрачных кристаллов циркона первого типа, отобранных из размерных фракций  $-85 + 60$  мкм,  $-100 + 85$  мкм. и  $>100$  мкм. и предварительно подвергнутых аэроабразивной обработке (табл. 4) (Krogh, 1982). Точки изотопного состава исследованного циркона располагаются практически на конкордии (степень дискордантности составляет 1.5–2.2%), а средняя величина их возраста ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) составляет  $547 \pm 4$  млн. лет (рис. 7В). Полученное значение можно принимать в качестве оценки возраста формирования пород.

Таблица 4. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов

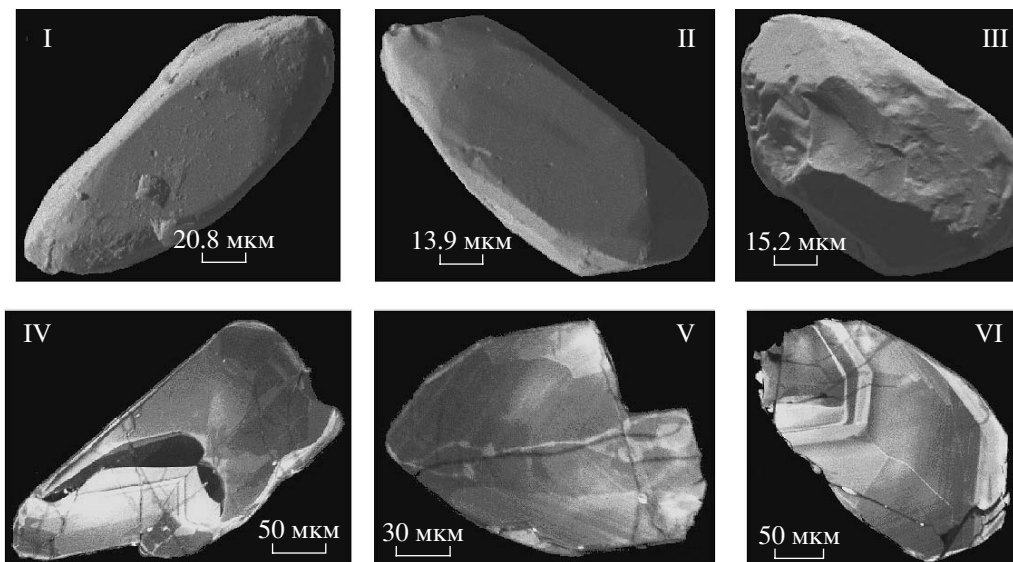
№ п/п	Размер фракции, мкм и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения						Rho		Возраст, млн. лет	
			Pb	U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>a</sup>	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>a</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>b</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
Проба 6035 (45°45'49" с.ш. 101°23'56" в.д.)														
1	-150 + 100, 7 зерен розов.	-	U/Pb = 10.0	456	0.0590 ± 3	0.1808 ± 1	0.7002 ± 40	0.0861 ± 3	0.62	539 ± 3	533 ± 2	565 ± 10		
2	>150, A 50%, 20 зерен, желт.	0.06	30.1   321	1243	0.0589 ± 2	0.1800 ± 1	0.7062 ± 30	0.0870 ± 3	0.72	543 ± 2	538 ± 2	563 ± 6		
3	-150 + 100, A 70%, 15 зерен, желт.	-	U/Pb = 10.7	1724	0.0589 ± 2	0.1708 ± 1	0.7135 ± 29	0.0878 ± 3	0.76	547 ± 2	543 ± 2	564 ± 6		
Проба 5967 (45°45'14" с.ш. 101°23'28" в.д.)														
4	>100, CLC, 2 зерна	-	U/Pb* = 11.9	424	0.0584 ± 5	0.1122 ± 1	0.6548 ± 83	0.0813 ± 7	0.67	511 ± 6	504 ± 4	545 ± 20		
5	>150, 1 зерен, призм.	-	U/Pb* = 11.2	2074	0.0588 ± 2	0.1217 ± 1	0.7073 ± 35	0.0873 ± 4	0.83	543 ± 3	540 ± 2	558 ± 6		
6	-100 + 85, 25 зерен, верх., кисл. обр.	-	U/Pb* = 10.1	342	0.0590 ± 3	0.1179 ± 1	0.7406 ± 45	0.0910 ± 4	0.62	563 ± 3	562 ± 2	568 ± 10		
7	>100, 40 зерен, кисл. обр.	-	U/Pb* = 10.9	2468	0.0612 ± 1	0.1138 ± 1	0.7584 ± 24	0.0898 ± 3	0.83	573 ± 2	554 ± 2	648 ± 4		
Проба 5975 (45°46'36" с.ш. 101°23'20" в.д.)														
8	-100 + 85, A 40%	0.30	61.3   640	4110	0.0584 ± 1	0.2220 ± 1	0.6958 ± 14	0.0864 ± 2	0.88	536 ± 1	534 ± 1	546 ± 2		
9	>100, A 15%	0.25	54.1   577	5903	0.0584 ± 1	0.1929 ± 1	0.7015 ± 14	0.0871 ± 2	0.83	540 ± 1	538 ± 1	546 ± 2		
10	-85 + 60, A 10%	0.06	38.4   396	667	0.0587 ± 3	0.1916 ± 1	0.7084 ± 39	0.0876 ± 3	0.54	544 ± 3	541 ± 2	554 ± 10		
Проба 6006 (45°33'59" с.ш. 101°38'50.5" в.д.)														
11	-100 + 85, 50 зерен	0.10	44.0   498	1414	0.0584 ± 2	0.1489 ± 1	0.6777 ± 25	0.0841 ± 2	0.69	525 ± 2	521 ± 2	546 ± 6		
12	-100 + 85, A 30%, 15 зерен	-	U/Pb = 10.5	667	0.0585 ± 3	0.1837 ± 3	0.6914 ± 42	0.0857 ± 3	0.55	534 ± 3	530 ± 2	549 ± 11		
13	-100 + 85, A 40%, 30 зерен	0.06	17.8   190	1009	0.0584 ± 2	0.1685 ± 1	0.6932 ± 21	0.0861 ± 3	0.72	535 ± 2	533 ± 2	544 ± 7		
Проба 6001 (45°38'10" с.ш. 101°21'34" в.д.)														
14	>85 18 зерен	-	U/Pb = 10.3	297	0.0591 ± 4	0.2558 ± 1	0.6247 ± 37	0.0771 ± 3	0.80	493 ± 3	479 ± 2	557 ± 8		
15	>85, 7 зерен, A 10%	-	U/Pb = 9.5	283	0.0588 ± 3	0.2625 ± 1	0.6370 ± 41	0.0786 ± 3	0.69	500 ± 3	488 ± 2	559 ± 10		
16	<85, 20 зерен, A 20%	0.06	15.4   138	221	0.0591 ± 2	0.2946 ± 1	0.6613 ± 39	0.0812 ± 3	0.72	515 ± 3	503 ± 2	569 ± 9		
17	>85, 35 зерен	0.19	14.3   141	728	0.0584 ± 1	0.3149 ± 1	0.6582 ± 24	0.0817 ± 3	0.85	513 ± 2	506 ± 2	545 ± 4		

Примечания. <sup>a</sup> – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; A 10% – количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки циркона; 7 зерен – количество проанализированных зерен циркона; \* – навеска циркона не определялась; CLC – выбор ед. зерна осуществлялся с помощью катодоминесценции; призм., желт. – табулус и цвет зерен циркона. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

## А. Граносиенит 6035



## Б. Пегматоидный гранит 5967



**Рис. 6.** Микрофотографии циркона, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ-55 в режиме вторичных электронов (I–III) и катодоллюминесценции (IV–VI): А – проба 6035, Б – проба 5967, В – проба 5975, Г – проба 6006, Д – проба 6001.

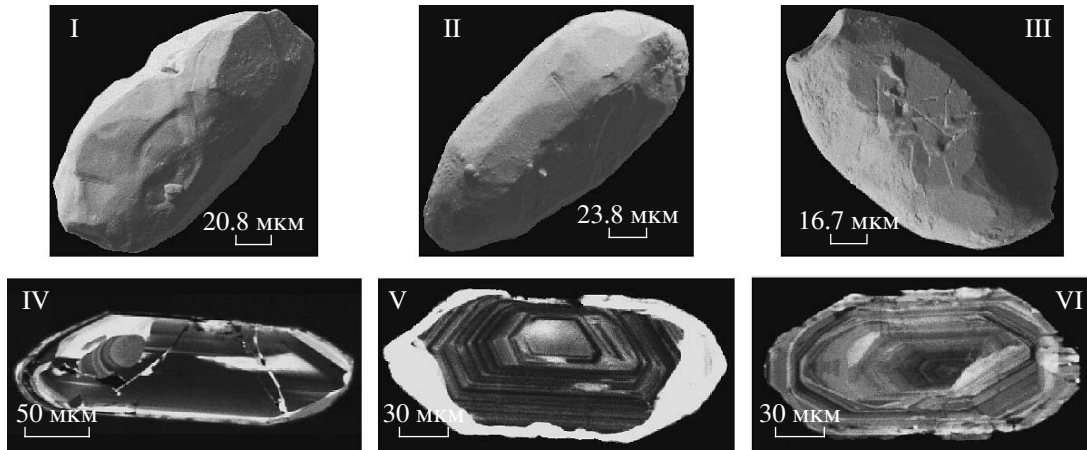
**Гнейсовидные гранодиориты (проба 6006).**

Циркон образует идиоморфные прозрачные и полупрозрачные бесцветные зональные кристаллы и их обломки игольчатого, длиннопризматического и призматического облика (рис. 6Г). В подчиненном количестве в пробе присутствуют субидиоморфные полупрозрачные кристаллы циркона желтого цвета короткопризматического и призматического облика, в которых выявляются усвоенные ядра обломочного облика как метамиктизированные, так и имеющие нормальное двупреломление (рис. 6Г). Этот циркон для изо-

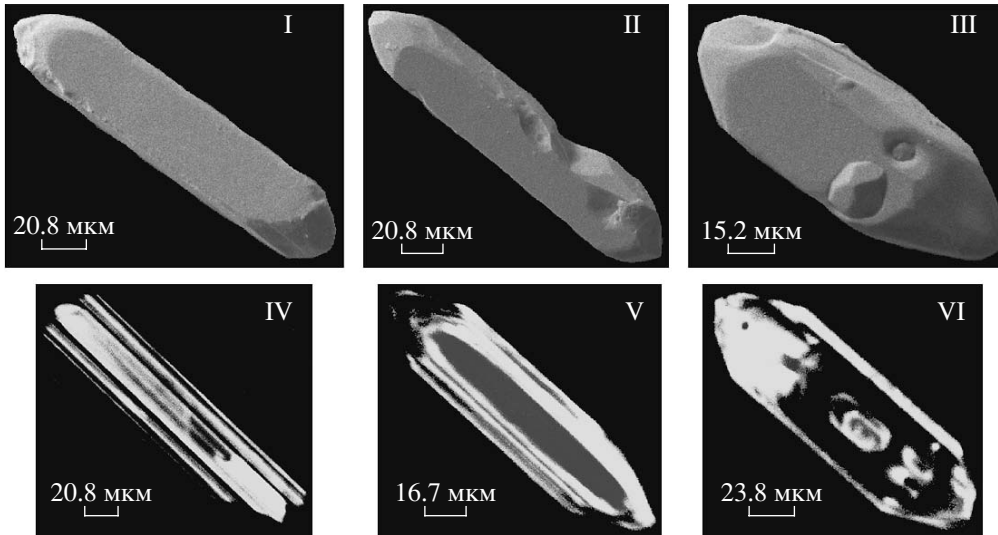
топного анализа не использовался. Размер зерен циркона изменяется от 40 до 400 мкм;  $K_{удл} = 2.0–8.0$ . Морфологические особенности циркона указывают на его магматическое происхождение.

U-Pb исследования были проведены для трех микронавесок (15–50 зерен) наиболее прозрачных кристаллов циркона игольчатого облика, отобранных из размерной фракции  $-100 + 85$  мкм, причем циркон из двух микронавесок был подвергнут предварительной аэроабразивной обработке (№ 12 и 13, табл.1). Циркон характеризует-

В. Роговообманковый гранодиорит 5975



Г. Гнейсовидный гранодиорит 6006



Д. Гранатовый гранит 6001

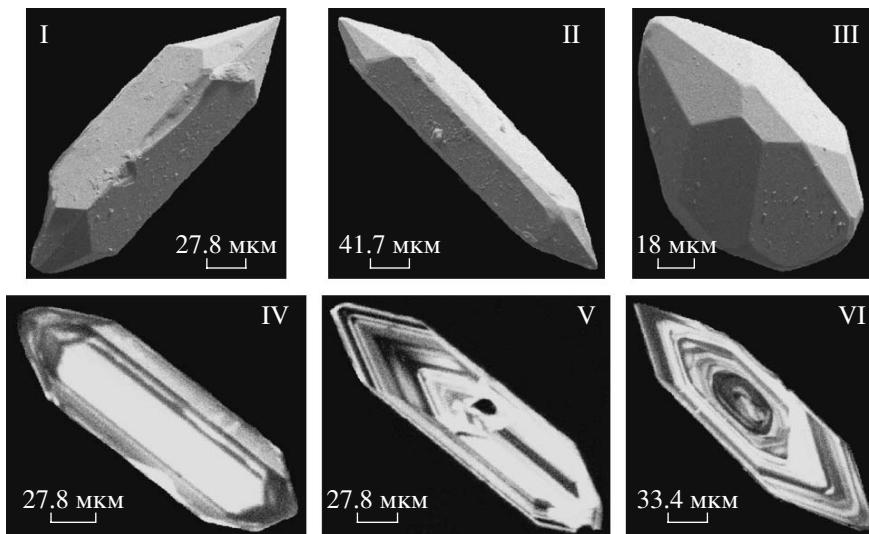


Рис. 6. (Окончание)



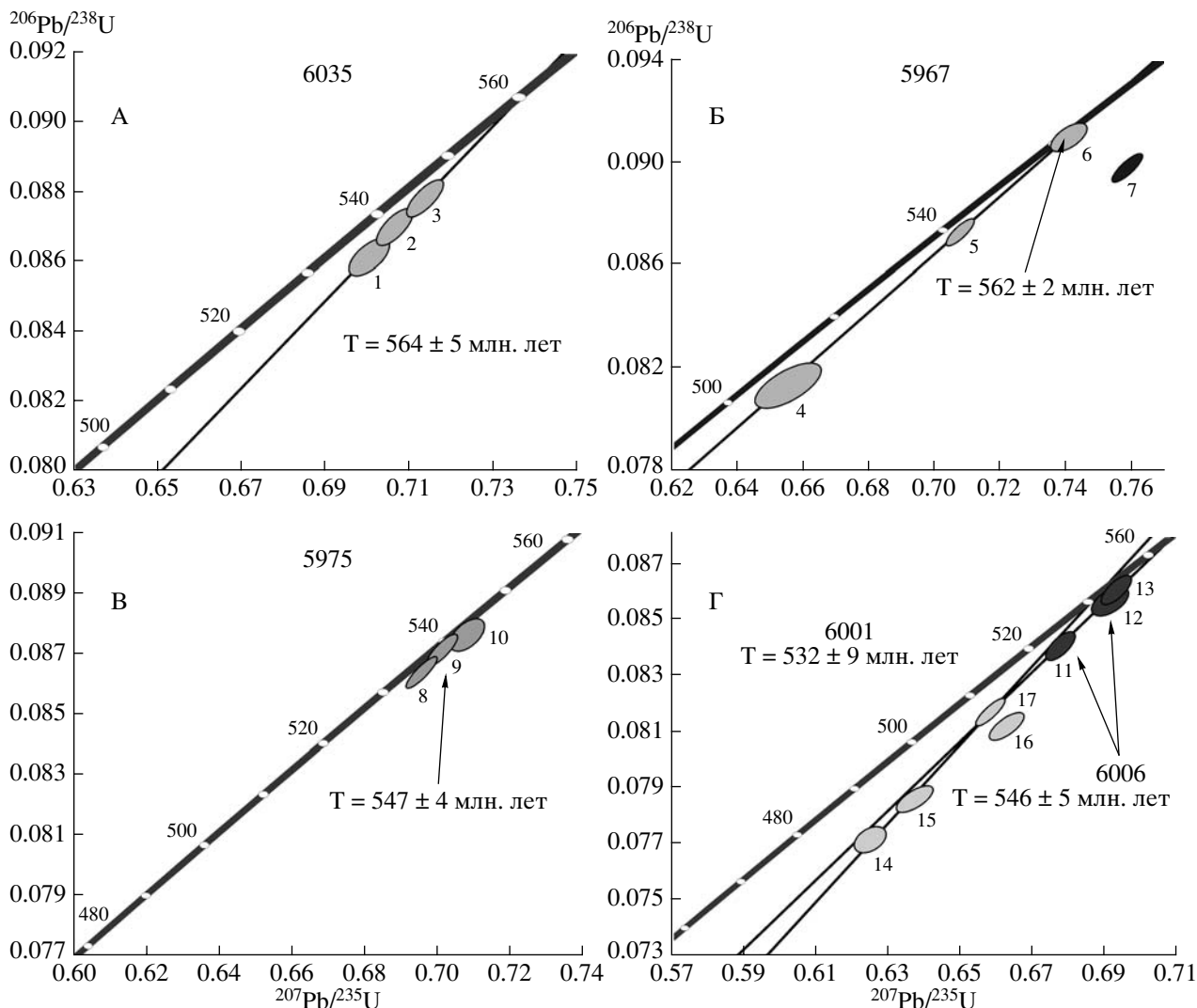


Рис. 7. Диаграммы с конкордией для цирконов проб: А – 6035, Б – 5967, В – 5975, Г – 6001 и 6006. Порядковые номера на рисунке соответствуют порядковым номерам в таблице 4.

ся незначительной дискордантностью изотопных отношений (4.5–2.0%), и точки его изотопного состава образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует  $544 \pm 14$  млн. лет, а нижнее близко к нулю ( $-71 \pm 590$  млн. лет), СКВО = 0.45) (рис. 7Г). Достаточно большая погрешность рассчитанного возраста обусловлена компактным расположением точек состава вблизи верхнего пересечения дискордии. В качестве наиболее точной оценки возраста формирования гранитоидов мы принимаем среднее значение возраста  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  проанализированного циркона, составляющее  $546 \pm 5$  млн. лет (СКВО = 0.25) и совпадающее в пределах ошибки с возрастом, определяемым верхним пересечением дискордии.

**Гранатовые граниты пробы 6001.** Акцессорный циркон в пробе представлен субидiomорфными, идиоморфными, прозрачными и полупро-

зрачными, бесцветными или желтоватыми кристаллами длиннопризматического, игольчатого, а также призматического и овального облика ( $K_{\text{удл}} = 2.5\text{--}6.0$ ). Циркон в целом характеризуется зональным внутренним строением и присутствием твердофазных минеральных включений (рис. 6Д). На некоторых зернах выявляется незначительная оторочка с пониженным двупреломлением, а часть кристаллов овального и призматического габитуса содержит усвоенные кристаллические ядра, не имеющие четких границ. Размер зерен циркона в пробе 6001 изменяется от 40 до 200 мкм.

Нами были исследованы четыре микронавески, состоящие из 7–35 наиболее “чистых” зерен циркона размером  $>85$  мкм и  $<85$  мкм, как необработанного (№ 14 и 17, табл. 4), так и подвергнутого предварительной аэробразивной (№ 15, 16,

табл. 4) обработке. Точки изотопного состава необработанного циркона и циркона, подвергнутого минимальной аэроабразивной обработке, образуют линию регрессии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $532 \pm 9$  млн. лет (нижнее пересечение  $-332 \pm 280$  млн. лет, СКВО = 0.75) (рис. 7Г). Несколько более древним возрастом ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) характеризуется остаток циркона после аэроабразивной обработки, в ходе которой удалено около 20% его материала, что, скорее всего, указывает на присутствие в нем древней унаследованной компоненты радиогенного свинца. Циркон из пробы 6001 имеет магматическое происхождение, и полученное значение возраста  $532 \pm 9$  млн. лет может быть принято в качестве наиболее точной оценки для данных гранитоидов.

#### Nd ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ТАЦАИНГОЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА

Nd изотопные данные для гранитоидов и метаморфических пород тацаингольского комплекса представлены в таблице 5. Биотитовые, гранат-биотитовые и двуслюдяные гнейсы (метаграуваки и метаандезиты) тацаингольского комплекса имеют раннепротерозойские значения Nd модельных возрастов  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{st}) = 2.3\text{--}2.0$  млрд. лет (табл. 5) и значительно отличаются от раннедокембрийских гнейсов байдарагинского и бумбугерского комплексов Байдарикского блока. Для последних характерны архейские значения  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.3\text{--}2.9$  млрд. лет (Козаков и др., 1997). Если предположить позднерифейский (1.0–0.8 млрд. лет) возраст тацаингольского комплекса, то рассматриваемые в его составе породы будут иметь отрицательные величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(1.0) = -5.5\text{...}-7.7$ . Геохимические и Nd изотопные данные позволяют предполагать, что протолиты гнейсов тацаингольского комплекса формировались посредством переработки древнекоровых источников при участии ювенильного позднерифейского материала в обстановке активной континентальной окраины (энсиалической вулканической дуги) и их последующего размыва. (Ярмолюк и др., 2006).

Гнейсы тацаингольского комплекса также отличаются от филлитовидных сланцев ульзитгольского комплекса, которые имеют более древние Nd модельные возраста –  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{st}) = 2.8\text{--}2.3$  млрд. лет ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.4\text{--}2.3$  млрд. лет). При этом наиболее древние значения модельных возрастов устанавливаются вблизи базального горизонта (рис. 2), а влияние более молодого источника сноса проявлено севернее (обр. 6090-2 в табл. 5), вблизи зоны сочленения с офиолитами Баян-Хонгорской зоны. Это позволяет предпола-

гать, что одним из главных источников метатерригенных пород ульзитгольского комплекса могли быть нижнедокембрийские комплексы Байдарикского блока при участии более молодого корового источника (Козаков и др., 2007).

В свою очередь филлиты дзагской серии Хангайского террейна характеризуются более молодыми, чем гнейсы тацаингольского комплекса, значениями  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.6\text{--}1.5$  млрд. лет (Коваленко и др., 2005; Jahn et al., 2004). Аналогичный интервал значений Nd модельных возрастов типичен для метаморфических пород континентальных блоков с рифейским основанием, в частности Тувино-Монгольского массива (Козаков и др., 2003, 2005).

Таким образом, по геохимическим и Nd изотопным данным кристаллические породы тацаингольского комплекса не могут рассматриваться как высокометаморфизованный аналог толщ ульзитгольского комплекса и дзагской серии.

Гранатовые амфиболиты тацаингольского комплекса имеют раннепротерозойский Nd модельный возраст  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.8$  млрд. лет при  $\epsilon_{\text{Nd}}(0.57) = -2.5$ . Близкими изотопными ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.7$  млрд. лет,  $\epsilon_{\text{Nd}}(0.57) = -1.4$ ) характеристиками обладают и некоторые дайки, секущие образования ульзитгольского комплекса (Коваленко и др., 2005). Исходя из этого, а также геохимических особенностей рассматриваемых пород (отсутствие отчетливых аномалий Nb-Ti,  $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{N}} = 0.7\text{--}1.3$ ), можно предполагать, что исходные расплавы протолитов гранатовых амфиболитов формировались посредством частичного плавления обогащенной мантии и отражают проявление плюмового магматизма в геологической истории Байдарикского блока.

Для ультраметагенных субавтохтонных гранитоидов (обр. 6006, 5967, 6124, 6001, 5965), локализованных в пределах тацаингольского комплекса, характерны раннепротерозойские величины  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{st}) = 2.1\text{--}1.8$  млрд. лет ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.7\text{--}1.6$  млрд. лет) при  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  от  $-6.0$  до  $-10.2$  (табл. 5). Эти параметры отличаются от изотопных характеристик вмещающих гнейсов тацаингольского комплекса, что позволяет предполагать на уровне зарождения как долгоживущего корового, так и более молодого “ювенильного” материала. Такой материал может быть представлен породами позднерифейских палеоокеанических и островодужных комплексов, сформированных в обрамлении Родинии (Козаков и др., 2005, 2005а; Ярмолюк и др., 2006).

Габбро, диориты, кварцевые диориты и граносиениты Шаргынгольского композитного массива обладают отрицательными, но более высокими, чем ультраметагенные гранитоиды, величинами  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -1.3\text{...}-2.5$  и рифейскими значениями  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.5\text{--}1.4$  млрд. лет. Эти характеристики

**Таблица 5.** Nd изотопные данные для гранитоидов и супракрустальных пород Байдарикского блока

№ пробы	Возраст, млн. лет	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ , млрд. лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ , млрд. лет*
6040	570	5.47	27.3	0.1212	0.511748	2	-11.9	2.3	2.3
6130	570	12.73	56	0.1354	0.511957	1	-9.1	2.4	2
6003	570	8.99	48.29	0.1125	0.511787	5	-10.5	2	2.2
6012	570	5.88	25.4	0.1401	0.512299	2	-2.7	1.8	1.5
6036-1	570	8.18	38	0.13	0.512321	2	-1.1	1.5	1.4
6036	570	5.21	30.1	0.1047	0.512164	2	-2.2	1.4	1.5
6035	565	5.23	31.3	0.1008	0.512209	2	-1.5	1.3	1.4
5975	547	3.73	35.72	0.0632	0.512068	1	-1.8		1.4
6006	546	4.49	26.04	0.1042	0.511998	5	-6	1.6	1.9
5967	562	0.93	5.69	0.0988	0.511962	11	-6.2	1.6	1.8
6124	570	2.7	16.96	0.0962	0.51187	4	-7.7	1.7	1.9
6001	535	2.86	19.11	0.0906	0.511742	6	-10.2	1.7	2.1
5965	530	10.27	52.68	0.1178	0.511819	4	-11.1	2.1	2.1
5596	570	3.79	21.2	0.1078	0.511469	7	-16.4	2.4	2.6
6090-2	570	7.99	41.2	0.1171	0.511715	3	-12.2	2.3	2.3
ТТ-2	570	5.29	33.05	0.0958	0.511349	5	-17.8	2.3	2.8
ТТ-19	570	5.21	26.66	0.1172	0.512125	6	-4.2	1.6	1.7

*Примечания.* 6040, 6130, 6003 – биотитовый гнейс; 6012 – гранатовый амфиболит; 6036-1 – метагаббро; 6036 – метадiorит; 6035 – гнейсовидный граносиенит; 5975 – биотит-роговообманковый гранодиорит; 6006 – гнейсовидный гранодиорит; 5967 – дистеновый пегматоидный гранит; 6124 – гранатовый гнейсо-гранит; 6001 – гнейсо-гранит; 5965 – пегматоидный гранит; 6090-2 – гранат-мусковит-биотитовый сланец (ульдзитгольский комплекс); 5596, ТТ-2 – филлитовидные сланцы (ульдзитгольский комплекс); ТТ-19 – филлиты дзаской серии.

\* ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ ) в осадках рассчитан на возраст регионального метаморфизма.

являются промежуточными между Nd изотопными составами гранитоидов каледонских структур Центральной Азии (Kovalenko et al., 2004) и гнейсов тацаингольского комплекса. Судя по особенностям химического состава, распределения редкоземельных и редких элементов и Nd изотопному составу пород Шаргынгольского массива они могли формироваться в обстановке энсиалической вулканической дуги.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные оценки возраста позволяют сделать заключение о том, что метаморфические процессы дистен-силлиманитовой фациальной серии, с которыми связано становление метаморфического пояса в Байдарикском блоке вдоль зоны сочленения с офиолитами Баянхонгорской зоны, происходили в венде в интервале около 560–570 млн. лет. При этом в северо-западной части блока в породах ульдзитгольского комплекса не фиксируется проявления процессов более позднего складкообразования и раннепалеозойского высокоградиентного регионального метаморфизма. В тацаингольском комплексе регионально проявленные деформации наложены на гранодиориты

с возрастом  $547 \pm 4$  млн. лет. Они выражены образованием пологой системы кристаллизационной сланцеватости, которая смята в разной степени сжатые прямые складки с северо-западным простиранием осевых поверхностей и субгоризонтальной ориентировкой шарниров. Только в отдельных структурах северного домена породы не вовлекались в более поздние (раннепалеозойские) процессы складкообразования и повторно-высокоградиентного метаморфизма. Об этом свидетельствует присутствие дистен-гранат-ставролитовых гнейсов, недеформированных секущих жильных тел и массивов поздненендских гранитоидов.

Становление гранитоидов южного домена, для которых определен возраст  $546 \pm 5$  и  $532 \pm 9$  млн. лет, коррелируется с образованием главных картируемых прямых северо-западных изоклинальных складок и метаморфизмом андалузит-силлиманитовой фациальной серии, более поздним по отношению к низкоградиентному метаморфизму. Таким образом, в северном домене тацаингольского комплекса сохраняются реликтовые структуры, сформированные в венде в ходе позднебайкальского тектогенеза. В южном домене интенсивные структурно-метаморфические преобразова-

ния продолжались, по крайней мере, вплоть до раннего–среднего кембрия, и поздневендские структуры практически полностью переработаны в условиях высокоградиентного метаморфизма, который широко проявлен в пределах раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии

При обсуждении модели развития процессов вендского и раннепалеозойского регионального метаморфизма необходимо кратко охарактеризовать главные тектонические структуры раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии, взаимодействие которых обусловило его становление и развитие. Сюда входят Дзабханский микроконтинент, Баянхонгорская офиолитовая зона, разделяющая Дзабханский микроконтинент на два крупных блока (террейна): южный (Байдарикский) и северный (Хангайский) – и зона ранних каледонид (Озерная, Дарибская, Хантайширская).

**Байдарикский блок.** В современной структуре региона Байдарикский блок рассматривается в составе фундамента Дзабханского микроконтинента, расположенного между кратонами Северного Китая и Сибири (Моссаковский и др., 1993). В ряде реконструкций блок Северного Китая располагался в периферической части Родинии вблизи Сибирского кратона и обращен своей современной южной окраиной в сторону Сибири (Ярмлюк, Коваленко, 2001; Condie, 2002). Проведенные палеомагнитные исследования позволяют предположить расположение Байдарикского блока в раннем протерозое (~1.850 млн. лет) примерно у современной северной окраины Сино-Корейского кратона, обращенной к океану (Диденко, Козаков, 2007; Козаков и др., 2007). Можно также полагать, что такое совместное положение Байдарикского блока, Сино-Корейского и Сибирского кратонов сохранилось с конца раннего протерозоя, когда они вошли в состав суперконтинента Колумбия (Rogers, Santosh, 2002) до начала распада суперконтинента Родиния (Диденко и др., 2005).

Раннекембрийские кристаллические комплексы Байдарикского блока и перекрывающие их верхнепротерозойские толщии платформенного чехла (ульдзитгольский комплекс) в направлении к океану сменялись шельфовыми отложениями. Фундаментом толщ ульдзитгольского комплекса являлись раннекембрийские образования, а к северу (в современных координатах), по-видимому, более молодые породы гренвильской коры, представленной породами отмерших островных дуг, междуговых и задуговых бассейнов (Ярмлюк, Коваленко, 2003). Главным источником толщ ульдзитгольского комплекса, по-видимому, могли быть раннекембрийские породы Дзабханского микроконтинента, в которых интервал значений Nd модельного возраста составляет 2.9–3.3 млрд лет, при участии продуктов размыва пород гренвел-

лид, с чем связано некоторое омоложение  $T_{Nd}(DM)$  – 2.3–2.4 млрд лет. Влияние последних несколько усиливается по мере удаления от контакта с архейскими и нижнепротерозойскими комплексами (Коваленко и др., 2005). В источниках же метаморфических пород тацаингольского комплекса юго-восточной части Байдарикского блока преимущественное влияние имеют породы вулканических дуг предположительно позднерифейского возраста, формирование которых происходило в палеоокеанической области обрамления суперконтинента Родиния (Козаков и др., 2005). Можно предположить, что накопление толщ тацаингольского комплекса происходило в позднем протерозое, возможно, параллельно с толщами ульдзитгольского комплекса. При этом необходимо отметить сходство пород дайкового пояса, прорывающего толщии ульдзитгольского комплекса, и гранатовых ортоамфиболитов в составе толщ тацаингольского комплекса. С этих позиций их можно объединить в составе единого рифтогенного дайкового пояса, фрагмент которого представлен в Байдарикском блоке. Можно также предположить, что становление этого пояса достаточно близко во времени с образованием вулканических островов или плато Баянхонгорской зоны (650–680 млн. лет) и во всяком случае происходило ранее 560–570 млн. лет.

**Баянхонгорская зона.** Ассоциация магматических пород Баянхонгорской зоны офиолитового меланжа отвечает классической офиолитовой последовательности (Рязанцев, 1994; Дергунов и др., 1997). В последние годы показано, что среди магматических образований Баянхонгорской офиолитовой зоны преобладают породы, типичные для океанических лавовых плато или океанических островов (Коваленко и др., 2005, Ковач и др., 2005). Можно полагать, что сформированное позднерифейско-ранневендское океаническое плато развивалось примерно до рубежа около 560–570 млн. лет в режиме гайота, на что указывает широкое участие в его строении мощных карбонатных толщ. Кроме того, в Баянхонгорской зоне установлена ассоциация пород, характерная для комплексов островных дуг, а именно: в ее строении участвуют потоки базальтов, базальтовых андезитов и в меньшей степени андезитов и дацитов, а также агломераты, гиалокластиты и редко туфы этих пород (Коваленко и др., 2005). Возраст и природа островодужного комплекса пока не определены, опубликованные результаты Pb-Pb датирования  $474 \pm 8$  млн. лет (Buchan et al., 2002) нельзя считать достаточно надежными. Оценка возраста габбро из офиолитов Баянхонгорской зоны ( $569 \pm 21$  млн. лет) ранее была основана на данных, полученных Sm-Nd изохронным методом (Кебезинский и др., 1991). Это значение в пределах погрешности совпадает с U-Pb возрастом цирконов из плагиогранитов

офиолитов хр. Хан-Тайшири ( $568 \pm 4$  млн. лет) и хр. Дариби ( $573 \pm 6$  млн. лет) Озерной зоны Западной Монголии, а также Pb-Pb возрастом цирконов из плагиогранитов офиолитов Агардаг-Эрзинской зоны Тувы ( $569 \pm 1$  млн. лет) (Козаков и др., 2002). Эти данные послужили основанием для выделения так называемой “главной коллизионной сутуры Центрально-Азиатского складчатого пояса” вендского возраста (Buchan et al., 2002). Если принять эти данные, то полученные оценки возраста вендского метаморфизма (560–570 млн. лет) действительно свидетельствуют практически об одновременности (560–570 млн. лет) возникновения короткоживущих бассейнов Озерной и Баянхонгорской зон и становления низкоградиентного метаморфического пояса в образованиях Байдарикского блока вдоль сутурной зоны. Однако новые результаты U-Th-Pb изотопных исследований (SHRIMP II) цирконов анортозитов расчлененного комплекса Баянхонгорской зоны существенно расходятся с оценкой, полученной Sm-Nd изохронным методом. Средневзвешенное значение возраста по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  составляет  $665 \pm 15$  млн. лет (Ковач и др., 2005). Таким образом, возраст офиолитов Баянхонгорской зоны на 80–110 млн. лет древнее возраста офиолитов Хантайширской, Озерной и Агардаг-Эрзинской зон. Можно полагать, что Sm-Nd изохронный возраст  $569 \pm 21$  млн. лет соответствует времени проявления метаморфизма, приведшего к переуравновешиванию Sm-Nd изотопной системы в офиолитах на минеральном уровне.

**Хангайский блок.** Позднерифейские офиолиты Баянхонгорской зоны разделяют Байдарикский и Хангайский блоки (рис. 1). Последний с запада и севера обрамлен венд-кембрийскими офиолитами Джидинской зоны. По аналогии с Тувино-Монгольским массивом рифейский возраст фундамента Хангайского блока устанавливался на основе оценок модельного Nd изотопного возраста (1.2–1.6 млрд. лет) источников гранитов Хангайского батолита (Коваленко и др., 2005; Kovalenko et al., 2004). Однако для кристаллических пород идерского комплекса Тарбагатайского выступа, которые могут рассматриваться как фрагменты нижнекембрийского фундамента Хангайского блока, получены данные о их раннепротерозойском возрасте (неопубликованные данные авторов). Тем не менее, выделение Хангайского блока как единой структуры с нижнекембрийским основанием (северного блока Дзабханского микроконтинента) достаточно условно, так как его центральная часть перекрыта среднепалеозойскими терригенными толщами Хангайского прогиба, а по периферии широко проявлены позднепалеозойские гранитоиды Хангайского батолита – одного из крупнейших в мире. Для последнего U-Pb методом по циркону были получены оценки возраста гранитоидов батолита, равные  $252 \pm 3$  и

$253 \pm 2$  млн. лет (Ярмолук, Коваленко, 2003) и  $229 \pm 6$  млн. лет (Jahn et al., 2004). Дорифейские кристаллические образования идерского комплекса, расположенные в поле этих гранитоидов, слагают гигантские (десятки и более км<sup>2</sup>) ксенолиты. Исходя из этого, нельзя исключать гетерогенность фундамента Хангайского блока, в котором спаяны фрагменты дорифейских и рифейских структурно-вещественных комплексов, в пользу чего, как отмечалось, свидетельствуют Nd изотопные данные. Вдоль южного края Хангайского блока по границе с Баянхонгорской зоной распространены метаморфические толщи позднего рифея – кембрия, выходы которых выделяются в отдельную Дзагскую зону (Buchan et al., 2002).

**Раннекаледонские офиолитовые зоны.** В пределах Озерной, Хан-Тайширской, Джидинской, Агардаг-Эрзинской и других зон формирование офиолитов произошло около 570 млн. лет назад. В интервале 570–530 млн. лет возникли островодужные системы с широким участием андезитов (Ярмолук и др., 2002, 2003). Их развитие, по-видимому, продолжалось примерно до конца среднего кембрия (~510 млн. лет), когда произошла коллизия с обрамляющими фрагментами докембрийской коры, что фиксируется формированием неоавтохтона, “запечатавшего” пакет покровов (Dergunov et al., 2001). В зоне сочленения континентальных блоков (Дзабханский микроконтинент и Тувино-Монгольский массив), с указанными офиолитовыми комплексами устанавливается интенсивное проявление раннепалеозойского высокоградиентного метаморфизма (до гранулитовой фации), что характеризует развитие глубинных зон активной континентальной окраины.

**Метаморфические комплексы умеренного-повышенного давления в раннекаледонском супертеррейне Центральной Азии.** Метаморфические породы дистен-силлиманитовой фациальной серии, сформированные в венде, представлены также и в других структурах Центральной Азии (рис. 1). В моренском комплексе Сангиленского блока Тувино-Монгольского массива метаморфические породы повышенного давления регионально переработаны в условиях амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии и встречаются в виде реликтов. Ранний метаморфизм происходил в условиях повышенного давления, достигая PT условий дистен-гранат-биотит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой фациальной серии (680–720°C и 7.5–9 кбар) (Козаков, 1986; Козаков и др., 2005а). Особенностью метаморфизма этой субфации является возникновение анатектических расплавов ультраметагенных гранитоидов в поле устойчивости дистена (Термо- и барометрия ..., 1977), в результате чего этот минерал появляется в лейкосомах мигматитов и субавтохтонных

гранитах. В низкотемпературных зонах устанавливается парагенезис дистен-ставролит-биотит-мусковит-гранат-плагиоклаз (№ 22–26)-кварц, что отвечает ставролит-биотит-дистен-мусковитовой субфации амфиболитовой фации (Козаков, 1986). Интервал температур для этой субфации определен около 500–600°C при давлении 5–8 кбар, что соответствует фациальным сериям умеренного (Б<sub>1</sub>) или повышенного (Б<sub>2</sub>) давления. Можно полагать, что в моренском комплексе представлены фрагменты метаморфического пояса повышенного давления, сформированного в конце венда. Завершение этого метаморфического события произошло на рубеже венда-кембрия и фиксируется внедрением субавтохтонных жильных гранитов с возрастом  $536 \pm 5$  млн. лет. Низкоградиентный метаморфизм не проявлен в карбонатных породах венд-нижнекембрийского шельфового чехла Тувино-Монгольского массива, входящих в состав нарынского комплекса. Толщи моренского комплекса представляют собой аллохтонные образования, сочлененные с толщами чехла карбонатной платформы в среднем-позднем кембрии, а уже затем совместно переработанные в ходе высокоградиентного метаморфизма в позднем кембрии – раннем ордовике (Козаков и др., 1999, 2001). Этот метаморфизм достигал условий высокотемпературных субфаций амфиболитовой и гранулитовой фации; расчет РТ условий формирования наиболее глубоких гранулитов дал оценку температуры в интервале 900–950°C и давление 5–6 кбар (Козаков, 2005а). Фрагменты дистенсодержащих гнейсов, переработанных в условиях амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии, встречены к северу от Сангиленского блока среди поля гранитоидов Каахемского батолита. Фактически они трассируют зону сочленения Тувино-Монгольского массива и ранних каледонид Каахемской зоны.

На юго-западном краю Тувино-Монгольского массива (северный склон хребта Хан-Хухэй) в зоне сочленения с офиолитами Озерной зоны метаморфические породы с парагенезисами дистен-силлиманитовой фациальной серии представлены в тектонических пластинах, надвинутых на породы кварцито-карбонатной толщи, которые коррелируются с толщами венд-нижнекембрийского шельфового чехла Сангиленского блока. В тектонических пластинах развиты сланцы с парагенезисом дистен + ставролит + биотит + мусковит-гранат-плагиоклаз (№ 22–26)-кварц (ставролит-биотит-дистен-мусковитовая субфация амфиболитовой фации). В восточном направлении породы зоны надвигов вовлекаются в структурные преобразования, сопряженные с раннепалеозойским высокоградиентным метаморфизмом, достигающим уровня высокотемпературных субфаций амфиболитовой и гранулитовой фации повышенного давления ( $T = 720\text{--}750^\circ\text{C}$  и  $P = 5\text{--}5.5$

кбар) (Козаков и др., 2005а). В целом кристаллические породы с парагенезисами амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой фациальной серии развиты вдоль западной границы Тувино-Монгольского массива со структурами раннекаледонского обрамления.

Проявление метаморфизма повышенного давления установлено в породах Канского зеленокаменного пояса, а для гранатовых амфиболитов определены интервалы температур и давлений 600–700°C и 7.7–8.5 кбар, а в эклогитоподобных породах присутствует дистен (Ножкин и др., 2001). Оценка возраста метаморфизма  $555 \pm 5$  млн. лет получена U-Pb методом по циркону трондьемита Верхнеканского массива, становление которого рассматривается в связи с аккреционно-коллизийным процессом в ходе амальгамации позднерифейских островодужных комплексов (Ножкин и др., 2001). Вендский низкоградиентный метаморфизм установлен также в Южно-Чуйском выступе каледонид Горного Алтая ( $555 \pm 6$  млн. лет) (Плотников и др., 2002).

**Тектонические обстановки формирования вендских и раннепалеозойских метаморфических поясов в раннекаледонском супертеррейне Центральной Азии.** Исходя из представлений о вендском (~570 млн. лет) возрасте офиолитов Баянхонгорского комплекса, предполагалось что коллизийный процесс и связанный с ним метаморфизм происходили на рубеже венда-кембрия (Buchan et al., 2002). Эта оценка была основана на данных о возрасте циркона гранитоидов Цаганнурского массива ~540 млн. лет (Pb-Pb метод), которые рассматривались как синколлизийные, синхронные с метаморфизмом (Buchan et al., 2002) (точка 6 на рис. 2). Позднее для циркона гранитоидов этого массива U-Th-Pb методом (SHRIMP II) был определен возраст  $514 \pm 10$  млн. лет (Jahn et al., 2004). Эти гранитоиды в среднем течении р. Ульдзитгол прорывают дистен-гранат-ставролитовые гнейсы. Критерием отнесения их к “синтектоническим” являлось присутствие гнейсовидных разновидностей в составе. Однако, по нашим данным, эти гранитоиды представляют собой типичные посткинematические образования, поверхность их контакта пересекает кристаллизационную сланцеватость вмещающих гнейсов. Локально проявленные зоны огнейсования северо-западного простирания отражают развитие сдвигов, развитых в пределах Баянхонгорской зоны и краевой части Байдарикского блока. Метаморфизм, связанный с этими гранитоидами, выражен образованием роговиковых структур с порфиробластами андалузита. Таким образом, данные гранитоиды не могут рассматриваться в связи со становлением вендского низкоградиентного пояса.

Следует подчеркнуть, что архейские и раннепротерозойские образования северо-западной ча-

сти Байдарикского блока после регионального метаморфизма на рубеже около 1850 млн. лет не вовлекались в складкообразующие деформации (Козаков, 1986; Козаков и др., 1997). Гнейсы ульдзитгольского комплекса с парагенезисами дистен-силлиманитовой фациальной серии и прорывающие их раннепалеозойские гранитоиды, локализованные в северо-западной части Байдарикского блока в полосе вдоль Баянхонгорской зоны, также не вовлекались в более поздние процессы раннепалеозойского регионального метаморфизма, который проявлен в тацаингольском комплексе. Структурная переработка пород Тацаингольского блока в условиях высокоградиентной амфиболитовой фации и локализованных в них гранитоидов, сформированных на рубеже венда-раннего кембрия, наиболее интенсивно проявлена в южном домене вдоль контакта Байдарикского блока с образованиями раннекаледонской Озерной зоны (рис. 1). Можно полагать, что северо-западная часть Байдарикского блока, равноудаленная (в современной структуре) как от позднебайкальской Баянхонгорской, так и от раннекаледонской Озерной зон, с конца раннего протерозоя была относительно стабилизирована. В то же время фрагменты раннепалеозойского высокоградиентного метаморфического пояса, представленные в Сангиленском блоке Тувино-Монгольского массива, параавтохтоне хребта Дариби и Гобиалтайском выступе, пространственно приурочены к краевым частям континентальных блоков (Дзабханского и Тувино-Монгольского) на контакте с раннекаледонскими Хантатуйширской, Озерной и Агардаг-Эрзинской зонами (Козаков и др., 2006).

Исходя из комплекса рассмотренных данных, можно предложить принципиальную схему развития геодинамических обстановок, с которыми связаны процессы венд-раннепалеозойского регионального метаморфизма в Байдарикском блоке. В позднем рифее в интервале около 1.0–0.73 млрд. лет назад в окраинных частях Родинии происходило образование рифтогенных структур и, как следствие, отделение ее фрагментов (континентальных блоков с дорифейским основанием), а в пределах океанического бассейна в обрамлении Родинии – заложение вулканических дуг, островов, задуговых и междуговых бассейнов, т.е. коры переходного типа (Ярмлюк, Коваленко, 2003). Породы, сформированные в этот период, и продукты их разрушения наряду с раннедокембрийскими породами кратонов в дальнейшем, в конце позднего рифея-венде, выступали в качестве фундамента континентальных блоков (микроконтинентов) с рифейским основанием и как источник метатерригенных пород (Козаков и др., 2003, 2005). В соответствии с принятыми реконструкциями мы предполагаем, что Байдарикский блок располагался в периферической части

Родинии. За счет размыва пород нижнего докембрия, представленных в основании Дзабханского микроконтинента, шло накопление толщ ульдзитгольского комплекса. По мере удаления в сторону палеоокеанической области увеличивалась роль внешнего более молодого источника – рифейской коры переходного типа, и именно здесь формировались метатерригенные толщи тацаингольского блока. В конце позднего рифея (680–650 млн. лет) в палеоокеанической области происходило формирование вулканического плато. По-видимому, в этот период в ходе рифтогенеза, с которым связано последовательное отделение блоков от суперконтинента Родиния, происходило внедрение даек высокотитанистых базитов в толщи Дзабханского микроконтинента и его обрамления, включая Тацаинский блок. К рубежу около 570–560 млн. лет произошло преобразование пассивной континентальной окраины Дзабханского микроконтинента в активную. С этим процессом было связано проявление поздневендского низкоградиентного метаморфизма в ульдзитгольском и тацаингольском комплексах. Завершение этого метаморфизма в глубинном сечении активной континентальной окраины фиксируют граносиениты и пегматоидные граниты с возрастом около ~565 млн. лет. В настоящее время нельзя однозначно сказать, произошла ли в этот период коллизия Байдарикского блока, вулканического плато и островной дуги, фрагменты которых представлены в позднерифейском офиолитовом комплексе Баянхонгорской зоны, разделяющей Хангайский и Байдарикский блоки. Возможно, современная картируемая структура зоны сочленения обусловлена более поздними сдвиговыми дислокациями. Этот вопрос остается открытым, пока надежно не установлен возраст островодужного комплекса, локализованного между офиолитами Баянхонгорской зоны и метаморфическими породами Байдарикского блока по Ульдзит-голу. Однако можно полагать, что после завершения низкоградиентного метаморфизма северо-западная (в современных координатах) часть Байдарикского блока перестала развиваться в режиме активной континентальной окраины. В этот же период фиксируется образование венд-раннепалеозойских бассейнов, вулканических островов, островных дуг, представленных в Агардаг-Эрзинской, Озерной, Дарибской, Хантайширской зонах западного и юго-западного обрамления Тувино-Монгольского массива и Дзабханского микроконтинента. Проявление высокоградиентного метаморфизма, наиболее интенсивного в краевых частях этих континентальных блоков, свидетельствует о резком усилении конвергентных процессов на их границах. В этот период позднебайкальские метаморфические комплексы повышенного давления (тацаингольский, моренский и другие) были сочленены с венд-нижекембрий-

скими толщами шельфового чехла континентальных блоков и совместно с ними вовлечены в процессы высокоградиентного метаморфизма. При этом можно полагать, что, начиная с позднего кембрия, формирование и преобразование континентальной коры раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии происходило на фоне существования мантийного источника, обеспечивавшего проявление процессов высокоградиентного метаморфизма и возникновение коровых расплавов (Козаков и др., 2003, 2005а).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В современной структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса Дзабханский микроконтинент расположен между Северо-Китайской и Сибирской платформами. Вероятно, мы можем расположить Байдарикский блок примерно у современной северной окраины Сино-Корейского кратона. В процессе распада Родиния и трансформации ее в Пангею Дзабханский микроконтинент перемещался совместно с блоками Восточной Гондваны (включая блоки Северного и Южного Китая, Тарима) (Диденко и др., 2005; Козаков и др., 2005, 2007). В результате Сибирский кратон и Дзабханский микроконтинент с блоками Восточной Гондваны оказались напротив друг друга. В конце позднего рифея (~650 млн. лет) в направлении Сибири начался дрейф континентальных масс (и Дзабханского микроконтинента в том числе). В ходе этого дрейфа в течение нескольких этапов был сформирован раннекаледонский композитный континент (супертеррейн), в который был впаен позднебайкальский Дзабханский микроконтинент. Совмещение разнородных фрагментов позднерифейской – кембрийской литосферной оболочки Земли в единый композитный террейн связывается со столкновением фрагментов суперконтинента Родиния и его рифейского шельфа с разновозрастными системами вулканических дуг и океанических лавовых плато (или океанических островов) (Ярмолук и др., 2006). Это столкновение, сопровождавшееся субдукционными и обдукционными процессами, происходило в несколько этапов. Установленный вендский этап в интервале около 560–570 млн. лет характеризуется проявлением процессов низкоградиентного метаморфизма. Становление раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии в ходе общей аккреции сопровождалось региональным высокоградиентным метаморфизмом на рубеже около 500 млн. лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 08-05-00369, 08-05-00347) и Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН “Центрально-Азиатский

подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г.* Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 6. С. 554–565.
- Бойшенко О.Ф.* О возрасте пород метаморфического комплекса Баянхонгорской зоны (МНР) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 1. С. 48–55.
- Дергунов А.Б., Рязанцев А.В., Лунева А.И., Рихтер А.В.* Строение и развитие Баянхонгорской зоны Центральной Монголии // Геотектоника. 1997. № 2. С. 53–62.
- Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибилова Е.В.* Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизийных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли. 2005. № 2. С. 66–83.
- Диденко А.Н., Козаков И.К.* Положение Дзабханского микроконтинента и Сибирского кратона в структуре палеопротерозойского суперконтинента // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2007. С. 219–222.
- Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. М-6 1:1500000/Ред. Яншин А.Л. М.: ГУГиК СССР. 1989.
- Кепежинская К.Б., Кепежинская В.В., Зайцев Н.В.* Эволюция земной коры Монголии в докембрии-кембрии. М.: Наука, 1987. 167 с.
- Кепежинская П.К., Кепежинская К.Б., Пухтель И.С.* Sm-Nd возраст океанических офиолитов Баянхонгорской зоны (МНР) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 3. С. 718–721.
- Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Томуртого О. и др.* Геодинамика и корообразующие процессы ранних каледонид Баянхонгорской зоны (Центральная Монголия) // Геотектоника. 2005. № 4. С. 154–174.
- Ковач В.П., Джин П., Ярмолук В.В. и др.* Магматизм и геодинамика ранних стадий формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических и геохимических исследований офиолитов Баянхонгорской зоны // Докл. РАН. 2005. Т. 404. № 2. С. 229–234.
- Козаков И.К.* Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.
- 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. 240–248.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 173–189.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Возрастные рубежи структурного развития метаморфиче-



- ских комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др. Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80–92.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Коробразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11, № 5. С. 491–512.
- Козаков И.К., Натман А., Сальникова Е.Б. и др. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С. 1–20.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования кристаллических комплексов восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС. 2005а. С. 137–170.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З. и др. Вендский метаморфизм в аккреционно-коллизонной структуре Центральной Азии // Докл. РАН. 2006. Т. 407. № 1. С. 68–74.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ванг Т. и др. Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 3–24.
- 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.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибилова Е.В., Пономарчук В.А. Состав, строение и условия формирования метасадочно-вулканогенных комплексов Канского зеленокаменного пояса (Северо-Западное Присянье // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 7. С. 1058–1078.
- Плотников А.В., Бибилова Е.В., Титов А.В. и др. О возрасте метаморфизма кианит-силлиманитового типа Южно-Чуйского комплекса (Горный Алтай): результаты U-Pb изотопного исследования цирконов // Геохимия. 2002. № 6. С. 579–589.
- Рязанцев А.В. Офиолиты Баянхонгорской зоны в структуре палеозойд Монголии // Докл. РАН. 1994. Т. 336. № 5. С. 651–654.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
- Термо- и барометрия метаморфических пород. Л.: Наука, 1977. 207 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 3. С. 354–359.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // Докл. РАН. 2001. Т. 379. № 1. С. 94–98.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Изотопный состав, источники корового магматизма и строение коры каледонид Озерной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2002. Т. 387. № 3. С. 387–392.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 3. С. 354–359.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2006. Т. 410. № 5. С. 1–7.
- Barrett T.J., MacLean W.H. Volcanic sequences, litho-geochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. In Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings // Rev. Econom. Geology. 1999. № 8. P. 101–131.
- Buchan C., Pfander J., Kroner A. et al. Timing of accretion and collisional deformation in the Central Asian orogenic Belt: implications of granite geochronology in the Bayankhongor Ophiolite Zone // Chem. Geol. 2002. V. 192. P. 23–45.
- Condie K.C. Breakup of a Paleoproterozoic supercontinent // Gondwana Research. 2002. V. 5. № 1. P. 41–43.
- Dergunov A.B., Kovalenko V.I., Ruzhentsev S.V., Yarmolyuk V.V. Tectonics, Magmatism, and Metallogeny of Mongolia. London and New York: Routledge. Taylor and Francis Group, 2001. P. 288.
- Jahn B.-M., Capdevila R., Liu D., Badarch G. Sources of Phanerozoic granitoids in Mongolia: geochemical and isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. // J. Asian Earth Sci. 2004. V. 23. P. 629–653.
- Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Dept. Mines. 1976. Misc. Pap. V. 66. 22 p.
- Kerr A.C., White R.V., Saunders A.D. LIP Reading: Recognizing Oceanic Plateaux in the Geological Record // J. Petrol. 2000. V. 41. № 7. P. 1041–1056.
- 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. et 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. et Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 637–649.

- Ludwig K.R.* Isoplot/Ex, Version 2.05: A geochronological toolkit for MICROSOFT EXCEL. Spec. Pub. Berkeley Geochronology Center 1a. 1999. 43 p.
- Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991b. 35 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.
- Nesbitt H.W., Yong G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715-717.
- Nesbitt H.W., Yong G.M.* Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 1523-1534.
- Nesbitt H.W., Yong G.M.* Formation and diagenesis of weathering profiles // J. Geology. 1989. V. 97. P. 129-147.
- Poller U., Liebetrau V., Todt W.* U-Pb single-zircon dating under cathodoluminescence control (CLC-method): application to polymetamorphic orthogneisses // Chem. Geol. 1997. V. 139. P. 287-297.
- Rogers J.J.W., Santosh M.* Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent // Gondwana Research. 2002. V. 5. № 1. P. 5-22.
- 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.* Subcommission of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359-362.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: Magmatism in the Ocean Basins/Eds. by Saunders A.D., Norry M.J. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313-345.

*Рецензенты Е.В. Скляр, Е.В. Бибикина*