

УДК 550.93:551.7/.24(571.52+517.3)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВОГО И ГАББРОИДНОГО КОМПЛЕКСОВ БАЯННУРСКОГО БЛОКА СОНГИНСКОГО ВЫСТУПА, ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

© 2019 г. И. К. Козаков^{1,*}, Д. А. Лыхин², Ч. Эрдэнэжаргал³, Е. Б. Сальникова¹, И. В. Анисимова¹, В. П. Ковач¹, Ю. В. Плоткина¹, А. М. Федосеенко¹

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

³ Институт геологии и минеральных ресурсов Академии наук Монголии, Улан-Батор, Монголия

*e-mail: ivan-kozakov@yandex.ru

Поступила в редакцию 04.12.2017 г.
Получена после доработки 11.12.2017 г.
Принята к публикации 12.04.2018 г.

В раннекаледонской складчатой области южного обрамления Сибирской платформы между Дзабханским и Тувино-Монгольским террейнами представлены блоки кристаллических пород Сонгинского выступа. В Баяннурском блоке его южной части выделены неопротерозойские (890–780 млн лет) гнейсо-мигматитовый баяннурский и метавулканогенно-терригенный холбонурский комплексы. Зона их сочленения трассируется надвиговыми структурами, которые отражены во всех структурно-вещественных комплексах Баяннурского блока. В зоне сочленения представлены тектонические пластины. Их особенностью является присутствие образованных до формирования надвигов пород габбро-гипербазитового комплекса и постнадвиговых габброидов и габбро-диоритов. Верхнюю возрастную границу интервала формирования надвигов определяют гранитоиды Баяннурского массива с возрастом 790 ± 3 млн лет, а также габброиды и анортозиты Онцулинской тектонической пластины с возрастными 785 ± 3 и 784 ± 3 млн лет. Нижняя граница формирования надвигов (802 ± 6 млн лет) определяется возрастом ультраметагенных гранитоидов баяннурского комплекса. В тектонической пластине хребта, выходящего в район горы Сант-ула, установлены тела массивного (постнадвигового) пегматоидного габбро и породы габбро-гипербазитового комплекса с отчетливо проявленными структурами, связанными с надвигами. Для этих образований установлены значения возраста 782 ± 2 и 806 ± 10 млн лет соответственно (ID-TIMS). Полученные данные свидетельствуют о том, что постнадвиговые и донадвиговые образования не могут входить в состав единого расслоенного комплекса. Последние могут рассматриваться как фрагменты палеоокеанических образований в аккреционной структуре Баяннурского блока Сонгинского выступа.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, докембрийские террейны, ранний неопротерозой, U–Pb геохронология, циркон, корреляция процессов основного магматизма и метаморфизма.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-592X27231-51>

ВВЕДЕНИЕ

В раннекаледонской складчатой области южного обрамления Сибирской платформы представлены блоки континентальной коры с ранне- и позднекембрийским фундаментом и обрамляющие их зоны развития позднерифейских и венд-раннепалеозойских комплексов океанических бассейнов и островных дуг (Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Коваленко и др., 2005). В составе супертеррейна выделены Дзабханский и Тувино-Монгольский террейны (рис. 1), представляющие собой композитные структуры с гетерогенным фундамен-

том (Козаков и др., 2015, 2017б). Между ними развиты фрагменты палеоокеанических и островодужных комплексов эдиакария–раннего кембрия Идерской и Озерной зон (Ильин, 1982), а также блоки докембрийских кристаллических пород, рассматриваемых в составе Сонгинского выступа (рис. 1).

В Баяннурском блоке Сонгинского выступа выделены докембрийские структурно-вещественные комплексы: гнейсо-мигматитовый баяннурский и метавулканогенно-терригенный холбонурский (Ковач и др., 2013; Козаков и др., 2013а).

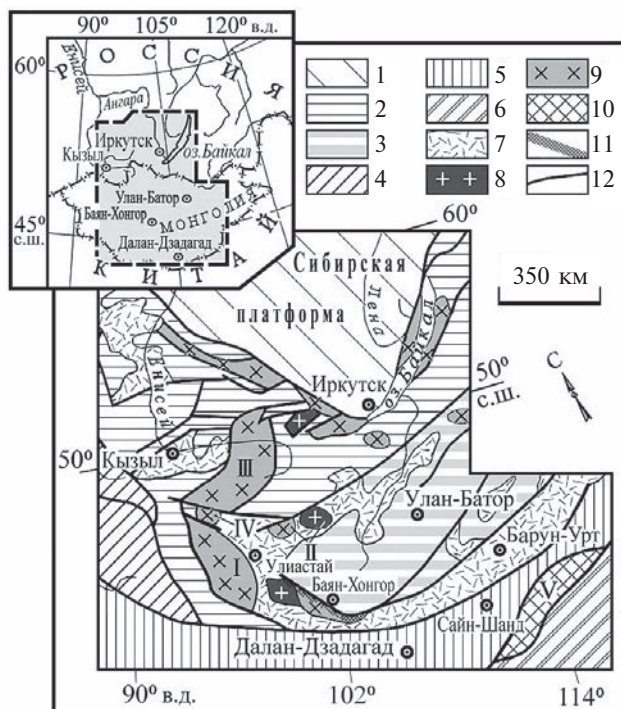


Рис. 1. Схема геологического положения фрагментов докембрийской континентальной коры в структурах восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Моссаковский и др., 1993; Карта..., 1989).

1 – древние платформы; 2–10 – структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса: 2 – ранние каледониды, 3 – нерасчлененные толщи турбидитного чехла палеозоя, 4 – поздние каледониды; 5 – герциниды, 6 – индосиниды, 7 – вулканические пояса позднего палеозоя–мезозоя, 8–10 – фрагменты континентальных массивов: 8а – с нерасчлененным ранне- и позднекембрийским основанием, 8б – с раннекембрийским основанием, 9 – с раннебайкальским основанием, 10 – с гренвиллским основанием; 11 – Южно-Хангайский метаморфический пояс; 12 – главные тектонические границы. Римскими цифрами обозначены: I – Дзабханский микроконтинент, II – блоки Тарбагатайского выступа, III – Тувино-Монгольский терреин, IV – блоки Сонгинского выступа, V – Южно-Гобийский микроконтинент.

В баяннурском комплексе преобладают в различной степени мигматизированные тонкополосчатые биотитовые гнейсы (иногда с гранатом) с редкими прослоями амфиболовых гнейсов. В высокотемпературных зонах, где проявлена мигматизация, представлены субавтохтонные ультраметагенные гранитоиды. Возраст данных гранитоидов (802 ± 6 млн лет¹) дает оценку времени проявления регионального метаморфизма.

В холбонурском комплексе установлены две главные породные ассоциации. В строении первой ассоциации участвуют зеленокаменно измененные базальты, в том числе шаровые лавы, а также метавулканы основного и среднего состава с горизонтами кварцитов и мраморизованных известняков. Метабазиты (амфиболиты и зеленокаменно измененные базальты) по составу являются промежуточными между OIB и E-MORB (Ярмолюк и др., 2015, 2017).

¹ Приводимые в тексте авторские данные о возрасте определены U–Pb методом по цирконам (ID-TIMS); возрастные данные, полученные другими методами, оговариваются в тексте.

Во второй ассоциации представлены существенно терригенные и терригенно-вулканогенные образования (рис. 2). Породная ассоциация существенно терригенной части холбонурского комплекса, включающая аргиллиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, рассматривается нами в составе образований аккреционной призмы. Для циркона из валуна трондьемита в конгломератах установлен возраст 874 ± 3 млн лет (Козаков и др., 2013б), что определяет нижнюю возрастную границу формирования терригенной толщи, а ее верхнюю границу фиксируют граниты Баяннурского массива с возрастом 790 ± 3 млн лет. В восточной части Баяннурской зоны в нескольких изолированных выходах среди аналогичных аргиллитов, песчаников, гравелитов и конгломератов присутствуют вулканические породы: шаровые базальты и гиадокластиты, амфиболовые андезиты, дациты и риолиты (рис. 2). Для последних установлен возраст 888 ± 2 млн лет (Ярмолюк и др., 2015). Эта породная ассоциация характеризует условия формирования островной дуги. Ее верхнюю возрастную границу определяют грани-

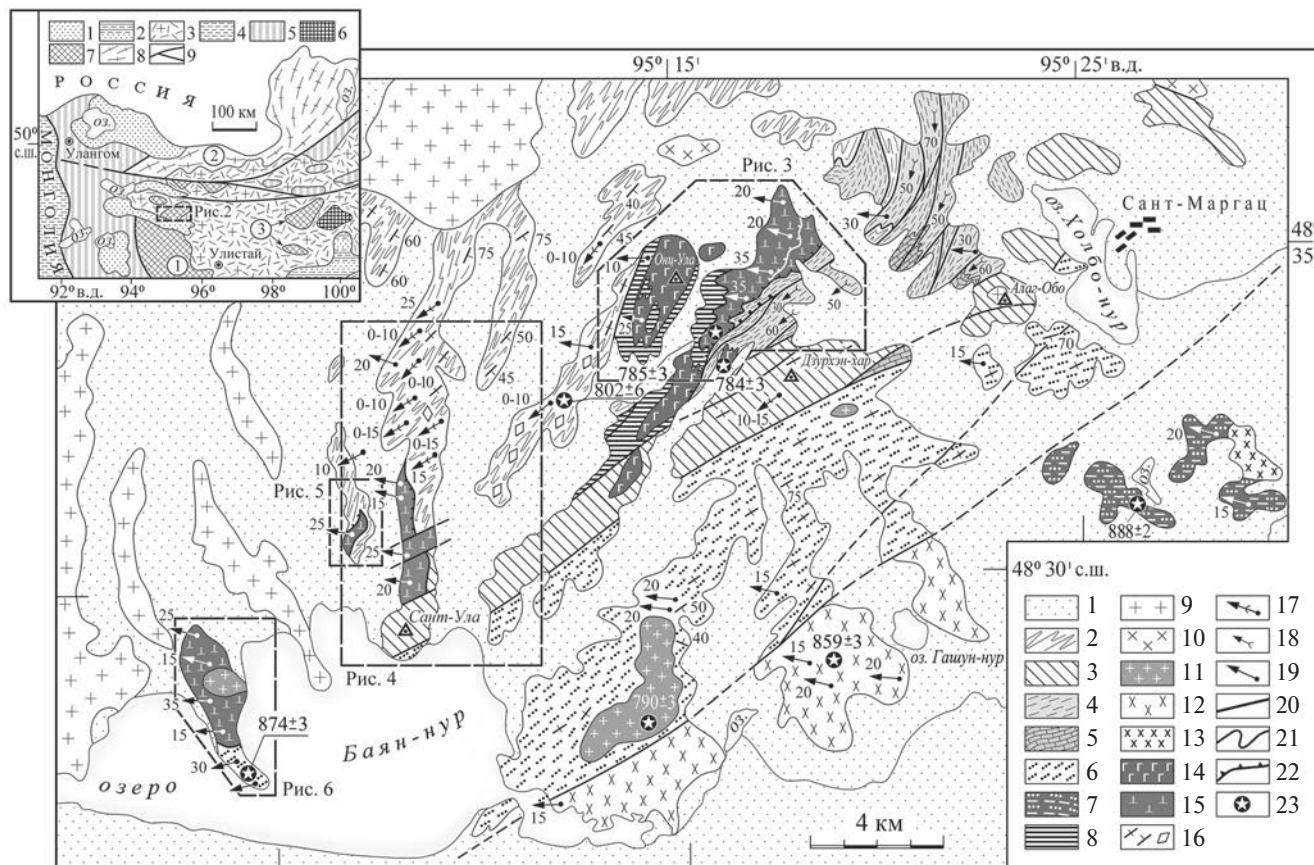


Рис. 2. Схема геологического строения Баяннурского блока Сонгинского выступа. 1 – четвертичные рыхлые отложения; 2 – породы гнейсо-мигматитового баяннурского комплекса (802 ± 6 млн лет); 3–7 – холбонурский комплекс: 3 – толща “апобазальтовых” сланцев с редкими прослоями кремнистых пород и телами габброидов, 4 – сланцы (метавулканы основного и среднего состава) с горизонтами кварцитов и прослоями кремнистых пород, 5 – сланцы (метавулканы основного и среднего состава) с горизонтами кварцитов и слюдяных кварцито-сланцев, с пластами и линзами мраморизованных известняков, 6 – породы аккреционной призмы: аргиллиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, 7 – породы островодужной ассоциации: песчаники, гравелиты, конгломераты, олистоциты, базальты; 8 – амфиболиты, амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы; 9–15 – магматические породы: 9 – массивные граниты (карбон–пермь), 10 – массивные гранодиориты (ранний–средний палеозой?), 11 – позднерифейские граниты Баяннурского массива (790 ± 3 млн лет), 12 – массивные роговообманковые гранодиориты, диориты Гашуннурского массива (859 ± 3 млн лет), 13 – те же породы (?) сильно измененные (эпидотизация, хлоритизация), 14 – роговообманковое габбро и диориты (785 ± 3 млн лет), 15 – породы тектонических пластин: серпентинизированные пироксениты, вебстериты, верлиты; дуниты, расслоенное габбро, серпентиниты, амфиболиты; 16 – ориентировка сланцеватости (вертикальная, наклонная, субгоризонтальная); 17 – шарниры складок, линейность в баяннурском комплексе; 18 – шарниры мелких складок, линейность в толще метавулканитов; 19 – ориентировка структур, сопряженных с надвигами: линейность, бороздчатость, зеркала скольжения; 20 – главные сдвиговые зоны и тектонические границы; 21 – деформированные тектонические границы; 22 – надвиги; 23 – положение геохронологических проб (возраст в млн лет).

На врезке показано положение Баяннурского блока Сонгинского выступа: 1 – четвертичные отложения; 2 – турбидитные отложения девона–карбона; 3 – вулканоплутонические комплексы позднего палеозоя–раннего мезозоя; 4, 5 – подвижные пояса позднекаледонские Монгольского Алтая (4) и раннекаледонские Озерной зоны (5); 6–8 – блоки кристаллических пород, связанные с палеопротерозойским (6), неопротерозойским (7) и раннепалеозойским (8) тектогенезом; 9 – тектонические границы. Цифры в кружках: 1 – Дзобханский терреин, 2 – Тувино-Монгольский терреин, 3 – блоки Тарбагатайского выступа.

тоиды Гашуннурского массива с возрастом 859 ± 3 млн лет (Козаков и др., 2013а). В целом породные ассоциации холбонурского комплекса рассматриваются как неопротерозойские палеоокеанические и островодужные образования (Ковач и др., 2013; Ярмолук и др., 2015, 2017).

Принципиальное значение для установления этапов тектонического развития Баяннурского блока имеют структурная позиция и возраст магматических образований зоны сочленения баяннурского и холбонурского комплексов. В тектонических пластинах этой зоны представ-

лены магматические породы, которые резко различаются по своему структурному положению. В породах габбро-гипербазитового расслоенного комплекса отчетливо проявлены полого ориентированные структуры, связанные с надвигами. В телах анортозитов, роговообманкового габбро, габбро-диоритов надвиговые структуры не проявлены даже в непосредственном контакте с тектонизированными породами. Такое различие в структуре дало основание выделять до- и постнадвиговые образования.

Цель настоящей работы – определение возраста донадвигового габбро-гипербазитового комплекса и постнадвигового пегматоидного габбро в тектонической пластине зоны сочленения толщ баяннурского и холбонурского комплексов. Это позволит установить, принадлежат ли данные породы к единой ассоциации, становление которой происходило в ходе процесса аккреции, или же породы донадвигового комплекса были сформированы в палеоокеанической области, после чего были приведены в контакт с уже метаморфизованными образованиями баяннурского и холбонурского комплексов.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД БАЯННУРСКОГО БЛОКА

Основу структурного плана Баяннурского блока образует система тектонических пластин северо-восточного простирания, разделенных субвертикально ориентированными сдвиговыми зонами и более поздними полого ориентированными надвигами. С этими надвигами связано формирование пологих зон бластомилонитов, зеркал скольжения, бороздчатости и линейности, полого погружающихся на запад и северо-запад. Эти структуры отчетливо проявлены как вдоль зоны сочленения толщ баяннурского и холбонурского комплексов, так и в породах внутренних частей всех структурно-вещественных комплексов Баяннурского блока (рис. 2). Наложение данных структур на мигматизированные гнейсы баяннурского комплекса и ассоциирующие с ними ультраметагенные гранитоиды определяет нижнюю возрастную границу формирования надвигов 802 ± 6 млн лет, а верхнюю границу фиксируют граниты Баяннурского массива с возрастом 790 ± 3 млн лет (Козаков и др., 2013а). Таким образом, оценка возраста сочленения гнейсо-мигматитового баяннурского и холбонурского комплексов устанавливается в интервале около 805–790 млн лет.

Характерными образованиями зоны сочленения баяннурского и холбонурского комплексов являются тектонические пластины, внутреннее

строение которых определяют донадвиговые серпентинизированные породы габбро-гипербазитового комплекса, приведенные в контакт с амфиболитами, амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами и прорванные массивами и отдельными телами постнадвиговых роговообманковых габбро и габбро-диоритов.

Наиболее полно рассмотрены породные ассоциации следующих пластин: Онцулинской тектонической пластины в районе горы Онцула, Сантулинской пластины, расположенной вдоль западного склона хребта, выходящего к горе Сант-ула, и Боршанской пластины мыса северо-западной части берега озера Баян-нур (рис. 3–6).

В западной части Онцулинской тектонической пластины (рис. 3) представлены главным образом массивные роговообманковые габброиды, габбро-диориты и диориты с ксенолитами пироксенитов, перидотитов и полосчатых габбро, включенные ранее в состав единой дифференцированной дунит-верлит-пироксенит-габбровой ассоциации Онцулинского массива (Агафонов и др., 1987). В апикальной и эндоконтактных частях среди габброидов установлены ксенолиты, сложенные амфиболитами и роговообманковыми кристаллическими сланцами. Структуры, связанные с надвигами, не проявлены в массивных роговообманковых габброидах и габбро-диоритах собственно Онцулинского массива, однако отчетливо выражены как во вмещающих породах, так и в породах ксенолитов и прорвов кровли.

Восточная часть Онцулинской тектонической пластины в большей степени сложена породами расслоенной серии: в разной степени серпентинизированными дунитами, верлитами, вебстеритами, клинопироксенитами и габбро (рис. 3). Массивные роговообманковые габброиды и габбро-диориты образуют среди них небольшие тела и массивы. Для тектонических пластин, сложенных породами расслоенной серии, амфиболитами и амфиболовыми сланцами, характерны структурные элементы, связанные с надвигами (рис. 7а). Они также установлены в жильных гранитоидах, прорывающих амфиболовые кристаллические сланцы и кварцито-сланцы. Породы расслоенного комплекса пересекаются жилами и дайками анортозитов с возрастом 784 ± 3 млн лет (рис. 7б), что дает независимую оценку верхнего рубежа формирования расслоенного габбро-гипербазитового комплекса (Козаков и др., 2013а). В роговообманковых габбро-диоритах и диоритах с возрастом 785 ± 3 млн лет структуры, связанные с надвигами, также не проявлены. Однако вопрос о том, насколько разорваны во времени

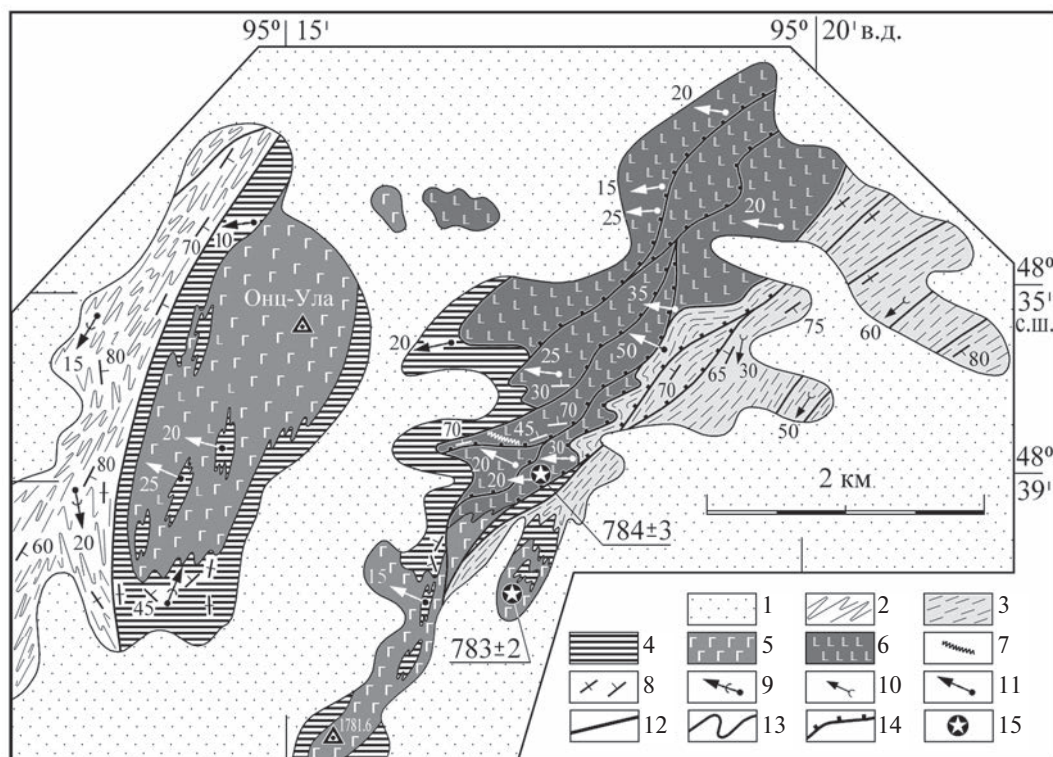


Рис. 3. Схема геологического строения Онцулинской тектонической пластины.
 1 – четвертичные отложения; 2 – метаморфические породы баяннурского комплекса; 3 – сланцы (метавулканиты основного и среднего состава) с горизонтами кварцитов и прослоями кремнистых пород; 4 – амфиболиты, амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы; 5 – роговообманковое габбро и диориты (785 ± 3 млн лет); 6 – анортозиты (784 ± 3 млн лет); 7 – габбро, гипербазиты; 8 – ориентировка сланцеватости (вертикальная, наклонная); 9 – шарниры складок, линейность в гнейсо-мигматитовом комплексе; 10 – шарниры мелких складок, линейность в амфиболитах и сланцах обрамления габбро-гипербазитового комплекса; 11 – ориентировка структур, сопряженных с надвигами (линейность, бороздчатость, зеркала скольжения); 12 – сдвиговые зоны и тектонические границы; 13 – деформированные тектонические границы; 14 – надвиги (N); 15 – положение геохронологических проб (возраст в млн лет).

породы донадвигового габбро-гипербазитового комплекса, с одной стороны, и массивные постнадвиговые габбро, диориты и анортозиты, с другой, оставался открытым. Отметим, что при геологической съемке породы донадвиговой (серпентиниты, дуниты, верлиты, пироксениты) и постнадвиговой (габбро, габбро-диориты) ассоциаций были отнесены к разновозрастным интрузивным комплексам: ранне- и позднепротерозойским (Геологическая..., 1982).

Выходы тектонических пластин со сходными породными ассоциациями прослеживаются в юго-западном направлении к озеру Баян-нур (рис. 2). В Сантулинской тектонической пластине хорошо обнажены контакты пород габбро-гипербазитового и гнейсо-мигматитового комплексов (рис. 4). Здесь представлены серпентиниты, серпентинизированные пироксениты и габброиды (проба 7994) с отчетливо выраженными бороздчатостью, линейностью и зеркалами скольжения (рис. 7в, 7г), которые надвинуты на мигматизированные гнейсы баяннурского комплекса и перекрыты пластиной милонитизированных миг-

матитов с жилами субавтохтонных гранитоидов (рис. 7д). В этом же обнажении установлено тело массивного (постнадвигового) пегматоидного габбро (проба 7663) (рис. 7е). В тектонической пластине, расположенной в 1.5 км к западу, преобладают расслоенное габбро и серпентиниты (рис. 5). Будины и линзы последних вдоль контакта “закатаны” среди мигматизированных гнейсов.

Крупная пластина серпентинизированных дунитов, верлитов и габброидов (Боршанская пластина) расположена в районе мыса Бор-Шана северо-западной части озера Баян-нур (рис. 6). Здесь породы ее южной части надвинуты на толщу терригенной ассоциации холбонурского комплекса.

Данные о возрасте до- и постнадвиговых магматических пород тектонических пластин дают возможность установить их принадлежность к единой дифференцированной ассоциации или к разновозрастным комплексам, становление которых происходило в различных геодинамических обстановках.

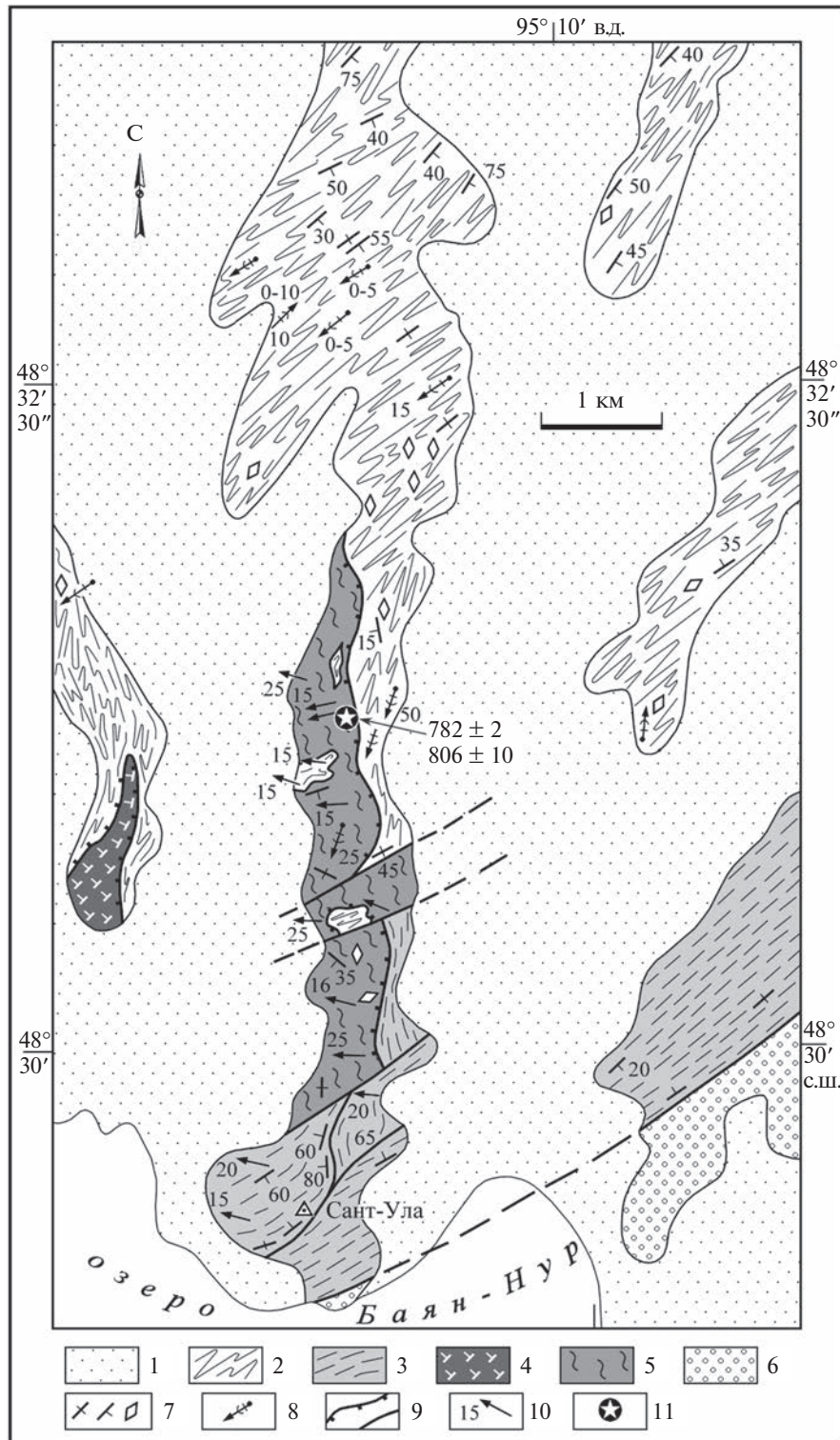


Рис. 4. Схема геологического строения Сантулинской тектонической пластины.

1 – четвертичные рыхлые отложения; 2 – мигматизированные гнейсы баяннурского комплекса; 3 – толща амфиболовых сланцев, амфиболитов, габброидов; 4 – расслоенное габбро, гипербазиты, серпентиниты; 5 – породы зоны тектонического переслаивания габбро, пироксенитов, серпентинитов, амфиболитов, бластомилонитов по габбро и гнейсам баяннурского комплекса; 6 – аргиллиты, песчаники, гравелиты, конгломераты; 7 – сланцеватость (вертикальная, наклонная, субгоризонтальная); 8 – шарниры складок и линейность в гнейсах баяннурского комплекса; 9 – разломы, надвиги (N); 10 – ориентировка бороздчатости и плоскостей скольжения; 11 – положение геохронологических проб (возраст в млн лет).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

U–Pb изотопное исследование. Выделение циркона проводили по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U–Pb геохронологических исследований кристаллы циркона (или их фрагменты) подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO₃. При этом после каждой ступени эти кристаллы промывали особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполняли по модифицированной методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1973). В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности использовались аэроабразивная обработ-

ка (Krogh, 1982) и метод предварительной кислотной обработки (Mattinson, 1994). Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI и FINNIGAN MAT-261 в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург) как в статическом режиме, так и при помощи счетчика ионов. Для изотопных исследований использовался трассер ²³⁵U–²⁰²Pb. Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг для Pb и 1 пг для U. Обработку экспериментальных данных проводили при помощи программ PbDAT (Ludwig, 1991) и ISOPLOT (Ludwig, 2003). При расчете возрастов использованы

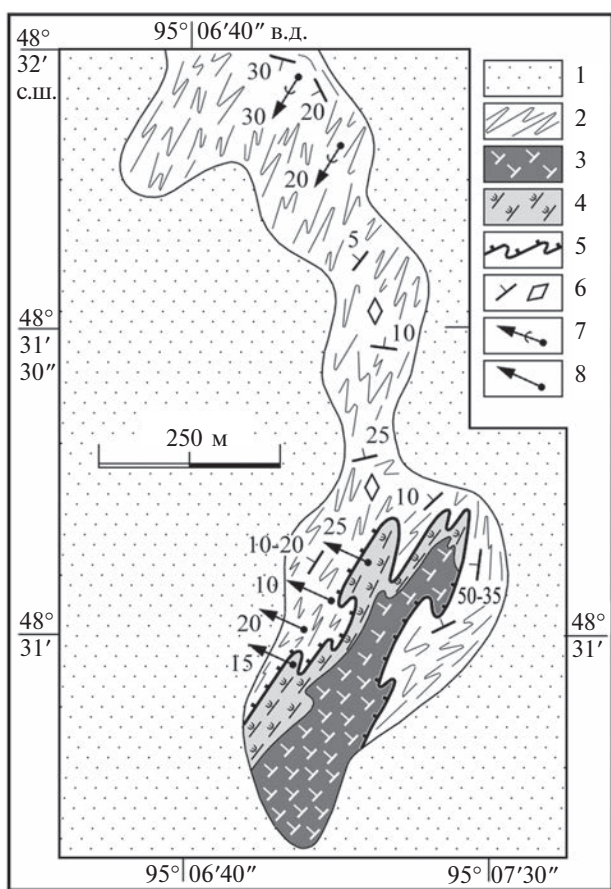


Рис. 5. Фрагмент Сантулинской тектонической пластины в гнейсах баяннурского комплекса. 1 – четвертичные рыхлые отложения; 2 – мигматизированные гнейсы баяннурского комплекса; 3 – расслоенное габбро, гипербазиты, серпентиниты; 4 – породы зоны тектонического переслаивания серпентинитов, амфиболитов, blastsмилонитов по расслоенному габбро, мигматитам и гнейсам баяннурского комплекса; 5 – положение поверхности надвига; 6 – сланцеватость (вертикальная, наклонная, субгоризонтальная); 7 – шарниры складок, линейность; 8 – ориентировка бороздчатости и плоскостей скольжения.

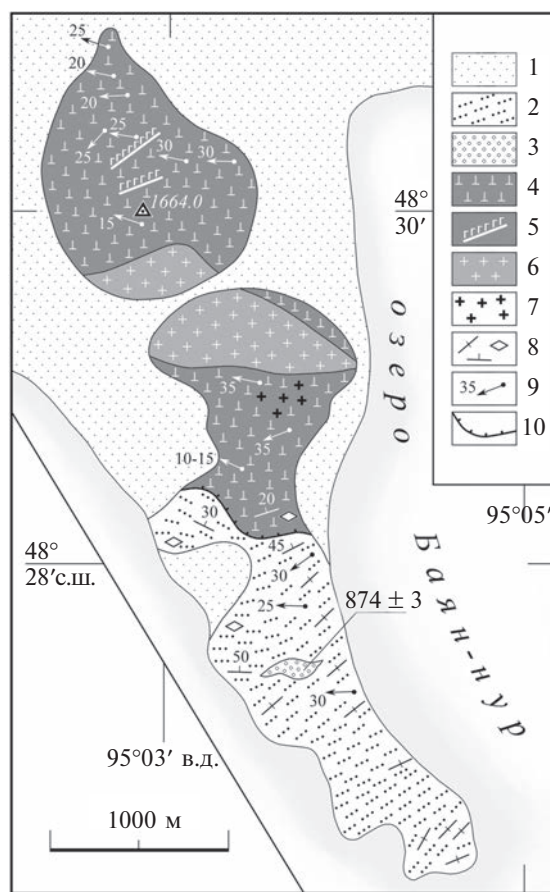


Рис. 6. Схема геологического строения Боршанской тектонической пластины. 1 – четвертичные рыхлые отложения; 2, 3 – терригенная ассоциация холбонурского комплекса: 2 – песчаники, аргиллиты; 3 – конгломераты; 4 – породы донадвигового габбро-гипербазитового комплекса (аподунитовые серпентиниты, перидотиты, расслоенное габбро); 5 – дайки постнадвигового мелкозернистого роговообманкового габбро; 6 – массивные граниты и гранодиориты (~790 млн лет); 7 – жильные поля массивных гранитов (~790 млн лет); 8 – слоистость, сланцеватость (субвертикальная, наклонная, пологая); 9 – ориентировка структур, сопряженных с надвигами: линейность, бороздчатость, зеркала скольжения; 10 – поверхность надвига.



Рис. 7. Структурные соотношения пород габбро-гипербазитового комплекса тектонических пластин Баяннурского блока (фотографии обнажений).

(а) – линейность и бороздчатость в породах Онцулинской тектонической пластины; (б) – дайка анортозита (784 ± 3 млн лет) в вебстеритах Онцулинской пластины; (в) – надвиговые структуры в Сантулинской пластине; (г) – линейность и бороздчатость в серпентинизированных габброидах пробы 7994 (806 ± 10 млн лет); (д) – милонитизированные мигматиты и ультрамафегенные гранитоиды в Сантулинской пластине; (е) – пегматоидное габбро пробы 7663 (782 ± 2 млн лет); (ж) – надвиговые структуры в Боршанской пластине; (з) – линейность и бороздчатость в гипербазитах Боршанской пластины.

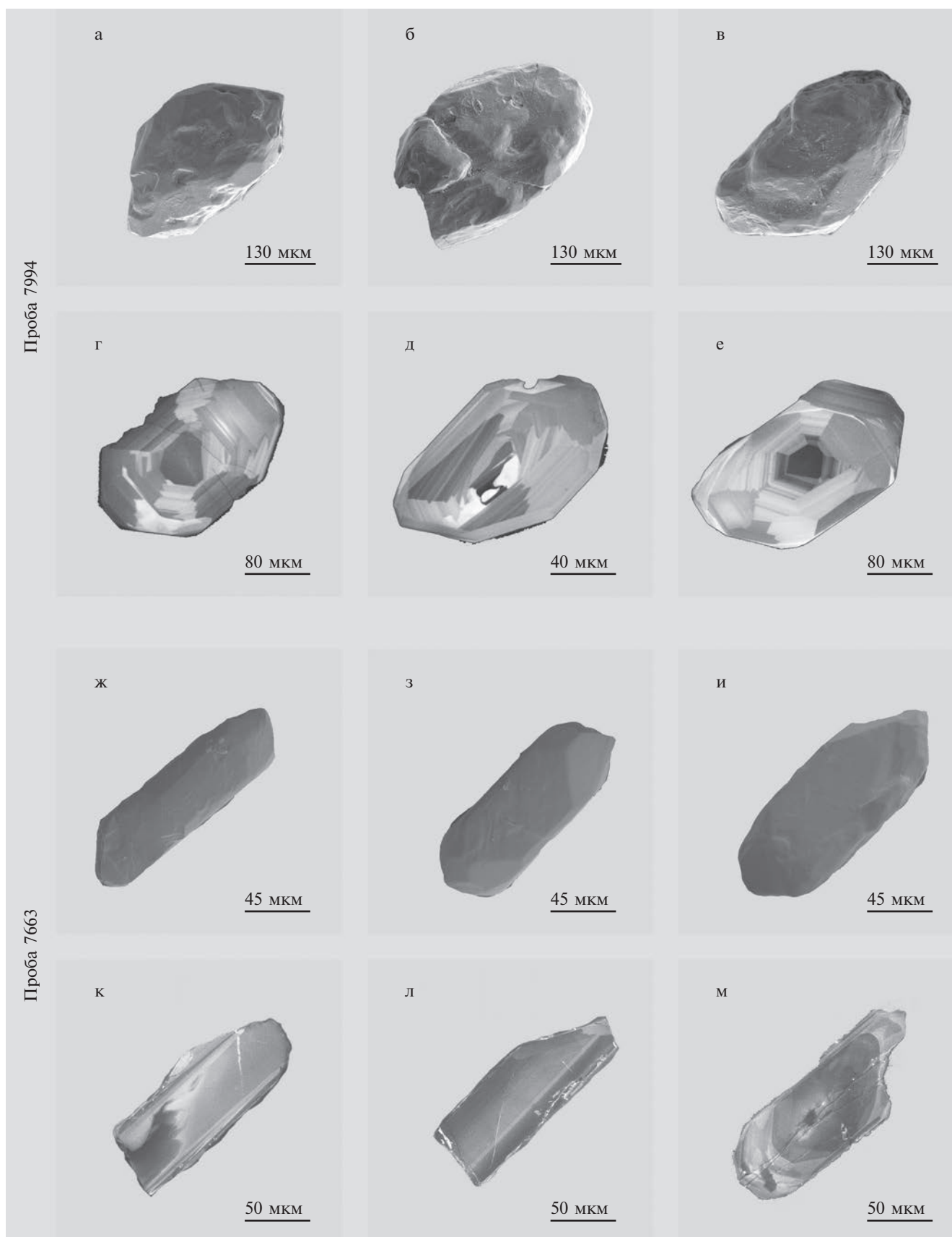


Рис. 8. Микрофотографии кристаллов циркона из проб 7994 и 7663, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ-55 в режиме вторичных электронов (а–в, е–и) и в режиме катодолуминесценции (г, д, к–м).

общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Геохимический анализ. Определение содержания главных элементов и ряда элементов-примесей (Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pb, Th, Ba, Cr, Co, Ni, V) выполнено методом рентгенофлуоресцентного анализа, а PЗЭ (Li, Be, Sc, Cu, Zn, Ga, Y, Nb, Cs, Hf, Ta, Th, U) методом ICP-MS с относительной погрешностью 5–10% в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (г. Москва).

Sm–Nd изотопное исследование. Sm–Nd изотопные данные были получены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Навески около 100 мг растертых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный трассер ^{149}Sm – ^{150}Nd , разлагались в тefлоновых бюксах в смеси $\text{HCl} + \text{HF} + \text{HNO}_3$ при температуре 110°C . Полноту разложения проверяли под бинокляром. Редкоземельные элементы (PЗЭ) были выделены посредством стандартной катионообменной хроматографии на колонках смолы BioRad AG1-X8 200–400 меш, а Sm и Nd – с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100–150 меш) фирмы Eichrom. Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd-стандарте La Jolla. Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0.03–0.2 нг для Sm, 0.1–0.5 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = \pm 0.005\%$ (2σ).

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

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Положение геохронологических проб донадвигового серпентинизированного габбро (проба

7994) и постнадвигового пегматоидного габбро (проба 7663) (рис. 7г, 7е) показано на схематической геологической карте Сантулинской тектонической пластины (рис. 4).

Акцессорный циркон пробы 7994 представлен субидiomорфными полупрозрачными короткопризматическими кристаллами светло-желтой окраски. Кристаллы огранены сочетанием призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {111}, {211} (рис. 8а–8в). Размер кристаллов изменяется от 30 до 300 мкм, $K_{\text{удл}}$ составляет 1.0–1.2. В режиме катодолюминесценции в цирконе наблюдается осцилляторная зональность и секториальность (рис. 8г–8е). Для изотопных исследований нами был использован как необработанный циркон, так и циркон, предварительно подвергнутый аэроабразивной и кислотной обработкам (табл. 1, № 1–3). Изученный циркон характеризуется незначительной возрастной дискордантностью (3–1.2%), а точки его изотопного состава располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 806 ± 10 млн лет (нижнее пересечение 343 ± 160 млн лет, СКВО = 0.73; рис. 9а). Морфологические особенности изученного циркона указывают на его магматическое происхождение, следовательно, оценку 806 ± 10 млн лет можно использовать в качестве возраста его кристаллизации.

Акцессорный циркон пробы 7663 представлен идиоморфными, субидiomорфными прозрачными и полупрозрачными призматическими и длиннопризматическими кристаллами светло-желтой окраски. Эти кристаллы огранены призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {111}, {211} (рис. 8ж–8и). Их размер изменяется от 100 до 300 мкм, $K_{\text{удл}} = 3.0$ –4.0. Циркон характеризуется зональным внутренним строением (рис. 8к–8м), в нем выделяются краевые незначительно трещиноватые зоны с повышенной люминесценцией. Для изотопных исследований из размерной фракции >200 мкм были отобраны три микронавески наиболее “чистого” и идиоморфного циркона (табл. 1, № 4–6), при этом циркон одной из них (табл. 1, № 5) был подвергнут предварительной кислотной обработке. Изученный циркон характеризуется незначительной дискордантностью изотопных отношений (<2%; табл. 1, № 4) или конкордантен (табл. 1, № 5 и 6). Значение конкордантного возраста составляет 782 ± 2 млн лет (СКВО = 1.5) и совпадает с величиной среднего значения возраста циркона, рассчитанного по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и равного 786 ± 2 млн лет (СКВО = 2.5) (рис. 9б). Морфологические особенности изученного циркона свидетельствуют о его кристаллизации из расплава; следовательно, значение возраста 782 ± 2 млн лет можно использовать в качестве наиболее точной оценки времени образования постнадвигового пегматоидного габбро.

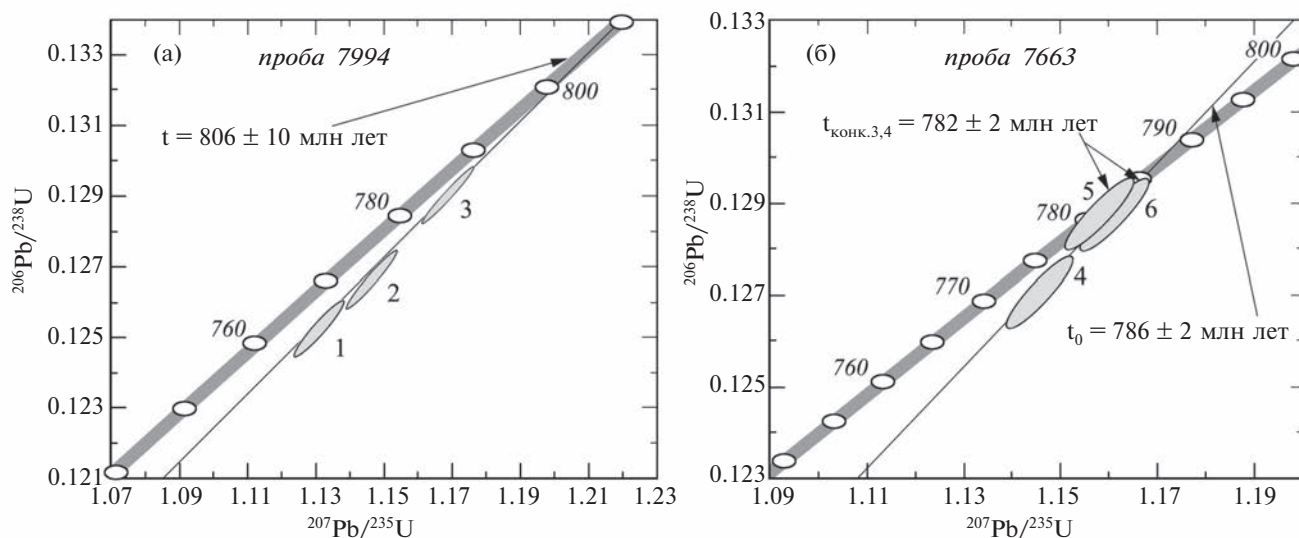


Рис. 9. Диаграмма с конкордией для циркона из проб 7994 (а) и 7663 (б). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

Таблица 1. Результаты U–Pb изотопных исследований циркона из проб 7994 и 7663 (координаты 48°31' 8.4704" с.ш., 95°8'40.74" в.д. и 48°31'8.472" с.ш., 95°8'40.74" в.д. соответственно)

№ п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
					²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Проба 7994													
1	50–85, 40 кристаллов, A = 30%	0.37	14.50	278	3302	0.0654±1	0.2112±1	1.1326±31	0.1256±1	0.95	769±2	763±2	788±1
2	100–150, 8 кристаллов	0.02	17.80	278	2380	0.0656±1	0.1781±1	1.1476±39	0.1269±2	0.96	776±3	776±3	797±2
3	100–150, кисл. обр. = 3.0	–	U/Pb = 6.91		14480	0.0657±1	0.2319±1	1.1699±23	0.1292±2	0.98	787±2	787±2	797±1
Проба 7663													
4	> 200, 10 кристаллов	0.38	48.20	362	7006	0.0654±1	0.1990±1	1.1459±13	0.1271±1	0.92	775±1	771±1	788±1
5	> 200, кисл. обр. = 2.0	–	U/Pb = 6.94		7315	0.0652±1	0.2266±1	1.1581±22	0.1288±1	0.91	781±2	781±1	782±2
6	>200, 20 кристаллов	0.89	18.80	129	9602	0.0654±1	0.2482±1	1.1612±14	0.1287±1	0.92	783±1	781±1	788±1

Примечание. ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U–²⁰⁶Pb/²³⁸U; A=30% – количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки; прочерк означает, что навеска циркона не определялась; кисл. обр. = 3.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы). Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ND-ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПЛАСТИН ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ БАЯННУРСКОГО И ХОЛБОНУРСКОГО КОМПЛЕКСОВ

Донадвиговые гипербазиты соответствуют по минеральному и химическому составу пироксенитам – горнблендитам и дунитам (рис. 10).

Они характеризуются высокими содержаниями MgO и Ni, обеднены Al₂O₃ и CaO (табл. 2). Метагабброиды представлены высокоглиноземистыми и высокомагнезиальными разновидностями. Постнадвиговые образования соответствуют низкотитанистым высоко- и умеренно-глиноземистым габбро, габбро-анортозитам и габбро-диоритам, а также умеренно- и высокотитанистым

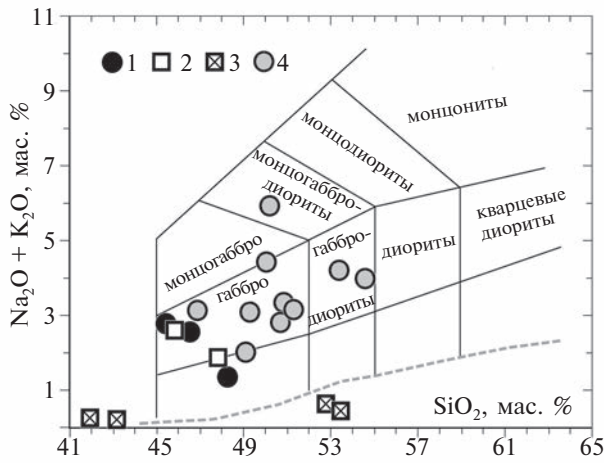


Рис. 10. Диаграмма SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для пород габбро-гипербазитового комплекса в тектонических пластинах Байаннурского блока. Границы полей пород разного состава даны по (Петрографический..., 2009). 1–3 – донадвиговые образования: 1 – амфиболиты, вмещающие тектонические линзы пород донадвигового габбро-гипербазитового комплекса; 2 – габброиды, 3 – гипербазиты; 4 – постнадвиговые габброиды.

низкомагнезиальным габбро и габбро-диоритам (рис. 10). Амфиболиты Онцулинской пластины, являющиеся вмещающими породами для постнадвиговых габброидов, соответствуют по составу высокотитанистым метабазальтам и низкотитанистым габбро с повышенными содержаниями MgO и CaO (табл. 2) и сходны с вулканитами метабазитовой палеоокеанической ассоциации холбонурского комплекса (Холбонурской зоны, по Ярмолюк и др., 2017).

Вариации составов постнадвиговых габброидов образуют тренд (рис. 11), который указывает на их связь с процессами дифференциации, приводящими к образованию, с одной стороны, анортозитов (обр. 6687) и пегматоидного габбро (обр. 7663), а с другой стороны – лейкогаббро и габбро-диоритов (обр. 7442) (табл. 2). В отличие от них породы донадвигового габбро-гипербазитового комплекса образуют отдельную группу составов (рис. 11). Учитывая эти различия, а также данные о разном возрасте формирования до- и постнадвиговых образований, можно го-

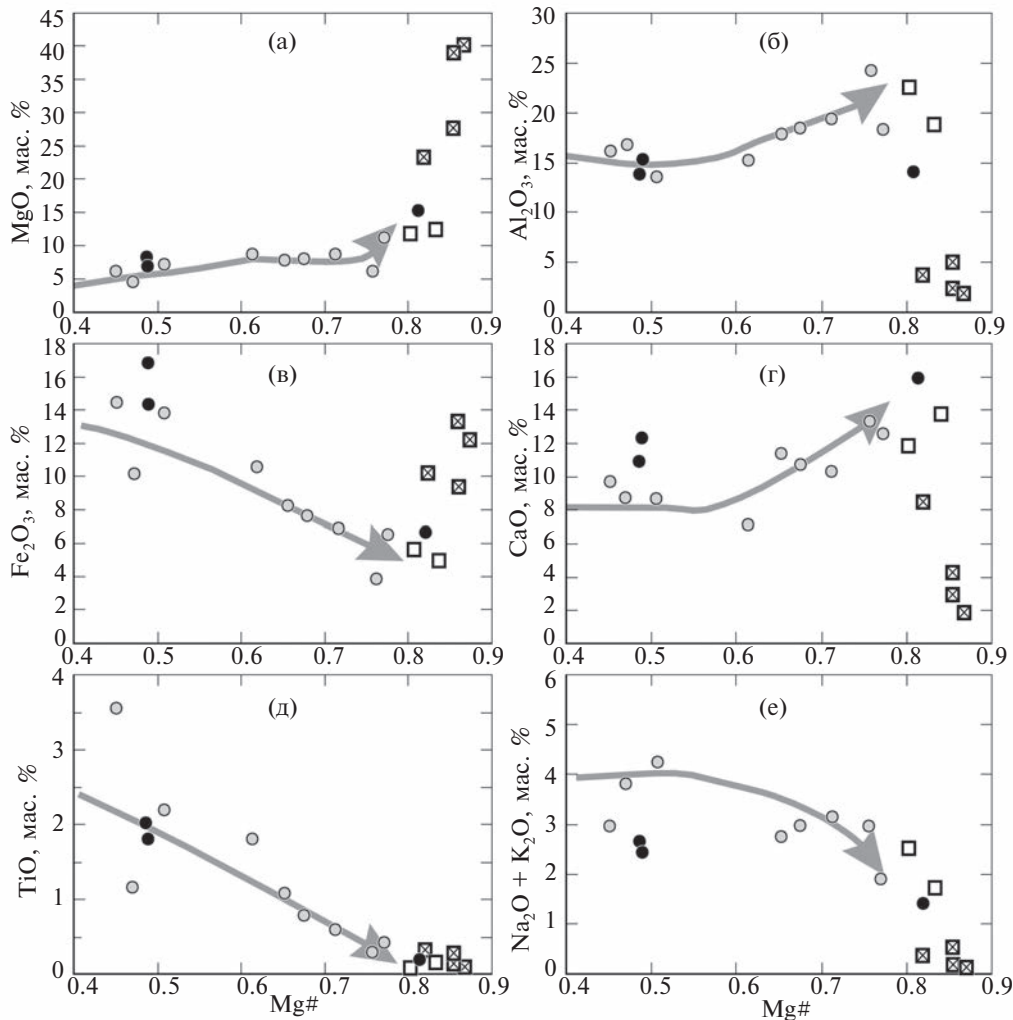


Рис. 11. Вариации составов пород габбро-гипербазитового комплекса. Условные обозначения см. на рис. 10. Серой стрелкой показан тренд кристаллизационной дифференциации в постнадвиговых габброидах.

Таблица 2. Химический состав (мас. %) и содержания элементов-примесей (мкг/г) в породах габбро-гипербазитового комплекса тектонических пластин

Породы	Амфи-болит	Амфи-болит	Амфи-болит	Габбро	Габбро	Горн-blendит	Дунит	Горн-blendит	Дунит	Пегма-тоидное габбро	Анор-тозит	Габбро-диорит	Габбро	Габбро	Габбро-диорит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Номер образца	7412	7475	7180	7994	7405	7433	7995	7995-1	7995-2	7663	6687	7118	7420	7442	7472
SiO ₂	45.17	47.46	45.86	44.07	46.38	52.11	37.05	51.36	37.9	47.60	47.96	53.71	49.44	52.88	50.21
TiO ₂	2.00	0.23	1.78	0.09	0.15	0.31	0.12	0.26	0.09	0.41	0.29	1.14	0.58	2.12	0.77
Al ₂ O ₃	13.65	13.54	15.05	21.65	18.30	3.60	1.95	4.71	1.66	17.77	23.52	16.49	18.84	15.60	17.96
FeO _{общ}	16.69	6.37	14.11	5.40	4.78	9.94	11.70	9.09	10.75	6.27	3.73	9.97	6.67	12.47	7.46
MnO	0.22	0.11	0.20	0.08	0.10	0.19	0.17	0.19	0.16	0.12	0.07	0.16	0.12	0.19	0.14
MgO	7.99	14.22	6.83	11.13	12.07	22.70	34.70	26.92	35.54	10.70	5.89	4.48	8.37	3.95	7.83
CaO	10.86	15.15	12.17	11.46	13.40	8.19	2.57	4.21	1.68	12.17	12.93	8.59	9.99	7.62	10.51
Na ₂ O	2.18	1.01	2.23	1.60	1.13	0.26	0.09	0.46	0.05	1.53	2.24	2.74	2.16	2.85	2.39
K ₂ O	0.43	0.18	0.16	0.82	0.56	0.09	0.05	0.06	0.05	0.31	0.62	1.01	0.90	1.13	0.53
P ₂ O ₅	0.16	0.03	0.18	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.04	0.11	0.07	0.20	0.07
П.п.п.	1.00	1.71	1.40	3.43	3.01	2.58	10.44	1.96	11.13	3.41	2.72	1.72	2.79	1.20	2.00
Сумма	100.35	100.01	99.97	99.76	99.92	100.00	98.86	99.244	99.031	100.35	100.00	100.13	99.91	100.19	99.86
P	716	н/о	н/о	131	179	87	87	н/о	н/о	208	170	493	284	864	301
V	367	н/о	н/о	26.4	72.4	184	74	н/о	н/о	102	85.2	230	117	323	152
Cr	132	н/о	н/о	507	1320	2580	5510	н/о	н/о	435	80.4	22	203	35	87.2
Co	61.4	н/о	н/о	45.3	38.9	79.9	127	н/о	н/о	46	19.2	32.9	32.5	34.6	34.2
Ni	93.2	н/о	н/о	330	333	508	1910	н/о	н/о	185	63.2	19.8	134	24	95.4
Ga	21.2	н/о	н/о	11.9	10.3	5.53	3.65	н/о	н/о	11.7	14.2	18.5	14.1	20.6	15.1
Rb	4.97	н/о	н/о	74.1	15.9	3.79	42.1	н/о	н/о	8.04	15.6	27.9	19.7	40.7	12.2
Sr	183	н/о	н/о	278	200	17.5	9.95	н/о	н/о	168	247	138	178	143	196
Y	25.6	н/о	н/о	4.73	4.6	6.09	2.55	н/о	н/о	9.06	6.6	30.5	11.9	33.2	14.2
Zr	93.1	н/о	н/о	6.51	10.6	11.7	7.42	н/о	н/о	44.2	24	124	38.7	117	55.8
Nb	9.88	н/о	н/о	1.02	0.5	0.54	0.5	н/о	н/о	1.63	1.48	7.26	1.88	12.3	2.67
Ba	83.8	н/о	н/о	83	58.2	12.6	4.48	н/о	н/о	55	93.8	214	135	283	89.6
La	9.82	н/о	н/о	2.34	1.03	0.68	0.62	н/о	н/о	3.26	3.36	15.1	3.89	17.9	4.65
Ce	25	н/о	н/о	4.92	2.36	1.56	1.24	н/о	н/о	6.48	7.09	34.7	8.8	41.7	10.3
Pr	3.59	н/о	н/о	0.66	0.34	0.26	0.17	н/о	н/о	0.85	0.97	4.46	1.17	5.31	1.4
Nd	16.9	н/о	н/о	2.8	1.37	1.27	0.95	н/о	н/о	4.07	3.48	19.1	5.9	22.6	6.37
Sm	4.88	н/о	н/о	0.76	0.61	0.55	0.27	н/о	н/о	1.3	1.07	4.55	1.48	4.79	1.82
Eu	1.78	н/о	н/о	0.34	0.28	0.25	0.12	н/о	н/о	0.52	0.46	1.11	0.58	1.38	0.75
Gd	4.96	н/о	н/о	0.86	0.58	0.68	0.35	н/о	н/о	1.46	1.16	4.88	1.7	5.22	2.02
Tb	0.86	н/о	н/о	0.14	0.13	0.14	0.06	н/о	н/о	0.27	0.18	0.8	0.32	0.95	0.39
Dy	4.92	н/о	н/о	0.76	0.8	1.01	0.47	н/о	н/о	1.59	1.18	5.18	1.96	5.5	2.5
Ho	0.91	н/о	н/о	0.15	0.17	0.21	0.08	н/о	н/о	0.34	0.27	1.07	0.42	1.23	0.55
Er	2.49	н/о	н/о	0.46	0.48	0.56	0.31	н/о	н/о	0.97	0.69	3.06	1.21	3.26	1.51
Tm	0.34	н/о	н/о	0.06	0.07	0.1	0.04	н/о	н/о	0.14	0.11	0.45	0.19	0.51	0.26
Yb	2.24	н/о	н/о	0.39	0.34	0.55	0.31	н/о	н/о	0.92	0.59	2.92	1.19	3.34	1.34
Lu	0.32	н/о	н/о	0.05	0.05	0.08	0.04	н/о	н/о	0.14	0.09	0.43	0.16	0.45	0.2
Hf	3.05	н/о	н/о	0.16	0.35	0.33	0.15	н/о	н/о	1.18	0.82	3.25	1.06	2.99	1.46
Ta	0.66	н/о	н/о	0.16	0.1	0.1	0.1	н/о	н/о	0.14	0.11	0.48	0.12	0.85	0.16
Th	0.3	н/о	н/о	0.31	0.25	0.2	0.1	н/о	н/о	0.35	0.72	2.48	0.49	2.48	0.64
U	0.19	н/о	н/о	0.25	0.1	0.1	0.96	н/о	н/о	0.15	0.17	0.47	0.13	0.53	0.2

Примечание. 1–9 – донадвиговые образования: 1–3 – амфиболиты тектонических пластин; 4, 5 – габброиды, 6–9 – гипербазиты; 10–15 – постнадвиговые габброиды. FeO_{общ} – железо общее, П.п.п. – потери при прокаливании, н/о – элемент не определялся.

ворить о том, что они не связаны единым процессом кристаллизационной дифференциации.

Амфиболиты Онцулинской пластины характеризуются слабо фракционированным распределением иммобильных редких и редкоземельных элементов с обогащением легкими и обеднением тяжелыми РЗЭ ($(La/Yb)_N = 3$), обеднением Th и со слабой положительной аномалией Nb и Ta (рис. 12). Для них установлена высокая положительная величина $\varepsilon_{Nd}(0.8) = +4.6$ (табл. 3), что указывает на формирование исходного для них расплава из обогащенного относительно деплетированной мантии источника. По этим особенностям они отвечают современным обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов (E-MORB) или океанических плато (OIB), что дает основание сопоставлять их с метабазитами холбонурского комплекса (Ярмолюк и др., 2017).

Породы габбро-гипербазитового комплекса обладают слабо фракционированным распре-

лением редких элементов ($(La/Yb)_N = 1.4-4.1$, $(Gd/Yb)_N = 1.81$), для габброидов характерна положительная аномалия Sr (рис. 12а, 12б). Концентрации Nb и Ta в большинстве случаев ниже или близки к пределу обнаружения метода (0.5 и 0.1 мкг/г соответственно; табл. 2), что не позволяет использовать их для палеотектонической дискриминации. На дискриминационных диаграммах один из исследованных образцов серпентинизированного габбро с высокими содержаниями Nb и Ta (проба 7994) находится в поле внутриплитных вулканических зон (рис. 13а).

Постнадвиговые габбро и габбро-диориты характеризуются более фракционированным распределением редких элементов с отрицательными аномалиями Ta–Nb (рис. 12в, 12г). Высокотитанистые габброиды отличаются от низкотитанистых более высокими содержаниями редких элементов, их несколько более фрак-

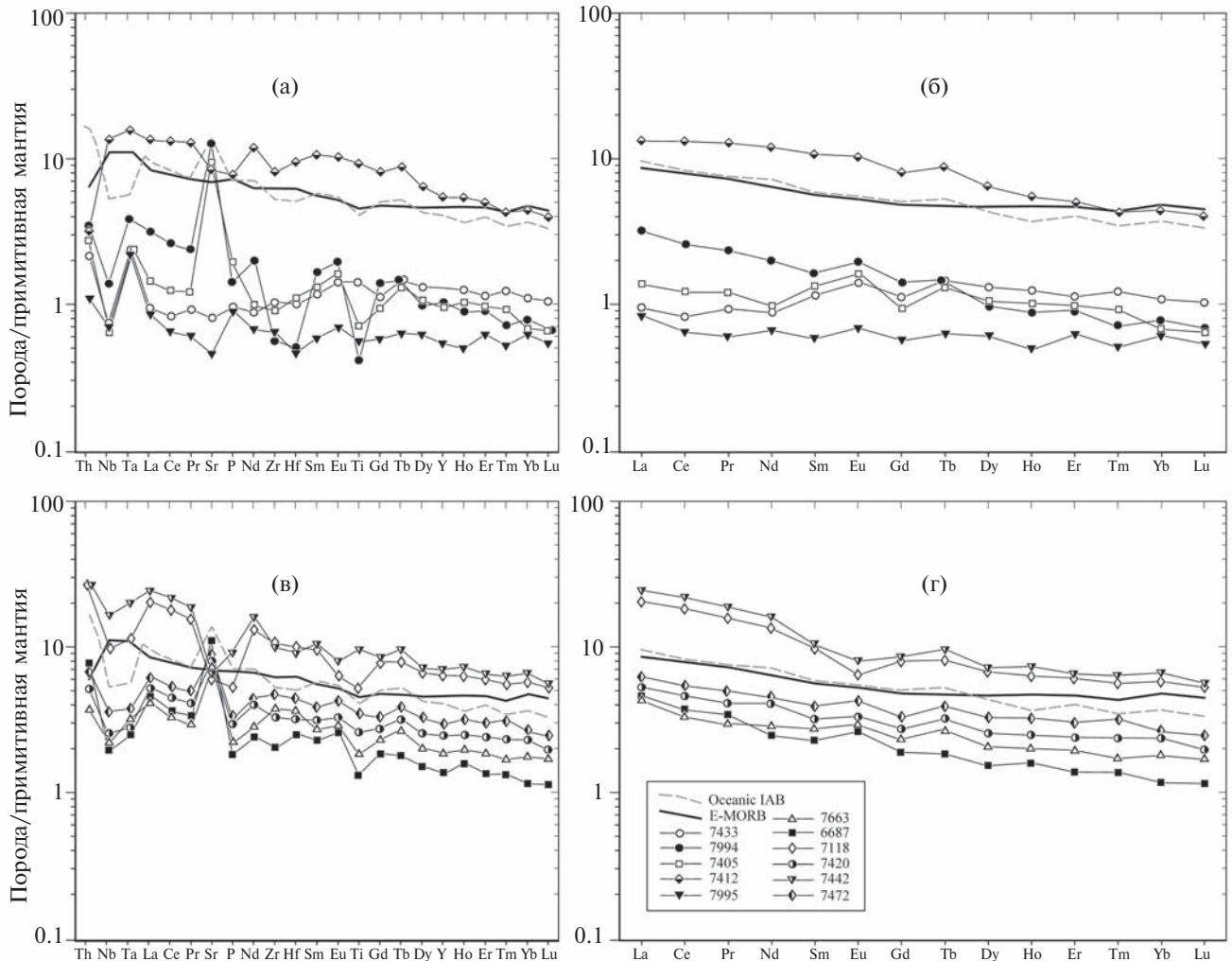


Рис. 12. Графики распределения элементов-примесей в породах донадвигового габбро-гипербазитового комплекса (а, б) и в постнадвиговых габброидах (в, г), нормированных к примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989). На графиках жирной линией выделен состав E-MORB, пунктиром – IAB по (Sun, McDonough, 1989).

Таблица 3. Sm–Nd данные для габброидов Баяннурского блока

Номер пробы	Возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Err	$\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{Nd}}(\text{DM})$
7180	850	3.51	11.68	0.1818	0.512796	4	3.1	4.7	—
7442	785	6.27	26.2	0.1444	0.512161	2	−9.3	−4.0	—
7118	785	4.67	19.64	0.1437	0.512206	2	−8.4	−3.1	—
7472	785	2.40	8.65	0.1676	0.512618	3	−0.4	2.5	—
7420	785	1.99	7.19	0.1675	0.512633	7	−0.1	2.8	—
7663	782	1.80	6.28	0.1731	0.512649	2	0.2	2.6	—
DM	800			0.2137	0.513151		10.0	8.3	

Примечание. Проба 7180 – амфиболиты; пробы 7442, 7118 (785 ± 3 млн лет) – высокотитанистые габбро-диориты; пробы 7472, 7420 – низкотитанистые габброиды Онцулинской платины; проба 7663 – пегматоидное габбро Сантулинской платины (782 ± 2 млн лет); DM – деплетированная мантия.

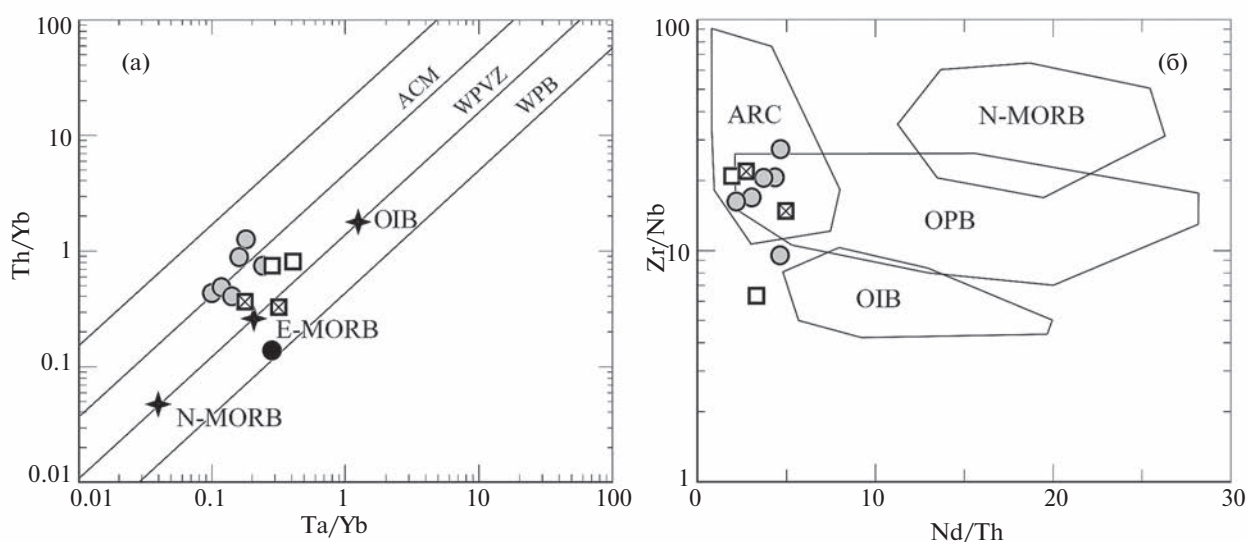


Рис. 13. Положение составов габбро-гипербазитового комплекса на дискриминационных диаграммах (а) Th/Yb–Ta/Yb (Wood, 1980) и (б) Zr/Nb–Nd/Th (Meschede, 1986). Составы OIB, E-MORB, N-MORB приведены по (Sun, McDonough, 1989). OPB – океанические платобазальты, WPB – внутриплитные базальты, ARC – магматические дуги, ACM – активные континентальные окраины, WPVZ – внутриплитные вулканические зоны. Условные обозначения см. на рис. 10.

ционированным характером, отрицательными аномалиями Sr. Как высокотитанистые, так и низкотитанистые габброиды обладают слабо фракционированным распределением РЗЭ с обогащением легкими и обеднением тяжелыми РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 2.07\text{--}3.9$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1.17\text{--}1.61$). Для высокотитанистых габбро характерны слабые отрицательные аномалии Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.73\text{--}0.85$), а для низкотитанистых габбро – слабые положительные ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.2\text{--}1.45$; рис. 12г).

На дискриминационных диаграммах (рис. 14) точки составов постнадвиговых высокотитанистых габбро и габбро-диоритов находятся в полях активных континентальных окраин и вулканических дуг, зон внутриплитного магматизма и базальтов срединно-океанических хребтов. По классификации островодужных и континенталь-

ных базальтов (Великославинский, Глебовицкий, 2005) большинство габброидов попадают в поле составов вулканических дуг.

Постнадвиговые высокотитанистые габброиды характеризуются отрицательными величинами $\varepsilon_{\text{Nd}}(0.8)$ от -3.1 до -4.1 (табл. 3), что свидетельствует об обогащенном мантийном источнике расплавов или контаминации базитовых расплавов материалом, близким к метатерригенным породам баяннурского комплекса (Ярмолюк и др., 2017). В противоположность этому, низкотитанистые габбро и габбро-диориты обладают положительными величинами $\varepsilon_{\text{Nd}}(0.8)$ от $+2.5$ до $+2.8$, отражающими умеренно деплетированный мантийный источник. Принимая во внимание посттектоническую природу рассматриваемых габброидов, совместное нахождение высоко-

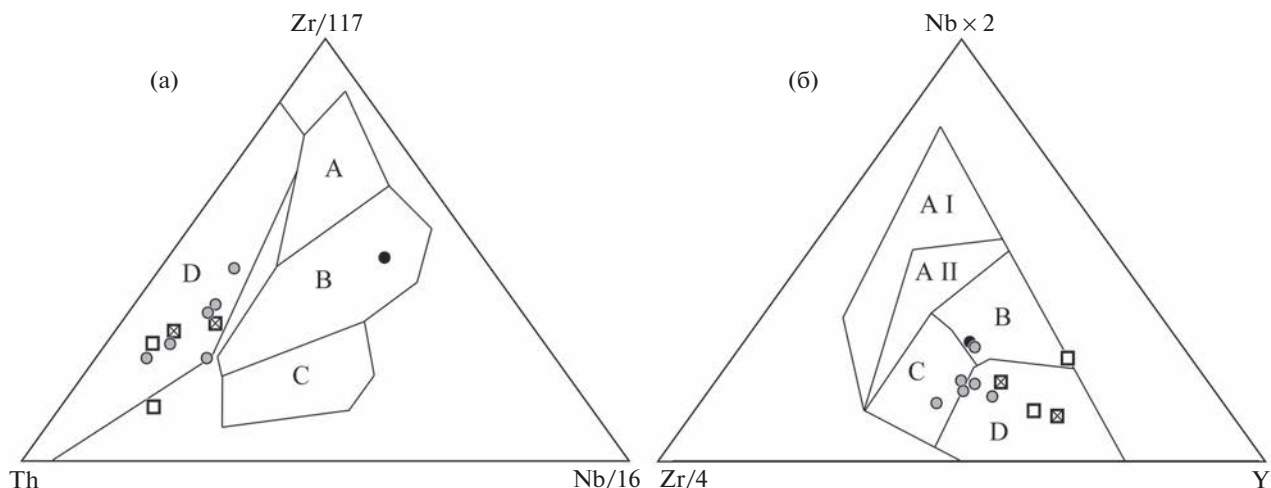


Рис. 14. Положение составов габбро-гипербазитового комплекса на дискриминационных диаграммах (а) Th–Zr–Nb (Pearce, 1983) и (б) Zr–Nb–Y (Condie, 2005).

(а): А – N-MORB; В – E-MORB и внутриплитные базальты; С – внутриплитные щелочные базальты; D – базальты островных дуг. (б): AI – внутриплитные щелочные базальты; AII – внутриплитные щелочные базальты и толеиты; В – базальты срединно-океанических хребтов (E-MORB); С – внутриплитные толеиты и базальты вулканических дуг; D – базальты срединно-океанических хребтов (N-MORB). Условные обозначения см. на рис. 10.

и низкотитанистых разностей и их одинаковое структурное положение, можно предполагать, что формирование родоначальных расплавов рассматриваемых габброидов происходило при плавлении деплетированного мантийного источника (мантийного клина) под воздействием плюмового источника.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геологическое строение Баяннурского блока Сонгинского выступа Центральной Азии определяется сочетанием пород, отвечающих по составу палеоокеаническим базальтам N- и E-MORB типа, породам энсиалической (континентальной) островной дуги и/или активной континентальной окраины, что позволяет сопоставлять их с образованиями аккреционных комплексов. По Sm–Nd изотопным характеристикам (сочетание комплексов ювенильной и смешанной коры; Ковач и др., 2013) образования Баяннурского блока сопоставимы с современными островными дугами японского типа (Jahn, 2010).

Полученные структурно-геологические и геохронологические данные дают основание полагать, что породы донадвигового габбро-гипербазитового комплекса и постнадвиговые роговообманковые габбро и габбро-диориты не могут рассматриваться в составе единой дифференцированной габбровой ассоциации. Их становление разделяет промежуток времени как минимум 15 млн лет (возможно до 20–25 млн лет). Подчеркнем, что ко времени формирова-

ния надвиговых структур толщи баяннурского комплекса были уже метаморфизованы до уровня высокотемпературной амфиболитовой фации и прорваны ассоциирующими с мигматитами ультраметагенными гранитами, для которых получена оценка возраста 802 ± 6 млн лет. Следовательно, аккреционная структура Баяннурского блока была сформирована в ходе сочленения баяннурского комплекса с палеоокеаническими и островодужными образованиями холбонурского комплекса, формирование которого, как отмечалось, произошло в интервале около 890–860 млн лет. Можно предположить, что породы донадвигового габбро-гипербазитового комплекса представляют собой фрагменты пород палеоокеанического бассейна, который разделял блок неопротерозойской континентальной коры, представленный в баяннурском комплексе, и ранее сформированные палеоокеанические и островодужные образования холбонурского комплекса.

Установленное значение возраста габбро-гипербазитового комплекса (806 ± 10 млн лет) может свидетельствовать о продолжении магматической активности в океаническом бассейне вплоть до момента аккреции. На поздней стадии закрытия этого бассейна при формировании надвигов породы, представленные в тектонических пластинах, были приведены в контакт с образованиями баяннурского и холбонурского комплексов.

Структуры, связанные с надвигами, установлены во всех толщах холбонурского комплекса, а также в гранитоидах Гашуннурского

массива с возрастом 859 ± 3 млн лет (рис. 2). Они являются более поздними по отношению к главным картируемым субвертикальным северо-восточным структурам и метаморфизму низкотемпературной амфиболитовой фации, который проявлен в толще метавулканитов основного и среднего состава и породах терригенной ассоциации холбонурского комплекса. В то же время породы вулcano-плутонической островодужной ассоциации холбонурского комплекса не были вовлечены в метаморфические преобразования. Следовательно, сочленение пород терригенной и терригенно-вулканогенной островодужной ассоциаций происходило после метаморфизма, что, по-видимому, связано с надвигами и формированием разделяющей их более поздней субвертикальной сдвиговой зоны северо-восточного простирания (рис. 2). Гранитоиды Баяннурского массива с возрастом 790 ± 3 млн лет фиксируют верхнюю возрастную границу становления субвертикальных северо-восточных структур и сопряженного с ними регионального метаморфизма. Близкие значения (около 785 млн лет), определяющие верхнюю возрастную границу формирования надвигов, установлены и в породах габбро-гипербазитового комплекса Онцулинской и Сантулинской тектонических пластин. Таким образом, сочленение блока неопротерозойской континентальной коры с палеоокеаническими и островодужными образованиями холбонурского комплекса происходило в интервале около 805–790 млн лет назад.

Возрасты донадвигового серпентинизированного габбро и постнадвигового пегматидного габбро Сантулинской тектонической пластины близки ко времени формирования Шишхидской океанической островной дуги и Сархойской энсиалической вулканической дуги Тувино-Монгольского террейна – 800 ± 2.6 и 782 ± 7 млн лет соответственно (U–Pb метод по циркону, SHRIMP; Kuzmichev et al., 2005; Кузьмичев, Ларионов, 2011, 2013).

В южной части Дзабханского террейна для риолитов дзабханской серии методом LA-MC-ICP-MS была получена оценка возраста 803 ± 8 млн лет (Levashova et al., 2010; Левашова и др., 2011). Позднее U–Pb методом (ID-TIMS) для цирконов из этих же пород были получены сходные значения возраста 802 ± 1 и 797 ± 1 млн лет (Bold et al., 2016).

В северной части Дзабханского террейна в породах Дзабхан-Мандалской зоны установлено проявление полиметаморфизма: для раннего эпизода получена оценка возраста 860 ± 3 млн лет, а для завершающих этот метаморфизм гранитоидов – 856 ± 2 млн лет. Завершение наложенного высокоградного метаморфизма

в Дзабхан-Мандалской зоне и прогрессивного метаморфизма в Ургамалской зоне фиксируют гранитоиды с возрастом 786 ± 6 млн лет (Козаков и др., 2014). Следовательно, можно полагать, что породы обеих зон ко времени прогрессивного метаморфизма пород Ургамалской зоны были уже совмещены. Подчеркнем, что в позднедокембрийском джаргалантском комплексе Тарбагатайского выступа региональный метаморфизм происходил около 810–805 млн лет назад, а завершение формирования неопротерозойской континентальной коры фиксируют порфириовидные граниты с возрастными 797 ± 3 и 793 ± 4 млн лет (Козаков и др., 2011). Таким образом, можно полагать, что в интервале около 810–790 млн лет рассматриваемые неопротерозойские высокоградные комплексы Баяннурского блока, Дзабханского террейна и Тарбагатайского выступа, наряду с образованиями Сархойской и Шишхидской вулканических дуг Тувино-Монгольского террейна, были связаны с развитием единой зоны конвергенции.

В восточной части Дзабханского террейна выделены структуры, в фундаменте которых представлены неметаморфизованные терригенные и терригенно-вулканогенные толщи, прорванные гранитоидами с возрастом 862 ± 3 млн лет. Это дает основание выделять в фундаменте Дзабханского террейна и Сонгинского выступа блоки континентальной коры, формирование которых происходило в различное время: ~860 и ~790 млн лет назад (Козаков и др., 2017а, 2017б). Развитие более ранней зоны конвергенции (890–860 млн лет) определяется возрастом риолитов островодужной терригенно-вулканогенной ассоциации холбонурского комплекса 888 ± 2 млн лет (Ярмолук и др., 2015, 2017) и возрастом трондьемитов Гашуннурского массива 859 ± 3 млн лет. Сходство оценок возраста регионального метаморфизма в блоках континентальной коры и времени формирования палеоокеанических и островодужных комплексов северной части Тувино-Монгольского и Дзабханского террейнов и блоков докембрия Сонгинского и Тарбагатайского выступов дает основание предполагать длительное многоэтапное проявление в интервале около 890–780 млн лет процессов неопротерозойской конвергенции, с которыми связано формирование континентальной коры в структурах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. С одной стороны, это выражается в формировании породных ассоциаций энсиалических и энсиматических вулканических дуг (Сархойская и Шишхидская вулканические дуги), с другой – в становлении неопротерозойской континентальной коры.

Общей особенностью кристаллических пород Хангайской группы (как раннедокембрийских, так и неопротерозойских) является отсутствие наложенных преобразований, связанных с эдиакарским и раннепалеозойским региональным метаморфизмом. Необходимо также отметить отсутствие проявлений неопротерозойского коллизионного и/или надсубдукционного магматизма в блоках раннего докембрия и эдиакарского магматизма в неопротерозойских блоках, хотя в современной структуре блоки ранне-, позднедокембрийских и раннепалеозойских кристаллических пород пространственно сближены. Можно полагать, что их положение в современной структуре обрамления Сибирской платформы обусловлено более поздними (позднепалеозойскими?) сдвиговыми деформациями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных в последние годы исследований свидетельствуют о значимом проявлении неопротерозойских (890–780 млн лет) процессов конвергенции, с которыми связано формирование континентальной коры в структурах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. Породы неопротерозойских вулканоплутонических комплексов могли являться одним из основных источников как коровых гранитоидов, так и терригенных и метатерригенных пород, развитых в структурах Центральной Азии.

Близкие значения возраста известны для внутриплитных вулканоплутонических комплексов древних кратонов (Янцзы, Южного Китая, Тарима и Австралии), входивших в суперконтинент Родиния. Предполагается, что они фиксируют ранние стадии распада суперконтинента Родиния в интервалах около 830–795 и 780–745 млн лет (Li et al., 2003, 2008; Wang, Li, 2003; Lu et al., 2008a, 2008b; Zhang et al., 2009; Богданова и др., 2009; Хераскова и др., 2010; Longa et al., 2011; Shu et al., 2011; Liu et al., 2015). С этих позиций процессы дивергенции в пределах древних континентальных блоков и шельфа суперконтинента Родиния компенсировались развитием субдукционных зон в его обрамлении (Sawood et al., 2016). С ними связано возникновение неопротерозойских вулканических дуг и новообразованной континентальной коры, фрагменты которой представлены в рассматриваемых нами блоках докембрия Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Следует подчеркнуть, что для более раннего периода, около 1000–850 млн лет назад (до начала распада), предполагается относительно стабильное существование суперконтинента

Родиния (Condie, 2001; Li et al., 2003, 2008; Богданова и др., 2009; Хераскова и др., 2010). Можно полагать, что в это время в его обрамлении в толщах пассивной окраины происходило накопление продуктов разрушения пород фундамента древних кратонов, которые в различных пропорциях входили в состав источников новообразованной континентальной коры наряду с неопротерозойской ювенильной корой. Это, в частности, находит подтверждение в анализе Sm–Nd изотопно-геохимических данных для неопротерозойских метатерригенных и терригенных пород (Ковач и др., 2013; Kovach et al., 2017).

Другую схему развития можно предполагать для установленных в фундаменте Дзобханского террейна фрагментов островодужных комплексов, становление которых происходило в интервале 965–930 млн лет назад (Козаков и др., 2016, 2017a; Kovach et al., 2017), то есть, как отмечалось, в период относительно стабильного существования суперконтинента. С этих позиций процессы конвергенции и образования неопротерозойской ювенильной коры в указанном интервале происходили в палеоокеаническом бассейне (Pan-Rodinia-ocean) обрамления суперконтинента Родиния до начала его распада.

Благодарности. Авторы признательны А.Б. Котову, В.В. Ярмолуку за конструктивные замечания и дополнения, сделанные при подготовке рукописи к печати.

Источник финансирования. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00130).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агафонов Л.В., Изох А.Э., Ступаков С.И.* Дунит-верлит-клинопироксен-габбровая формация Монголии. Новосибирск: ИГиГ СО РАН АН СССР, 1987. 103 с.
- Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х.* Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 29–45.
- Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А.* Новая дискриминантная диаграмма для классификации островодужных и континентальных базальтов на основе петрохимических данных // Докл. АН. 2005. Т. 401. № 2. С. 213–216.
- Геологическая карта Монгольской Народной республики. Масштаб 1:200000, М-46-XXXVI. М.: Всесоюзное экспортно-импортное объединение “Техноэкспорт”, 1982.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др.* Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–75.

- Ильин А.В.* Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии–кембрии. М.: Наука, 1982. 114 с.
- Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1500000. Ред. Яншин А.Л. М.: ГУГК СССР, 1989.
- Коваленко В.И., Ярмолюк 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., Козаков И.К., Ярмолюк В.В. и др.* Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: II. Геохимические и Nd изотопные данные // Петрология. 2013. Т. 21. № 5. С. 451–469.
- Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В.* Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 445–464.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В. и др.* Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: I. геологические и геохронологические данные // Петрология. 2013а. Т. 21. № 3. С. 227–246.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В. и др.* Позднерифейский возраст конгломератов холбонурского комплекса Сонгинского блока каледонид Центральной Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013б. Т. 21. № 5. С. 21–35.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Бибикова Е.В. и др.* Позднерифейский этап формирования кристаллических комплексов Дзабханского микроконтинента: геологические, геохронологические и Nd изотопно-геохимические данные // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 516–545.
- Козаков И.К., Курнозова Т.И., Ковач В.П. и др.* Позднерифейский возраст кристаллического фундамента карбонатного чехла Дзабханского микроконтинента // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 3. С. 3–12.
- Козаков И.К., Kröner A., Ковач В.П.* Раннеопротерозойский этап в формировании фундамента Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: IX Косыгинские чтения, 2016. Материалы Всероссийской конференции. Хабаровск: ИТ и Г ДВО РАН, 2016. С. 35–38.
- Козаков И.К., Kröner A., Ковач В.П. и др.* Неопротерозойский этап (~960–930 млн. лет) в формировании островодужного комплекса фундамента Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского. М.: ГЕОС, 2017а. С. 181–184.
- Козаков И.К., Кузнецов А.Б., Эрдэнэжаргал Ч. и др.* Неопротерозойские комплексы фундамента шельфового чехла Дзабханского террейна центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017б. Т. 25. № 5. С. 3–16.
- Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.* Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский этап (770–800 млн лет), вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 7. С. 875–895.
- Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.* Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 45–57.
- Левашова Н.М., Гибшер А.С., Меерт Дж.Дж.* Докембрийские микроконтиненты Урало-Монгольского пояса: новые палеомагнитные и геохронологические данные // Геотектоника. 2011. № 1. С. 58–79.
- 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.
- Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 194 с.
- Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.* Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 5–28.
- Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б. и др.* Строение, возраст и условия формирования раннеопротерозойских магматических комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса на примере Холбонурской зоны Сонгинского террейна // Докл. АН. 2015. Т. 465. № 1. С. 73–77.
- Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Лебедев В.И.* Неопротерозойские магматические комплексы Сонгинского блока (Монголия): к проблеме образования и корреляции докембрийских террейнов Центрально-Азиатского орогенного пояса // Петрология. 2017. Т. 25. № 4. С. 362–394.
- Bold U., Smith E.F., Rooney A.D. et al.* Neoproterozoic stratigraphy of the Zavkhan terrane of Mongolia: the backbone for Cryogenian and Early Ediacaran chemostratigraphic records // Am. J. Sci. 2016a. V. 316. P. 1–63.
- Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S A. et al.* Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: implications for models of supercontinent cycles // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. V. 449. P. 118–126.
- Condie K.C.* Continental growth during formation of Rodinia at 1.35–0.9 Ga // Gondwana Res. 2001. V. 4. P. 5–16.
- Condie K.C.* High field element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.

- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.
- Jahn B.-M.* Accretionary orogen and evolution of the Japanese islands – implications from a Sr–Nd isotopic study of the Phanerozoic granitoids from SW Japan // *Am. J. Sci.* 2010. V. 310. P. 1210–1249.
- Keto L.S., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 84. P. 27–41.
- Kovach V.P., Kozakov I.K., Kroner A. et al.* Early Neoproterozoic crust formation in the Dzabkhan microcontinent, Central Asian Orogenic Belt // *Geodynam. Tectonophys.* 2017. V. 8. № 3. P. 499–501. doi: 10.5800/GT-2017-8-3-0272.
- Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. P. 485–494.
- Krogh T.E.* Improved accuracy of U–Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1982. V. 46. P. 637–649.
- Kuzmichev A., Kröner A., Hegner E. et al.* The Shishkid ophiolite, northern Mongolia: a key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia // *Precambrian Res.* 2005. V. 138. P. 125–150.
- Levashova N.M., Kalugin V.M., Gibsher A.S. et al.* The origin of the Baidaric microcontinent, Mongolia: constraints from paleomagnetism and geochronology // *Tectonophysics.* 2010. V. 485. P. 306–320.
- Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D. et al.* Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze craton South China, and correlations with other continents evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia // *Precambrian Res.* 2003. V. 122. P. 85–109.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al.* Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Precambrian Res.* 2008. V. 160. P. 179–210.
- Liu L., Yang X., Santosh M. et al.* Neoproterozoic intraplate crustal accretion on the northern margin of the Yangtze Block: evidence from geochemistry, zircon SHRIMP U–Pb dating and Hf isotopes from the Fuchashan Complex // *Precambrian Res.* 2015. V. 268. P. 97–114.
- Longa X., Yuana Ch., Min Sun M. et al.* Reworking of the Tarim Craton by underplating of mantle plume-derived magmas: evidence from Neoproterozoic granitoids in the Kuluketage area, NW China // *Precambrian Res.* 2011. V. 187. P. 1–14.
- Lu S., Li H., Zhang Ch., Niu G.* Geological and geochronological evidence for the Precambrian evolution of the Tarim Craton and surrounding continental fragments // *Precambrian Res.* 2008a. V. 160. Iss. 1–2. P. 94–107.
- Lu S., Zhao G., Wang H., Hao G.* Precambrian metamorphic basement and sedimentary cover of the North China Craton: a review // *Precambrian Res.* 2008b. V. 160. P. 77–93.
- Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 P.
- Ludwig K.R.* Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2003. V. 4.
- Mattinson J.M.* A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 116. P. 117–129.
- Meschede M.* A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram // *Chem. Geol.* 1986. V. 56. P. 207–218.
- Pearce J.A.* Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // *Continental Basalts and Mantle Xenoliths.* Eds. Hawkesworth C.J., Norry M.J. Nantwich: Shiva Publishing, 1983. P. 230–249.
- Shu L.S., Faure M., Yu J.H., Jahn B.M.* Geochronological and geochemical features of the Cathaysia block (South China): new evidence for the Neoproterozoic breakup of Rodinia // *Precambrian Res.* 2011. V. 187. P. 263–276.
- 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: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basin.* Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–346.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
- Wang J., Li Z.X.* History of Neoproterozoic rift basins in South China: implications for Rodinia break-up // *Precambrian Res.* 2003. V. 122. P. 141–158.
- Wood D.A.* The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11–30.
- Zhang Z., Zhu W., Shu L. et al.* Neoproterozoic ages of the Kuluketage dyke swarm in Tarim, NW China, and its relationship to the breakup of Rodinia // *Geol. Mag.* 2009. V. 146 (1). P. 150–154.

Рецензенты А.Б. Котов, В.В. Ярмолюк

TECTONIC POSITION OF THE NEOPROTEROZOIC GABBRO-HYPERBASITE AND GABBROID COMPLEXES OF THE BAYANNUR BLOCK OF THE SONGINO LEDGE, CENTRAL ASIAN OROGENIC BELT

I. K. Kozakov^a, D. A. Lykhin^b, Ch. Erdenegargal^c, E. B. Salnikova^a,
I. V. Anisimova^a, V. P. Kovach^a, Yu. V. Plotkina^a, A. M. Fedoseenko^a

^a *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Sant-Petersburg, Russia*

^b *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM),
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^c *Institute of Geology and Mineral Resources, Mongolian Academy of Sciences, Ulanbaatar 13331, Mongolia*

The Early Caledonian folded region of the southern framing of the Siberian platform between Dzavkhan and Tuva-Mongolian terranes contains blocks of Songino ledge crystalline rocks. In the Bayannur block of the southern part of the Songino ledge, Neoproterozoic (890–780 Ma) gneiss-migmatitic Bayannur and metaterrigenous-volcanogenic Kholbonure complexes are selected. The zone of their junction is traced by thrust structures, which are reflected in all structural and real complexes of the Bayannur block. At the junction zone, tectonic plates are presented. Their peculiarity is the presence of rocks formed before the formation of the gabbro-hyperbasite complex and post-thrust gabbroids and gabbro-diorites. The upper age limit of the interval of the formation of thrust faults is defined by Bayannur pluton granitoids with age of 790 ± 3 Ma and gabbroids and anorthosites of Onzula tectonic plate with ages of 785 ± 3 and 784 ± 3 Ma. The lower boundary of the formation of thrust faults is determined by the age of Bayannur complex ultrametamorphic granitoids (802 ± 6 Ma). Bodies of massive (post-thrust) pegmatoid gabbro and rocks of gabbro-hyperbasite complex with clearly manifested structures associated with the thrusts are recognized in the tectonic plate of the ridge overlooking the area of Mount San Node. These rocks are dated at 782 ± 2 and 806 ± 10 Ma, respectively (ID TIMS). The obtained data indicate that the post-thrust and before-thrust formations can not be parts of a single stratified complex. The latter can be considered as fragments of paleoceanic formations in the accretion structure of the Bayannur block of the Songino ledge.

Keywords: Central Asian Orogenic Belt, Precambrian terranes, Early Neoproterozoic, U–Pb geochronology, zircon, correlation of the basic magmatism and metamorphism processes.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-592X27231-51>