

УДК 550.42:551.24

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПОЗДНЕГО НЕОПРОТЕРОЗОЯ ЗАПАДА БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА

© 2014 г. А. А. Федотова^{1,2}, А. А. Разумовский¹, Е. В. Хаин¹, М. О. Аносова², А. В. Орлова^{1,3}

¹Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7
e-mail: fedotova@ginras.ru

²Институт геохимии и аналитической химии РАН, 119991, Москва, ул. Косыгина, д. 19

³Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, 119234, Москва, Ленинские Горы

Поступила в редакцию 04.03.2013 г.

В работе приведены новые геологические, геохимические и изотопно-геохимические данные по магматическим породам детально изученного участка западной части Байкало-Муйского пояса — представительного сегмента неопротерозойского обрамления Сибирского кратона. В строении района исследования принимают участие три ассоциации горных пород: гранулит-эндербит-чарнокитовый, ультрамафит-мафитовый комплексы и наиболее поздняя тоналит-плагиогранит-гранитная серия пород, по геохимическим характеристикам отвечающая адакитам. Показано, что комплекс тоналитов и гранитов интрузирует как породы метаморфической ассоциации, так и габброиды мыса Тонкий, Слюдинского и Курлинского массивов. Для тоналитов получены геохронологические данные по цирконам — 595 ± 5 млн лет, указывающие, с учетом геологической информации, что не более чем за несколько десятков миллионов лет после формирования гранулиты были выведены в верхние уровни литосферы. Sm-Nd изотопные данные свидетельствуют о присутствии ювенильного материала в составе серии гранитоидов — $\varepsilon_{Nd}(t)$ 3.2–7.1. Проведен обзор данных по комплексам — индикаторам геодинамических условий, существовавших в Байкало-Муйском поясе: офиолитам, островодужным сериям, эклогитам и молассовым толщам. Обсуждается роль пространственно связанных гранулитов и ультрамафит-мафитовых интрузий, а также гранитоидов с адакитовыми геохимическими характеристиками, для палеогеодинамических реконструкций западной части Байкало-Муйского пояса во взаимосвязи с другими элементами структуры Центрально-Азиатского пояса, прилегающими к южной части Сибирской платформы.

Ключевые слова: Палеоазиатский океан, неопротерозой, Сибирь, Байкало-Муйский пояс, адакиты, циркон

DOI: 10.7868/S0016853X14040043

ВВЕДЕНИЕ

Байкало-Муйский пояс расположен к югу от Байкало-Патомского пояса (рис. 1А) — области широкого развития неопротерозойских карбонатно-терригенных, реже вулканогенных толщ, залегающих на палеопротерозойских породах (1.8–2.0 млрд лет) Северо-Байкальского пояса края Сибирской платформы [15, 31]. Между первыми двумя поясами расположены Олокильская зона интенсивно дислоцированных пород и рифтогенная Сыннырская структура. Байкало-Муйский пояс разделен на две ветви — западную и восточную по лем развития палеозойских гранитоидов. В западной ветви выделяются три продольные зоны: две краевые зоны метаморфических пород, в том числе гранулитов, третья зона, в которой преимущественно распространены вулканиды и карбонатные венд-кембрийские породы [23]. В центральной части во-

сточной ветви обнажаются гранито-гнейсы Муйского блока, в его обрамлении развиты вулканиды, осадочные толщи и массивы ультрамафит-мафитов. Более детальные схемы тектонического районирования Байкало-Муйского пояса приведены в работах [6, 42, 43 и др.]. К югу от Байкало-Муйского пояса расположена Байкало-Витимская складчатая система, на границе этих структурных элементов выделяется Прибайкальский метаморфический пояс, играющий роль коллизионного фронта [41], или Баргузинский метаморфический блок [16]. Байкало-Витимская (Удино-Витимская) складчатая система — позднепротерозойско-кембрийский надсубдукционный пояс, возникший на ранне-среднепротерозойском гетерогенном фундаменте [11–13, 33, 40, 41].

Во многих районах Байкальской горной области, региона широкого развития пород позднего

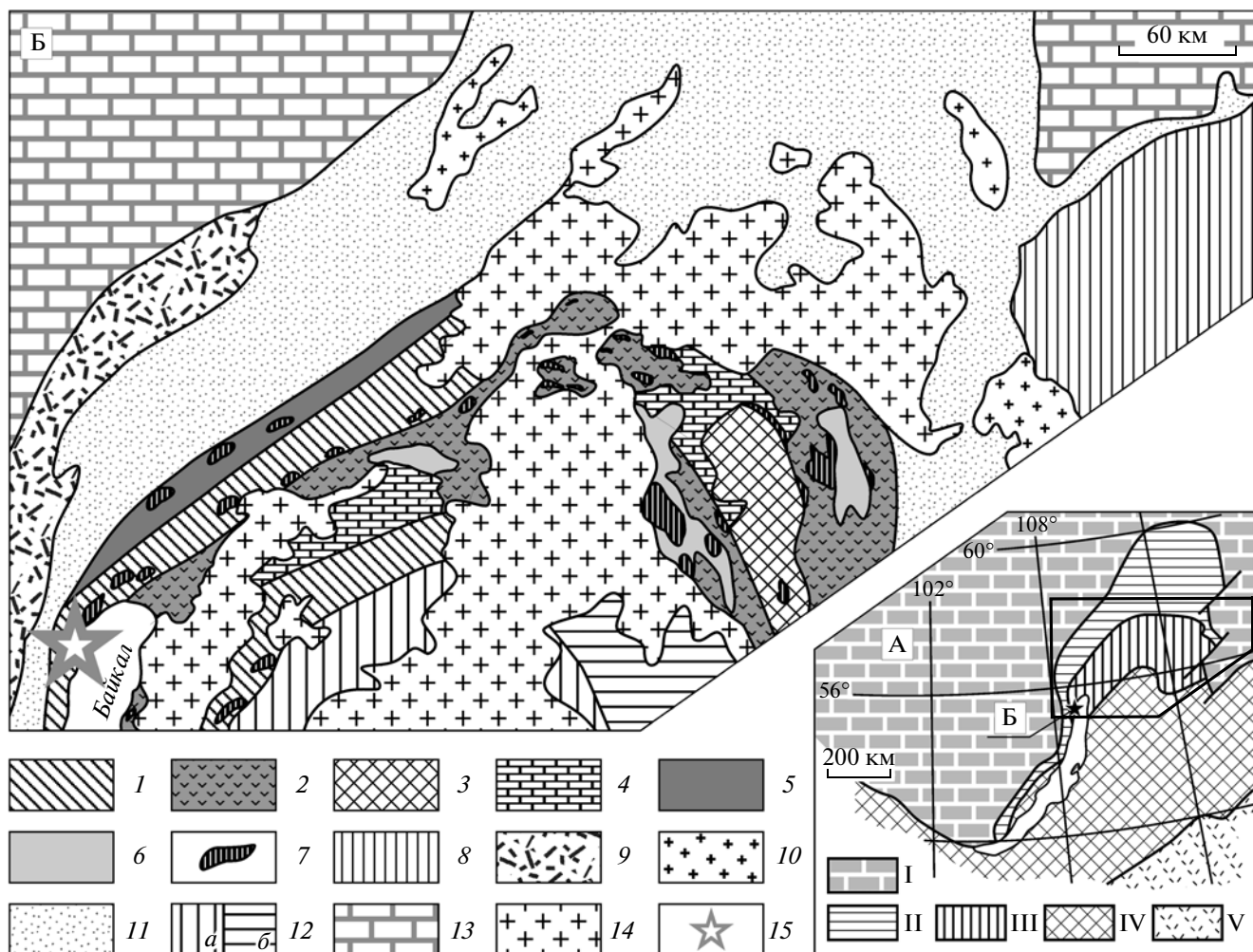


Рис. 1. Положение района исследования в структуре юга Сибири и Байкальской горной области

А – Тектоническая зональность юга Сибири, по [36, 87]; Б – Схема строения севера Байкальской горной области, по [23] с изменениями.

На Б: I – Сибирская платформа; II – Байкало-Патомский пояс, преимущественно осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы неопротерозойской пассивной окраины континента; III–V – тектонические коллажи – серии пород островных или окраинно-континентальных дуг и связанных с ними бассейнов: III – неопротерозойского возраста, Байкало-Муйский пояс; IV – поздненеопротерозойско-раннеордовикского возраста, Байкало-Витимская (Удино-Витимская) система; V – девонско-мезозойского возраста, Монголо-Охотский пояс.

На А: 1–4 – Байкало-Муйский пояс: 1 – амфиболиты, нюрундуканская серия; 2 – метавулканыты, келянская серия и др.; 3 – метаморфические породы Муйского блока – PR(?); 4 – карбонатные толщи – NPR–Є₁; 5 – вулканогенно-осадочные комплексы Сыннырской зоны – NPR; 6 – гранитоиды муйского комплекса – NPR; 7 – мафит-ультрамафитовые массивы – NPR; 8–10 – фундамент Сибирской платформы: 8 – Становой блок; 9 – Аkitканский вулканоплутонический пояс; 10 – граниты и гнейсы; 11 – Байкало-Патомский пояс – NPR; 12 – Котерская зона: а – преимущественно-осадочные толщи – котерская серия; б – вулканиты (горбылокская свита); 13 – чехол Сибирской платформы, NPR – PZ; 14 – граниты – PZ; 15 – позиция схемы геологического строения 2А на рис. 1Б

докембрия, по геологическим соотношениям [4, 5 и др.] и фаунистическим данным охарактеризованы палеозойские, в том числе среднепалеозойские толщи, участвующие в складчатых деформациях [2, 3, 7, 30 и др.]. Начиная с первой половины XX века ведется дискуссия о времени завершающей складчатости: байкалиды, ранние или полные каледониды [4]. Новые геохронологические данные не поставили точку в этом об-

суждении, возникли и новые вопросы, что ярко иллюстрируют две концепции формирования континентальной коры региона [43, 44].

Задача данной работы – связать геологическую и геохронологическую информацию по магматическим породам западной части Байкало-Муйского пояса. Для ее решения изучались соотношения ультрамафит-мафитовых пород, гранулитов и впервые выявленных в Байкало-Муй-

ском поясе гранитоидов с геохимическими характеристиками адакитов.

Результаты проводившихся ранее исследований различны, часто диаметрально противоположны [1, 23, 28, 29, 43, 45, 54, 64]. Гранулит-эндербитовый комплекс картируется вдоль побережья оз. Байкал полосой не менее чем в несколько километров шириной [23, 29, 54], либо лишь в объеме двух выходов (в районах южной оконечности Богучанской бухты и мыса Лударь) общей площадью не более 1 км² [1]; представлены в виде единичных геологических тел [45]. Допускается метасоматическое происхождение комплекса [54]. Гранитные тела, которые могли бы играть реперную роль в расшифровке структуры, также остаются неопределенными даже в своем объеме: единый массив наиболее поздних гранитов площадью не менее 25 км² (Байкальский массив) показан на одних картах и схемах [23, 29, 54] и полностью отсутствует на других [1, 64]. В этой связи представляется актуальным обсуждение полученных авторами новых геологических данных.

В целом, к настоящему моменту, накоплен большой объем информации по Байкало-Муйскому поясу, при этом остаются открытыми вопросы его развития в интервале 780–650 и около 600 млн лет. Во второй части работы предлагается вариант развития наиболее поздних событий в истории пояса. Для этого обсуждается индикаторная роль пространственно связанных гранулитов и ультрамафит-мафитовых интрузий, а также гранитоидов с адакитовыми геохимическими характеристиками.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РАЙОНА МЕЖДУРЕЧЬЯ СЛЮДЯНКА–РЕЛЬ

В строении района междуречья рек Слюдянка–Рель (рис. 2) принимают участие комплекс гранулитов, чарнокитоидов, гнейсов, амфиболитов и кристаллических сланцев, ультрамафит-мафитовые тела (рис. 3–5). Впервые, в качестве

комплекса, интрузирующей породы двух первых ассоциаций, выделена тоналит-плагиогранит-гранитная серия.

Ассоциация кристаллических сланцев, эндербитов и чарнокитов, пород высоких температур и умеренных давлений (800–900°C, 8–9 кбар [23, 55]), была охарактеризована как комплекс, распространенный от района Богучанской бухты до бассейна р. Рель [28, 29]. Метаморфические породы Байкало-Муйского пояса традиционно объединялись в нюрундуканскую свиту или толщу, оказавшуюся гетерогенной как по составу и степени метаморфизма пород, так и по их возрасту [29, 43, 64].

В береговых обнажениях мысов, разделяющих бухты Богучанская, губа Балтаханова и Лударская, в выходах на прилегающих возвышенностях и в долине реки Рель, включая окрестности расположенного в ее устье села Байкальское (см. рис. 2Б, 2В) распространены кристаллические сланцы (двупироксеновые, биотит-пироксеновые породы основного состава), амфиболиты и эндербиты (пироксен-плагиоклазовые породы), чарнокиты (пироксен-двуполевошпатовые породы с антипертитовыми сростками), и продукты их регрессивного преобразования (биотитовые и амфибол-биотитовые сланцы и гнейсы). Описание амфиболитов и кристаллических сланцев с реликтами гранулитов, найденных в восточных отрогах северной части Байкальского хребта в окрестностях оз. Слюдянского [23] дает основание относить их к тому же комплексу.

Высокометаморфизованные породы деформированы в сжатые складки преимущественно с северо-западным и северным простиранием осей (см. рис. 2Б, 2В). Замки складок отчетливо видны в обнажениях северо-западной экспозиции, в частности, в прибрежных выходах восточной оконечности Богучанской бухты (мыс Писаный Камень, название мыса приведено по [64]) и в северной части мыса Лударь. В верхней части южного – юго-восточного склона горы с в.о. 806 м (севернее с. Байкальское, см. рис. 2В) замки скла-

Рис. 2. Геологическое строение западного берега оз. Байкал между губой Слюдянская и Лударская

А – обзорная схема; Б, В – схемы геологического строения междуречья Слюдянка–Рель с использованием данных (В.П. Сафронов, А.И. Трепалин, В.И. Смолькин и др., 1969 г.) и [23].

1 – четвертичные отложения нерасчлененные (аллювиальные, пролювиальные, делювиальные, лимнические, ледниковые, водно-ледниковые): глины, сунглинки, супеси, пески, галька, щебень, валуны, глыбы; 2 – образования Олокинской зоны нерасчлененные: зеленые сланцы, амфиболиты, известняки, гнейсы; 3 – тектониты: милониты, бластомилониты; 4–10 – неопротерозойские образования Байкало-Муйского пояса: 4 – нерасчлененные, 5 – двупироксеновые кристаллосланцы, амфиболиты, амфиболитизированные габбро, 6 – лейкократовые кристаллосланцы, эндербиты, чарнокиты, 7 – габбро, амфиболовые габбро, 8 – габбро, габбронориты, оливинное габбро, троктолиты, 9 – амфиболитизированные габбро, 10 – тела комплекса гранодиоритов–лейкогранитов, редко гранатовых плагиогранитов: а – вне масштаба; 11 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 12 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые; 13 – элементы залегания: а – первичной минеральной полосчатости (магматической), б – метаморфической полосчатости, в – контактов геологических тел, минеральной уплотненности (сланцеватости); 14 – места отбора и номера проб из тел комплекса гранодиоритов–лейкогранитов

док, образованные эндробитами или гнейсами, определяют присутствие на нем небольших вытянутых гряд. Гипсометрически ниже крылья складок, сложенные этими же породами, бронируют склоны, образуя крупные выходы. Поля распространения кристаллических сланцев, более подверженных выветриванию, приурочены на таких склонах к незначительным понижениям в рельефе, существенно менее обнаженным, чем области развития эндробитов, чарнокитов и гнейсов. По всей видимости, этим эффектом объясняется мнение о присутствии крупного Байкальского гранитного массива в левом борту долины реки Рель, близки ее устья [23, 29, 54, 56].

Таким образом, основные гранулиты и чарнокитоиды, включающие породы среднего и кислого состава нормальной щелочности (рис. 6А, 6Б) распространены, по крайней мере, от бассейна нижнего течения р. Рель на юге до Богучанской бухты на севере (см. рис. 2Б, 2В), то есть полученные данные дают возможность утвердительно ответить на вопрос, распространен ли гранулитовый комплекс за пределами двух небольших участков, показанных на схеме строения территории [1].

Возраст 617 ± 5 млн лет [1], наиболее достоверная оценка возраста эндробитов, получен классическим U-Pb методом по единичным зернам цирконов из эндробитов одного из выше упоминавшихся участков, району мыса Писаный камень. Нами отобраны пробы из эндробитов этого мыса, из гнейсов, развитых южнее на юго-западе Богучанской бухты (рис. 7Б), из периферийной области предполагаемого “Байкальского массива” и из его центральной части. Породы разделились на две группы как по строению и возрасту цирконов, так и по модельному составу, и возрасту пород. Цирконы из пород первой группы кристаллизовались в интервале 605–620 млн лет: эндробиты – 607 ± 3 млн лет; гнейсы района Богучанской бухты – 608 ± 4 млн лет; чарнокитоиды, картировавшиеся в составе “Байкальского массива” – 618 ± 4 млн лет. Модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ пород этой группы 1.3–0.8 млрд лет [34, 49]. В цирконах из пород второй группы, включающей эндробиты “центральной части Байкальского массива”, обнаружены цирконы с возрастом 780 и более млн лет [35], модельный возраст пород второй группы $T_{Nd}(DM)$ 2.3–2.2 млрд лет [34, 49] (рис. 8). На основании этих данных можно сделать предварительное заключение о том, что породы комплекса основных гранулитов и чарнокитоидов гетерогенны по возрасту формирования, по изотопно-геохимическим характеристикам (две группы пород 2.2–2.3 и 1.3–0.8 млрд лет) и по составу [34, 49].

Комплекс амфиболитованных габброидов и ортоамфиболитов слагает небольшой хребет с в.о. 561.3 м, простирающийся от северо-западного побережья Богучанской бухты к северному берегу

озера Богучан (см. рис. 2Б). Комплекс состоит преимущественно из амфибол-полевошпатовых пород, в различной степени сохранивших признаки первичной габбровой структуры. Отсутствуют биотит-содержащие разновидности, широко развитые на остальной площади распространения метаморфического комплекса. Слагающие скальные обнажения амфиболитованные габброиды – среднезернистые, реже крупно- или мелкозернистые породы, обычно однородные, в ряде случаев отмечается метаморфическая полосчатость. Для пород характерна неравномерная пятнистая окраска – от буро-желтой, на выветрелой поверхности однородных фрагментов, до серо-зеленой вдоль системы трещин. В габброидах отмечены меланократовые жилы основных мелко-среднезернистых пород. Амфиболитизация затушевывает первичные соотношения, но можно видеть, что мощности таких жил составляют 3–15 см, у более мощных жил наблюдаются мелкие ответвления. В центральной и южной части рассматриваемого хребта (см. рис. 2Б) распространены гнейсы и ортоамфиболиты – зеленовато-серые амфибол-плаггиоклазовые породы, в которых метаморфические структуры выражены более явно, чем магматические. Объем гнейсов, залегающих конформно метаморфической полосчатости (рис. 7А) в виде тел мощностью до 4 м, в разрезе достигает 20–25%.

В южной части линии береговых обрывов, в монотонных пачках ортоамфиболитов, обычно в наиболее компетентных рельефообразующих частях обнажений, хорошо проявляется скорлуповатая и шаровая отдельность. Разброс размеров шаровых блоков составляет от 3–4 до 20–25 см. Наименее измененные породы, в центральных зонах шаровой отдельности, сложены гранулитами (практически неизменными кварцсодержащими двупироксен-плаггиоклазовыми породами).

Амфиболитованные габброиды и ортоамфиболиты с прослоями гнейсов испытали совместные деформации. Породы смяты в асимметричные линейные складки амплитудой около 10 м, преобладает крутое (50° – 65°) падение метаморфической полосчатости в северо-восточных румбах, что указывает на единый структурный план деформаций для всей области развития метаморфического комплекса, включая описываемое – западное побережье Богучанской бухты (см. рис. 2Б, 2В).

В береговых обрывах западной части Богучанской бухты выходят отдельные блоки пород, не вовлеченные в отмеченные деформации, по-видимому, совмещенные с описанным выше разрезом метаморфитов по левым сдвиго-сбросам (см. рис. 2Б). Данные блоки образованы габброидами, практически аналогичными породам габбрового типа разреза мыса Тонкий, описание которого приводится в следующем разделе. Обнажены

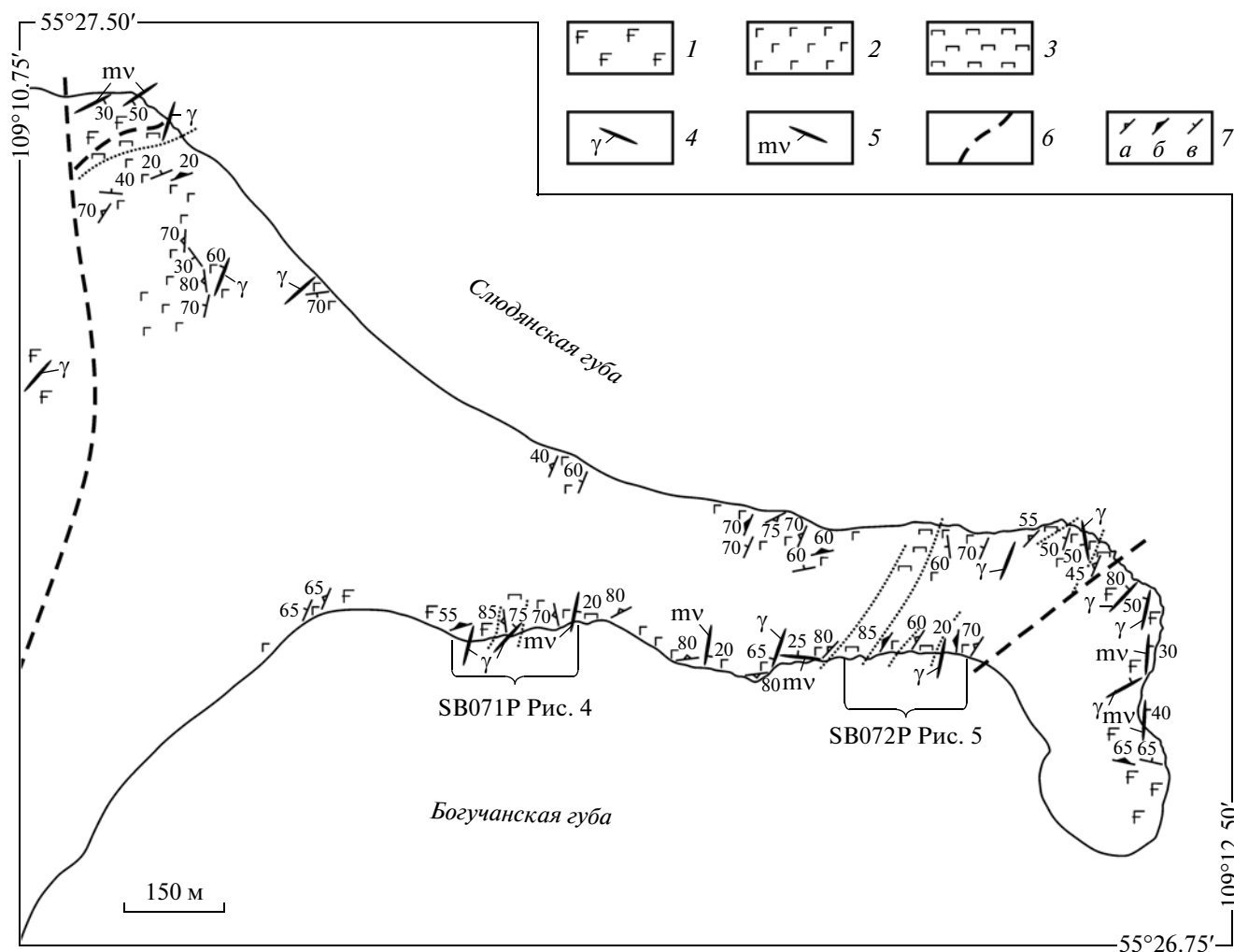


Рис. 3. Схема геологического строения мыса Тонкий

1–3 – площади, на которых преимущественно развиты коренные породы: 1 – амфиболовое габбро, 2 – габбро, габбро-нориты, троктолиты и оливиновое габбро, 3 – перидотиты, пироксениты; 4 – жильные тела: плагиограниты, тоналиты, фельзиты (вне масштаба); 5 – жилы и дайки меланогаббро (вне масштаба); 6 – разрывные нарушения предполагаемые, 7 – элементы залегания: а – первичной минеральной полосчатости (магматической), б – метаморфической полосчатости, в – контактов геологических тел, минеральной уплощенности (сланцеватости)

контакты наиболее крупного – северного блока, оба они тектонические, при этом южный осложнен присутствием переходной зоны мощностью около 15 м: на краю габбрового блока массивные крупнозернистые габбро сменяются полосчатыми амфиболизированными габбро, которые, в свою очередь, переходят в крупнозернистые ортоамфиболиты.

По составу амфиболизированные габброиды, ортоамфиболиты и кварцсодержащие двупироксен-плагиоклазовые породы западной части Богучанской бухты (табл. 1, см. 6Б, 6В) близки между собой и сходны с основными кристаллическими сланцами метаморфического комплекса. Порядок кристаллизации первичных минералов этих пород – оливин, пироксен, плагиоклаз – от-

личен от троктолитовой последовательности образования минералов низкотитанистых пород расслоенного типа разреза Тонкий мыс.

Пироксенит-троктолит-габбровый комплекс “массива” Тонкий мыс наиболее полно обнажен в невысоких, но практически непрерывных скальных выходах вдоль южного берега мыса (см. рис. 3). В строении расслоенного комплекса Тонкого мыса условно выделяется два типа разреза: существенно габбровый тип (см. рис. 4) и чередование перидотитов, пироксенитов, троктолитов и габбро (см. рис. 5).

Перидотиты встречаются в разрезе редко и представлены крупно-гигантокристаллическими плагиоверлитами, образующими слои мощностью 2–15 м (см. рис. 5), как правило, чередую-

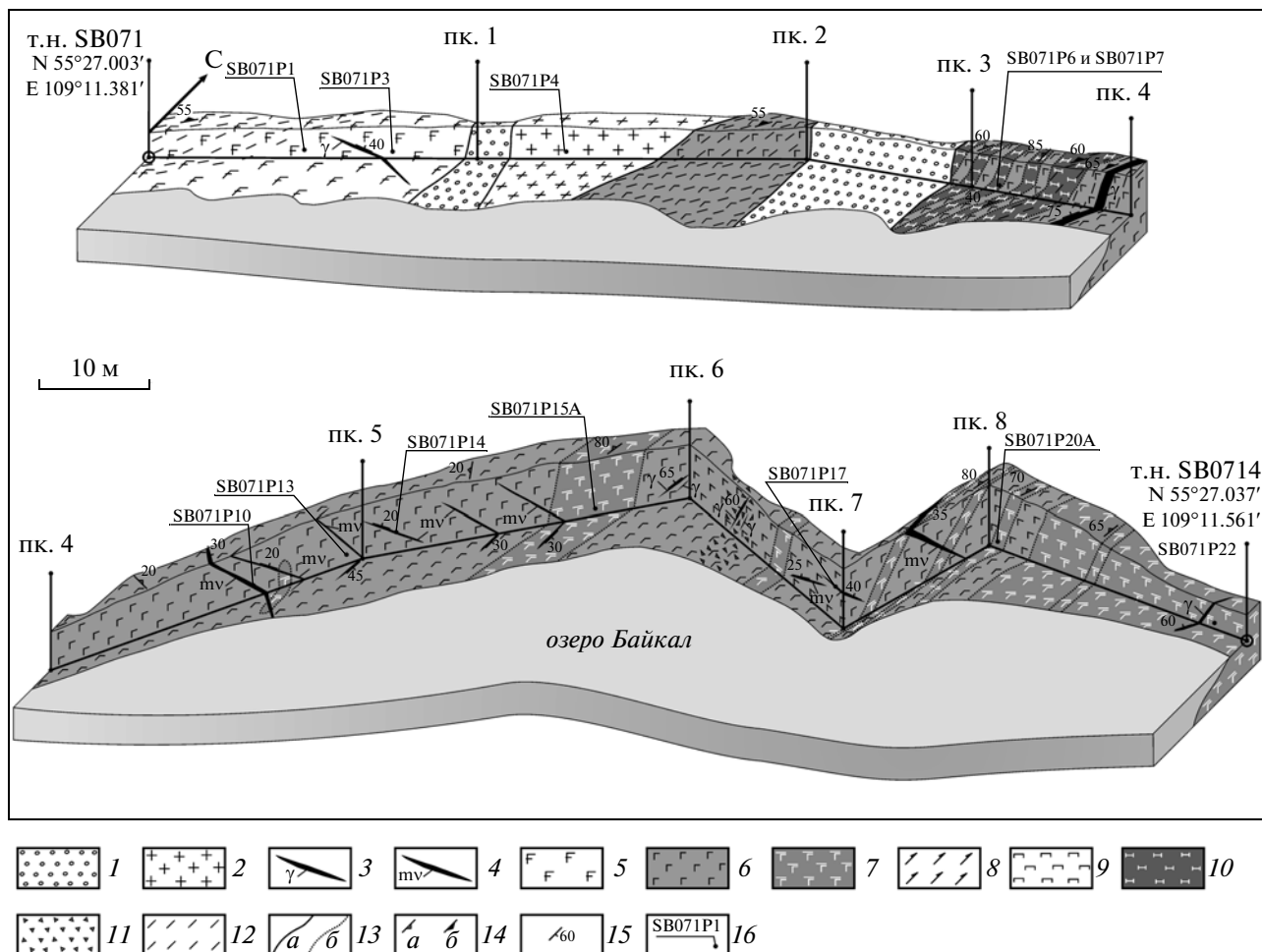


Рис. 4. Геологический профиль SB071P от т.н. SB071 до SB0714

1 – четвертичные делювиальные образования; 2, 3 – плагиограниты, реже плагиолейкограниты, в том числе гранатосодержащие, тоналиты: 2 – в масштабе профиля, 3 – вне масштаба; 4 – жилы и дайки меланогаббро; 5 – амфиболовое габбро, 6 – габбро и габбронориты, 7 – троктолиты и оливиновое габбро, 8 – амфиболизированные габбро; 9 – перидотиты; 10 – пироксениты; 11 – зоны брекчирования; 12 – зоны развития метаморфической сланцеватости; 13 – геологические границы достоверные: а – резкие, б – постепенные; 14 – элементы залегания: а – первичной (магматической) минеральной полосчатости, б – метаморфической полосчатости; 15 – элементы залегания контактов геологических тел, минеральной уплощенности (сланцеватости), 16 – номера и места отбора проб на хим. анализ

шимися с клинопироксенитами и вебстеритами. В единичных случаях отмечаются дунитовые линзы внутри прослоев перидотитов, мощностью до 0.5–0.7 м. Вебстериты и клинопироксениты, преимущественно гигантозернистые породы (размер зерен от 1.5 до 4 см) образуют слои мощностью от 5–7 до 15–70 см в случае тонкополосчатого, и от 1 до 10 м в случае грубополосчатого чередования пород (см. рис. 5). Клинопироксениты преобладают, количество вебстеритов не превышает 20%. Вебстериты обычно слагают отдельные полосы и линзовидные обособления в клинопироксенитах мощностью от первых десятков сантиметров до 2–4 м.

Габброиды, ассоциирующие с перидотитами и пироксенитами, – это обычно средне- и крупнозернистые, реже гигантозернистые породы. Из оливин-содержащих пород резко преобладают

троктолиты – крупнозернистые породы, оливин частично замещен амфиболом и/или серпентинизирован, плагиоклаз в большинстве случаев образует крупные (от 0.3 до 1.5 см) идиоморфные кристаллы. Мощности прослоев троктолитов составляют 2–15 м. Габбро и оливиновое габбро чаще участвуют в переслаивании с пироксенитами. Мощности габбровых прослоев колеблются от 2–3 до 15–20 см в случае тонкополосчатого, и от 0.5 до 10–11 м в случае грубополосчатого чередования пород (см. рис. 5). Реже отмечаются контакты оливинового габбро с троктолитами и перидотитами.

Габбровый тип разреза в составе расслоенного комплекса Тонкого мыса образован крупно-гигантозернистыми габбро и оливиновыми габбро, возможно габброноритами, слагающими отдель-

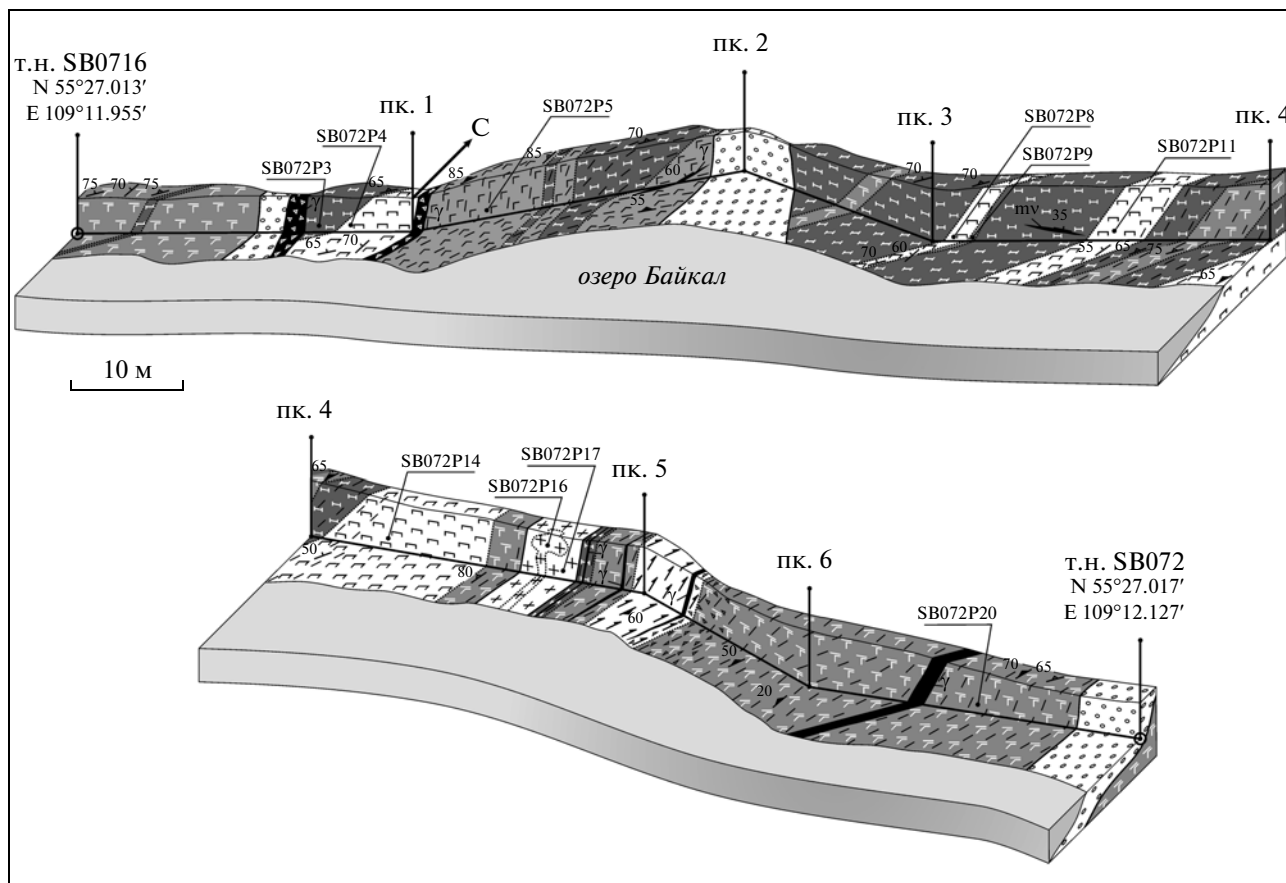


Рис. 5. Геологический профиль SB072P от т.н. SB0716 до SB072. Условные обозначения см. на рис. 4

ные прослои или близко изометричные обособления в гигантозернистых и пегматоидных кокардовых габбро. Мощности таких прослоев и обособлений составляют 0.5–0.7–8 м (см. рис. 4), на контакте с пегматоидными кокардовыми габбро отчетливо фиксируются зоны постепенного перехода мощностью в первые десятки сантиметров. Кроме того, существенную роль в строении габброидного типа разреза играют амфиболовые габбро (магматическая роговая обманка от 10 до 60%), которые часто содержат линзы “габбро-пегматитов” с кристаллами роговой обманки длиной до 15 см. Протяженность линз “габбро-пегматитов” до первых метров при мощности 30–70 см. С перидотит-пироксенит-габбровым типом разреза амфиболовые габбро, по-видимому, имеют интрузивные секущие соотношения. В габброидном типе разреза устанавливаются постепенные переходы от габбро и оливиновых габбро (в том числе в виде кокардовых габбро) к амфиболовым габбро. Мощности зон перехода обычно составляют 1–2 м.

В породах пироксенит-троктолит-габбрового комплекса проявлены структуры магматической расслоенности, формирование которых сопро-

вождалось вязко-пластическим перераспределением вещества. В целом для описываемого комплекса устанавливается ранний этап вязко-пластических деформаций, в результате которого слагающие его породы были смяты в открытые пологие линейные складки. Данный этап устанавливается по наличию первичной минеральной полосчатости, которая и определяет расслоенный характер всего комплекса. При этом структуры минеральной линейности и уплощенности конформны падениям крыльев складок минеральной полосчатости, что указывает на их принадлежность к одному этапу деформаций. В настоящий момент зеркало складчатости круто падает в западных-северо-западных румбах (см. рис. 3).

Для пироксенит-троктолит-габбрового комплекса Тонкого мыса характерны как фрагменты с интенсивно развитой магматической расслоенностью, с мощностью слоев от 2–3 до 40–70 см, так чередование слоев мощностью от одного до первых десятков метров, сложенных массивными или шлирово-полосчатыми породами. При этом тонкая магматическая (минеральная) полосчатость в большинстве случаев обусловлена изменениями количественного состава породообразую-

щих минералов. Грубополосчатое чередование пород может осложняться дифференциацией по зернистости. На значительной части изученной площади отмечаются более поздние метаморфические линейно-плоскостные структуры (см. рис. 3), наложенные на породы со сформированной минеральной полосчатостью раннего этапа деформаций.

Породы расслоенного комплекса изменены, преобразования проявлены неравномерно. Перидотиты в существенной степени серпентинизированы, пироксены замещены амфиболом. Клинопироксены частично превращены в серпентин-амфиболовые сланцы. Крупно- и гигантозернистые габброиды имеют характерную кокардовую структуру, при которой каймы кристаллов пироксена замещаются тонко-лучистым амфиболом, основной плагиоклаз сосюритизируется. Магматическая роговая обманка, в большинстве случаев, замещается зеленым низкотемпературным амфиболом.

Единичные дайки меланогаббро интродуцируют габбровую часть комплекса, реже пироксены (см. рис. 3–5), падение тел в восточных румбах выдержанное, 15° – 30° , мощность от 3–5 до 40 см, более мощные тела обычно характеризуются неравномернозернистой структурой с линзовидными, чечевицеобразными сегрегациями средне-мелкозернистых пород в крупнозернистой массе. В единичных телах меланогаббро отчетливо устанавливается приконтактная зона закалки. Преобладают афировые разности, на отдельных участках породы имеют порфиривидную структуру с плагиоклазом во вкрапленниках, в интерстициях постоянно присутствие большого количества рудного минерала.

Контакты “массива” не обнажены, изменений размерности или состава вблизи границ поля выхода пироксенит-троктолит-габбрового комплекса района мыса Тонкий не отмечается, поэтому, скорее всего, данный комплекс относится к более крупному массиву, либо ограничен тектоническими контактами.

Породы “массива” Тонкий Мыс характеризуются высокой глиноземистостью, что соответ-

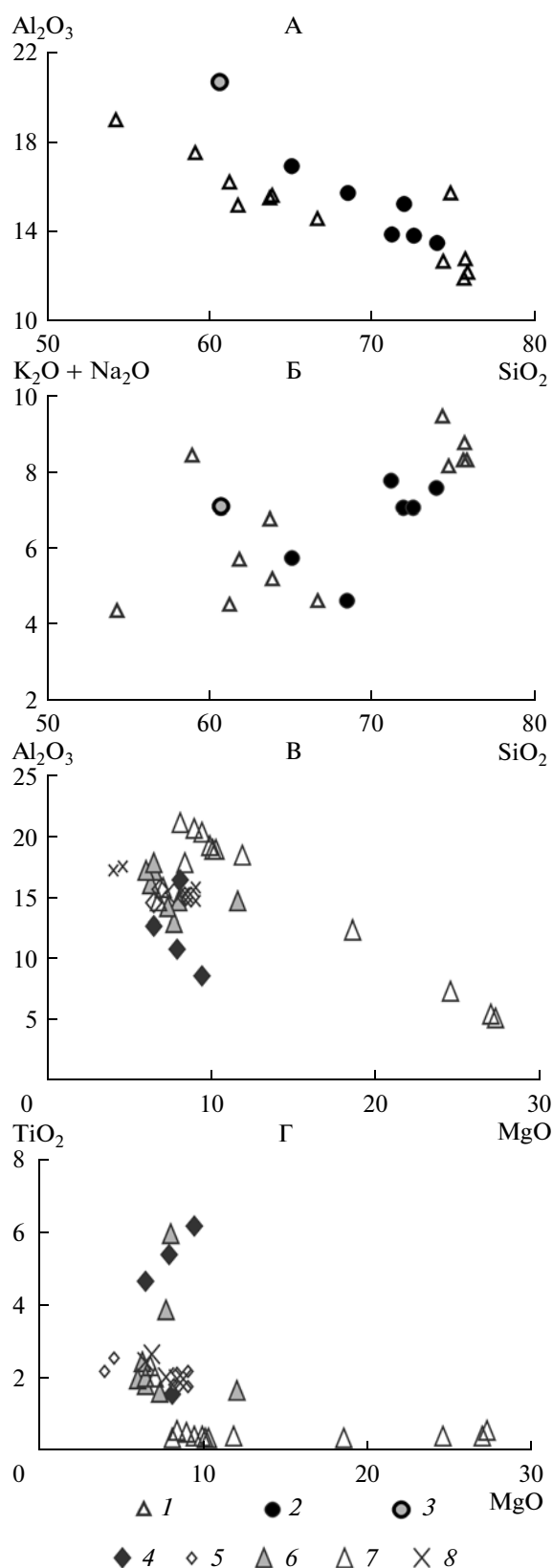


Рис. 6. А, Б – Диаграммы Харкера для гранитоидов субвулканических тел и пород среднего и кислого состава из гранулит-чарнокитового комплекса. 1 – гнейсы и эндербито-гнейсы; 2 – гранитоиды гипабиссального комплекса; 3 – высокоглиноземистые эндербиты ($Al_2O_3 > 20\%$). В, Г – Вариационные диаграммы для пород основного состава: 4 – меланократовые микрогаббро даек; 5 – кристаллические сланцы района мыса Писаный камень; 6 – ортоамфиболиты и габброиды района западной части Богучанской бухты; 7 – габброиды “массива” Тонкий Мыс; 8 – амфиболовые кристаллические сланцы, окрестности села Байкальское и района мыса Лударь

ствует троктолитовой последовательности кристаллизации, либо является особенностью исходного расплава (см. рис. 6В, 6Г), низкими содержаниями

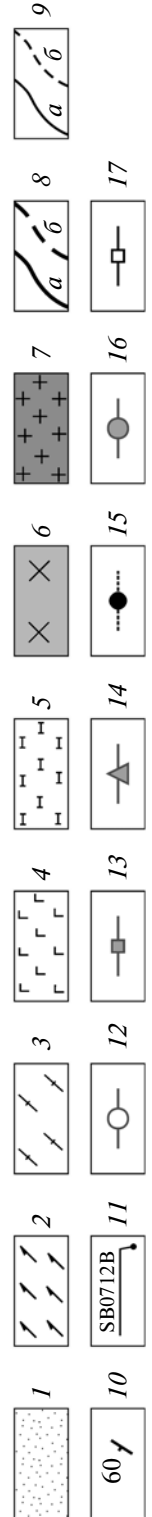
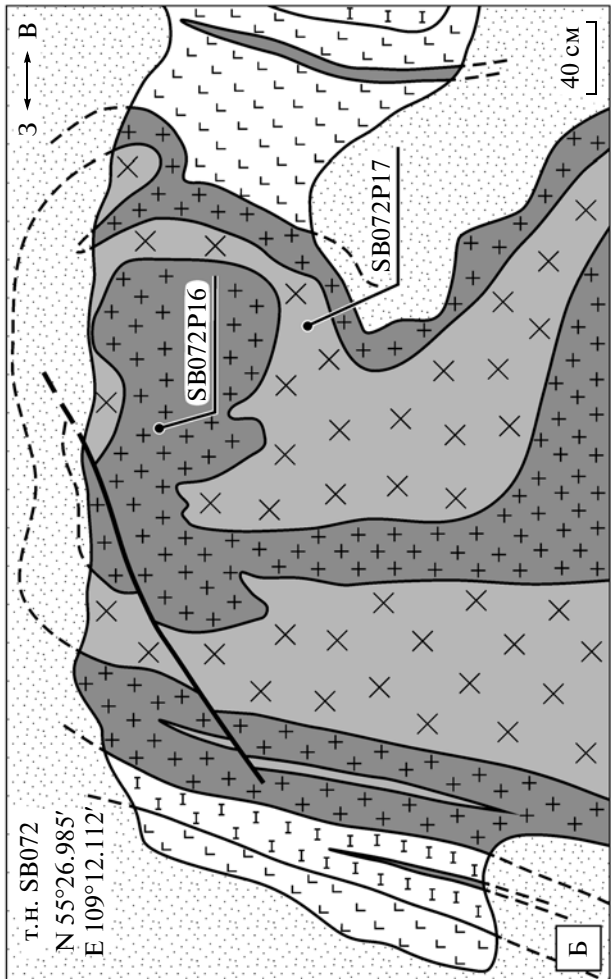
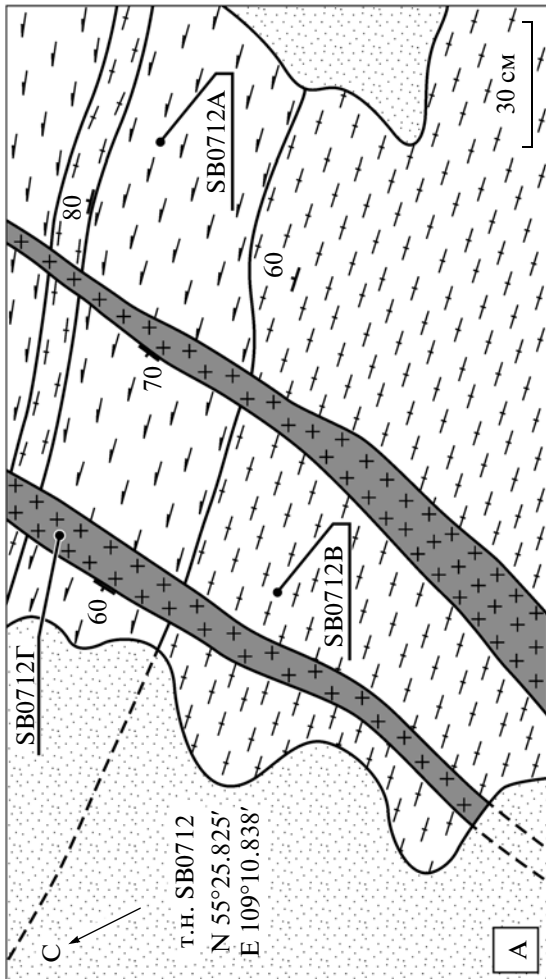
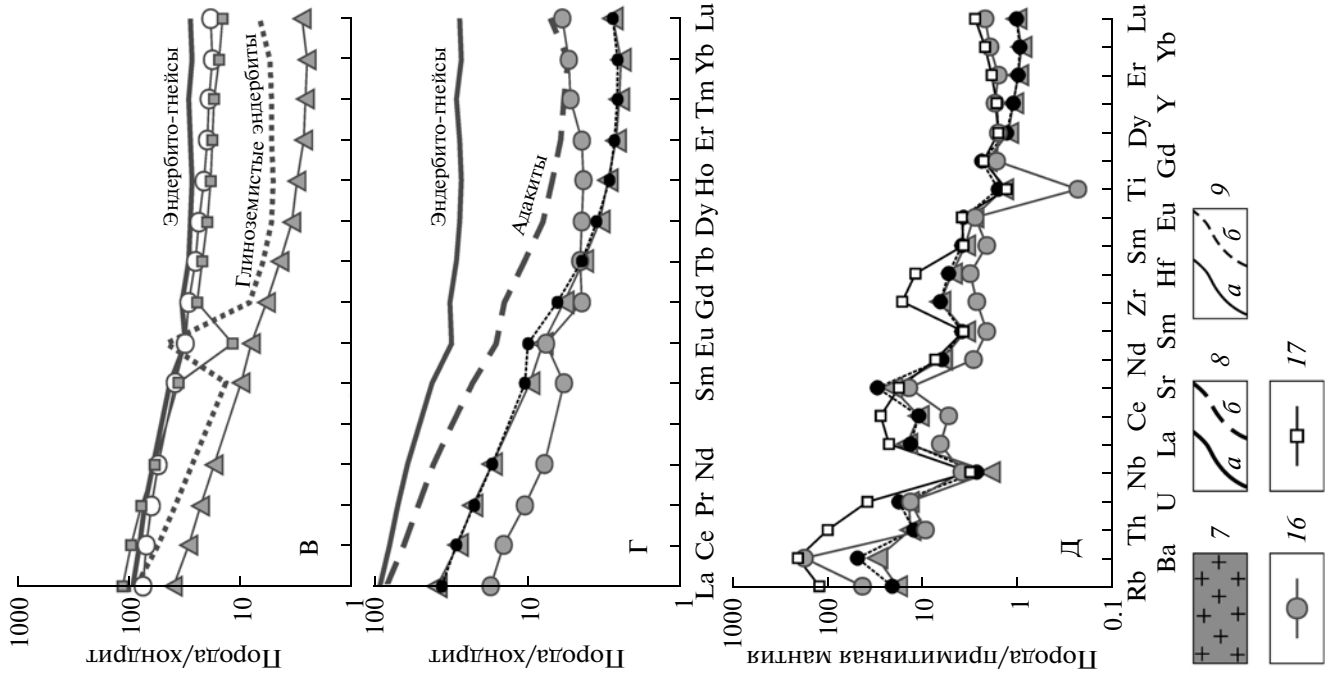


Рис. 7. Соотношения гранитоидов со вмещающими породами: А – амфиболитами и гнейсами западной части Богучанской бухты (т.н. SB0712), Б – габброидами мыса Тонкий (т.н. SB072). В, Г – Графики распределения РЗЭ в габброидах, амфиболитах, гранулитах и гранитоидах; Д – мультиэлементные спектры для гранитоидов гипабиссального комплекса (значения для нормирования по [47] и [60] соответственно)

1 – осыпи; 2 – ортоамфиболиты; 3 – гнейсы; 4 – оливинные габбро, амфиболизированные; 5 – пироксениты, амфиболизированные; 6 – лейкограниты; 7 – тоналиты и плагиограниты; 8 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 9 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые; 10 – элементы залегания контактов геологических тел, метаморфической полосчатости, минеральной уплощенности (сланцеватости), 11 – номера и места отбора проб; 12–17 – условные обозначения к графикам: 12 – ортоамфиболиты SB0712А; 13 – гнейсы SB0712В; 14 – плагиограниты дайки SB0712Г; 15, 16 – лейкограниты и тоналиты грибообразного тела соответственно, SB072Р16, SB072Р17; 17 – лейкограниты дайки SB098Д (точку отбора пробы см. на рис. 2 В). Приведены усредненные значения для эндербито-гнейсов района исследования, высокоглиноземистых эндербитов (SB094Б, мыс Писанный Камень) и высококремнистых адацитов (HSA), по [86]

TiO₂ (<0.6% за исключением двух проб пород существенно габбрового типа разреза (см. табл. 1). Согласно Sm-Nd изохронному определению по минеральным фракциям оливина, плагиоклаза, клинопироксена и валовой пробе, возраст комплекса Тонкий мыс 585 ± 22 млн лет [29].

Комплекс тоналитов–плагиогранитов–лейкогранитов представлен серией гипабиссальных, преимущественно дайковых дел, секущих породы пироксенит-троктолит-габбрового “массива” Тонкий мыс, амфиболизированные габброиды, чередующиеся кристаллические сланцы и гнейсы (см. рис. 2). В составе комплекса преобладают плагиограниты, отмечаются плагиолейкограниты и лейкограниты, отличающиеся крайне малыми количествами биотита. Тоналиты образуют мало-мощные зоны в составе сложнопостроенных тел (рис. 7В). Породами комплекса гранитоидов сложены как жилы (5–50 см), так и тела мощностью до 16–18 м. Тела плагиогранитов часто осложнены развитыми в них структурами внутреннего течения и апофизами (см. рис. 7В). Тела плагиогранитов, внедряющиеся в троктолиты и габбро расслоенного комплекса Тонкого мыса, пространственно связаны с зонами превращения габброидов в полностью амфиболизированные породы. На минеральную полосчатость раннего этапа деформаций накладываются новообразованные плоскостные структуры, которые были последними, происшедшими при температуре, достаточной для возникновения пронизывающих породы расслоенного комплекса деформационно-метаморфических структур [89]. Внедрение плагиогранитных тел, как правило, происходит в зонах контакта пород разной компетентности на крыльях складок полосчатости расслоенного комплекса. Следует отметить, что зоны полностью амфиболизированных габбро, мощностью в десятки метров, отмечаются и вне связи с обнажающимися телами гранитоидов.

Структуры течения, отмеченные в обнажениях, обнаруживаются и на микроуровне. Так, тоналиты обр. SB72Р17, представляют собой среднекристаллическую породу, состоящую из зерен сосюритизированного плагиоклаза и кварца, че-

шук хлоритизированного биотита, таблитчатого амфибола, погруженных в мелкокристаллическую массу аллотриоморфнозернистого кварца, имеющую струйчатое строение. Замещение плагиоклаза проявлено избирательно: в центральных частях более выражена сосюритизация, что связано, видимо, с первичной зональностью плагиоклаза. Биотит практически полностью хлоритизирован. Акцессорные минералы – апатит, циркон.

В северо-западной части Богучанской губы комплекс амфиболизированных габбро рассечен сетью гранитоидных жил и прожилков, образование которых, по-видимому, происходило в условиях хрупких сколовых деформаций, наиболее мелкие (менее 1–1.5 см) жилки имеют лейкогранитный состав. Строение более мощных тел (0.3–0.6 м) может быть осложнено наличием многочисленных жильных отщепов и апофиз. Преобладающие плагиогранитные тела, мощностью 5–40 см, имеют массивную структуру и отчетливо секут как границы между чередующимися гнейсами и амфиболизированными габбро, так и гнейсовидность и метаморфическую полосчатость этих пород.

Плагиограниты дайки, секущей амфиболиты западной части Богучанской бухты (обр. SB0712Г, рис. 7А) – породы, состоящие из заключенных в микрогранитную основную массу крупных зерен полевого шпата и удлиненно-призматических и игольчатых кристаллов амфибола, частично, реже – полностью, замещенного эпидотом. Во внешних зонах полевых шпатов в некоторых случаях встречаются микропегматитовые вроски кварца. Структуры породы порфиоровая. Акцессорные минералы – апатит, циркон.

Жилы плагиогранитов–лейкогранитов, секущие габброиды Слюдинского массива, отличаются как широким развитием пегматоидных разновидностей, в том числе мусковитовых пегматитов, так и гранат-содержащих гранитов. В пределах Слюдинского массива отмечены и редкие маломощные (первые метры) тела гранат-амфиболовых кристаллических сланцев. Жилы тоналитов-плагиогранитов-лейкогранитов, интрузирующие породы Слюдинского массива,

приурочены к локальным зонам деформаций смятия и течения. В пределах таких зон, в амфиболитизированных габбро отмечаются отдельные небольшие плагиоклазы и их скопления, иногда контакт между телами габброидов и гранитоидов приобретает диффузный характер. Системы прожилков кварц-полевошпатового состава без четких контактов неравномерно пронизывают вмещающие породы, а не выполняют трещины отрыва. Зоны контакта между амфиболитизированными габброидами и гранитами бывают осложнены малоамплитудными складками течения и нагнетания.

Таким образом, для гранитоидов, инъецирующих породы Слюдинского массива, более выражены их совместные деформации с вмещающими породами. Вероятно, это объясняется несколько более глубокой обстановкой кристаллизации гранитоидов. Гранитоиды, интрузирующие габброиды Курлинского массива, ближе по составу и форме тел к тоналит-плагиогранит-гранитной серии пород мыса Тонкий.

Приведенные данные показывают, что комплекс тоналитов-плагиогранитов-лейкогранитов не является элементом магматической серии габброидных массивов; напротив, этот комплекс запечатывает структуру, образованную в результате совмещения гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса, ортоамфиболитов и связанных с ними габброидов, пород Слюдинского массива и мыса Тонкий.

Своеобразные магматические брекчии, выделяющиеся по строению на фоне остальных пород рассматриваемой территории, обнажены в береговых обрывах мыса Лударь. Матрикс брекчий представлен плагиогнейсами. В виде многочисленных обломков, от остроугольных до деформированных согласно с гнейсовидностью вмещающих пород, в плагиогнейсах находятся крупнозернистые габброиды и меланократовые амфиболовые кристаллические сланцы. По простиранию с ЮЗ на ССВ зона чередования магматических брекчий и гнейсов переходит в чередование амфиболитов и гнейсов. Породы береговой части мыса Лударь предварительно включены в состав единого метаморфического комплекса (см. рис. 2В), но возможно и их соответствие комплексу тоналитов-плагиогранитов-лейкогранитов.

По геохимическим характеристикам (табл. 2, см. рис. 7Б, 7Г) тоналиты и плагиограниты (пробы SB072P17, SB0712Г) соответствуют адакитам. Это глиноземистые натровые породы ($\text{Na}_2\text{O} > 3.9\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.2$) с содержанием Sr выше 400 мкг/г, низкими концентрациями Y (<5 мкг/г) и тяжелых лантаноидов, в частности Yb (<1 мкг/г), отношение Sr/Y превышает 90. Лейкограниты, отнесенные к тому же комплексу на основании положения в структуре (дайковые тела (пробы SB098Д и

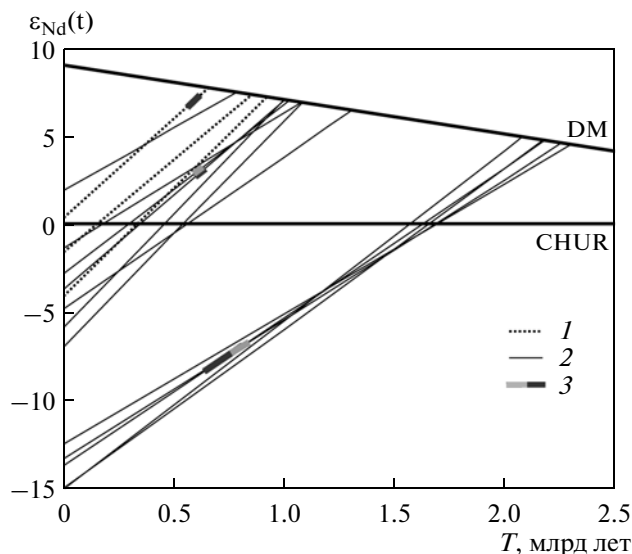


Рис. 8. Линии эволюции изотопного состава Nd пород гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса и гранитоидов секущих тел. На линии нанесены диапазоны возрастов кристаллизации цирконов, изученных U-Pb методом [34, 35]. Линии эволюции изотопного состава Nd: 1 – пород Эндербит-гранулитового комплекса, 2 – гранитоидов; 3 – диапазоны возрастов кристаллизации цирконов

SB0710A) и внешняя (SB072P16) зона грибообразного тела, образованного тоналитами (см. рис. 7В)) демонстрируют несколько более низкие содержания Al_2O_3 (13.5–15.2%), относительно высокие близкие содержания Na_2O (3.3–4.0%) отличающаяся заметно более высокими отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0.7–1.4). В этих породах более низкие содержания Sr, но отношение Sr/Y достаточно высокое (>30). Содержания элементов-примесей и спектры распределения РЗЭ сходны (см. табл. 2, рис. 7Б, 7Г). Модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ тоналита 0.7 млрд лет ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = 7.1$) и диапазон значений модельного возраста для трех проб 0.7–0.9 млрд лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 3.2–7.1 (табл. 3, см. рис. 8).

Судя по соотношениям пород комплекса тоналитов-плагиогранитов-лейкогранитов с габброидами комплекса Тонкий мыс, во время кристаллизации гранитоидов габброиды комплекса не были полностью охлажденной кристаллической породой. В то же время амфиболитизированные габброиды, деформированные совместно с гранулитами, ко времени кристаллизации даек плагиогранитов того же самого комплекса были охлаждены настолько, чтобы испытывать хрупкие, а не пластические деформации. Структуры внутреннего течения характерны для наиболее мощных тел гранитоидов в обоих случаях, хотя в маломощных дайках они не проявлены. Кроме того, плагиограниты и тоналиты из двух рассмотренных пространственно разобщенных

Таблица 1. Петрогенные (мас. %) элементы в породах Тонкого Мыса и западной части Богучанской бухты

№	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п	Сумма
1	SB071P1	45.89	2.35	14.82	5.16	6.65	0.15	6.83	13.98	2.20	0.18	0.09	1.91	100.21
2	SB071P3	46.21	2.04	15.91	4.95	5.48	0.14	7.08	14.34	2.27	0.19	0.08	1.22	99.91
3	SB071P6	47.43	0.58	17.99	3.93	3.45	0.10	8.41	11.64	3.26	0.20	0.08	2.14	99.21
4	SB071P7	39.53	0.39	12.45	5.39	8.39	0.18	18.58	9.15	0.98	0.14	0.08	4.03	99.29
5	SB071P13	44.79	0.38	18.96	3.68	5.90	0.13	10.10	10.08	3.00	0.17	0.11	2.04	99.34
6	SB071P15A	45.33	0.36	19.02	3.88	6.82	0.15	10.31	9.44	2.74	0.16	0.06	1.04	99.31
7	SB071P20A	45.40	0.43	19.34	2.63	7.61	0.14	9.89	10.30	2.88	0.15	0.05	0.41	99.23
8	SB071P22	47.37	0.35	21.16	4.59	2.80	0.10	8.08	10.22	3.20	0.37	0.10	1.82	100.16
9	SB072P3	37.06	0.32	8.13	9.51	6.63	0.22	25.29	3.03	0.21	0.04	0.06	9.23	99.73
10	SB072P4	38.02	0.44	7.32	12.06	6.26	0.24	24.57	4.38	1.04	0.22	0.09	5.66	100.30
11	SB072P5	46.35	0.51	20.77	2.96	5.51	0.11	8.99	9.04	3.46	0.38	0.09	2.45	100.61
12	SB072P8	34.66	0.42	5.47	14.04	8.53	0.27	26.97	3.23	0.92	0.07	0.09	5.82	100.49
13	SB072P9	46.06	0.42	20.38	4.41	5.03	0.13	9.41	9.09	3.07	0.22	0.08	0.95	99.24
14	SB072P11	35.73	0.58	5.17	13.46	10.12	0.30	27.24	3.98	0.96	0.07	0.08	3.23	100.94
15	SB072P14	37.61	0.48	7.50	10.92	6.31	0.20	25.24	3.69	0.91	0.24	0.08	7.60	100.78
16	SB072P20	44.39	0.43	18.62	4.21	6.19	0.14	11.88	9.06	2.48	0.26	0.08	1.84	99.58
17	SB0711B	44.20	5.95	14.80	1.19	10.00	0.16	8.00	10.20	2.73	0.24	0.08	2.17	99.72
18	SB0711Г	44.20	3.88	13.00	3.10	9.87	0.24	7.70	12.00	1.58	0.28	0.92	3.37	100.14
19	SB0711Д	47.80	1.62	14.33	5.72	6.28	0.16	7.35	9.53	3.21	0.59	0.31	2.70	99.60
20	SB0711Ж	44.20	2.45	16.14	6.32	8.02	0.14	6.31	11.60	2.85	0.26	0.07	1.13	99.49
21	SB0712E	47.65	1.98	17.31	6.16	4.66	0.16	6.00	10.78	2.94	0.75	0.43	0.97	99.79
22	SB0712Ж	44.65	1.65	14.74	6.61	6.98	0.18	11.65	10.00	2.10	0.62	0.24	0.54	99.96
23	SB0713Б	47.16	2.04	17.88	4.20	6.45	0.17	6.47	10.82	3.33	0.42	0.40	0.27	99.61
24	SB0711A	46.46	1.56	16.58	5.25	6.27	0.15	8.13	11.83	2.57	0.21	0.08	0.84	99.93
25	SB071P10	40.69	4.66	12.73	6.74	12.25	0.23	6.51	10.72	2.45	0.19	0.91	1.08	99.16
26	SB071P14	35.36	5.41	10.87	6.20	12.53	0.27	7.92	12.68	1.76	0.14	4.58	2.25	99.97
27	SB071P17	35.51	6.19	8.67	6.36	14.03	0.31	9.47	12.67	1.68	0.18	3.15	1.35	99.57

Примечание. Породы: расслоенного комплекса (1–16) и секущих меланократовых даек (25–27) Тонкого Мыса, аналогичных габброидов (20, 24) и секущих меланократовых даек (17) из тектонического блока в западной части Богучанской бухты; амфиболитизированных габбро и ортоамфиболитов (18, 19, 21, 22), а также гранулитов центральной части фрагментов шаровой отдельности (23) западной части Богучанской бухты. Точки отбора проб для Тонкого Мыса показаны на рис. 4, 5.

тел (обр. SB0712Г и SB072P17, см. рис. 2, 7А), интродуцирующих два разных комплекса, демонстрируют совпадение спектров РЗЭ и содержаний элементов-примесей (см. рис. 7Г, табл. 2).

Для оценки возраста пород этого комплекса были отобраны пробы из лейкогранитов внешней и тоналитов внутренней частей сложно построенного грибообразного тела (см. рис. 7В). Из лейкогранитов были выделены единичные зерна циркона, эта непредставительная фракция для анализа не использовалась. Из пробы тоналитов выделена фракция циркона весом около 0.5 мг. Цирконы представлены однопипными удлиненно-призматическими (игольчатыми) кристаллами.

Внутреннее строение цирконов изучено по катодолюминесцентным изображениям, получен-

ным в ЦКП МФТИ на растровом электронном микроскопе Quanta 200 МК2 с приставкой для изучения катодолюминесценции (Gatan) в диапазоне длин волн от 300 до 1000 нм. Исследование цирконов оптическими и катодолюминесцентными методами показало, что для них характерна обусловленная кристаллизацией в условиях магматической камеры тонкая зональность с отсутствием ядер. Именно этим обусловлена возможность применения метода лазерной абляции для исследования циркона магматической породы. Изотопный анализ проведен по 42 зернам циркона при помощи масс-спектрометра высокого разрешения Element-XR с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (LA ICP-MS) в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ

Таблица 2. Петрогенные (мас. %) и редкие (мкг/г) элементы в гранитоидах и вмещающих их метаморфических породах (т.н. SB0712) побережья Богучанской и Лударской бухт

Компонент, %	SB0712A	SB0712B	SB0712Г	SB0710	SB071P4	SB072P16	SB072P17	SB098Д	SB094Б
	т.н. SB0712			гранитоиды гипабиссального комплекса					энд-ты
SiO ₂	47.22	75.64	68.44	71.90	72.49	73.91	65.01	71.15	60.68
TiO ₂	1.84	0.28	0.38	0.18	0.20	0.15	0.43	0.34	0.40
Al ₂ O ₃	17.22	12.75	15.70	15.24	13.82	13.50	16.90	13.87	20.62
Fe ₂ O ₃	4.28	1.22	2.44	1.12	1.67	0.70	1.24	1.66	3.02
FeO	6.49	0.31	0.72	0.50	0.24	0.15	1.66	1.04	1.04
MnO	0.18	0.02	0.04	0.03	0.06	0.03	0.05	0.03	0.07
MgO	6.49	0.40	1.69	0.68	0.60	0.80	2.55	1.06	0.89
CaO	11.09	0.53	5.16	2.80	2.11	1.93	5.03	2.45	5.67
Na ₂ O	3.28	3.48	3.90	4.25	4.21	4.03	4.76	3.26	5.62
K ₂ O	0.54	5.24	0.71	2.79	2.82	3.53	0.98	4.49	1.47
P ₂ O ₅	0.41	0.04	0.10	0.06	0.07	0.07	0.15	0.09	0.17
п.п.п	0.44	0.34	0.65	0.40	0.74	0.35	1.06	0.46	0.25
Сумма	99.48	100.25	99.92	99.94	99.03	99.15	99.82	99.89	99.89
V	246	11.6	36.4	—	—	5.79	40.1	24.9	32.1
Cr	158	32.4	24.8	—	—	41.4	42.8	34.6	29.1
Mn	1268	165	236	—	—	216	331	201	467
Co	46.4	1.99	6.76	—	—	1.22	9.49	4.16	6.1
Zn	78	22.9	32.7	—	—	12.2	44.4	24.7	43.3
Ga	19.9	18.1	17.8	—	—	15.1	18.2	13.1	25.8
Rb	3.4	107	10.3	—	—	23.9	11.8	68.5	5.35
Sr	542	43.5	398	—	—	265	582	337	724
Y	29.2	25.4	4.36	—	—	6.83	4.28	6.41	6.9
Zr	186	157	64.7	—	—	26.3	63.8	161	335
Nb	7.2	4.16	1.25	—	—	2.55	1.77	2.05	2.31
Cs	0.02	0.11	0.23	—	—	0.19	0.07	0.35	0.44
Ba	198	310	191	—	—	1116	309	1285	520
La	17.4	26.8	9.23	—	—	4.16	8.57	14.1	20.5
Ce	41.7	58.1	17.3	—	—	8.65	17.8	44.5	32.9
Pr	5.58	6.95	2.03	—	—	0.93	1.99	2.73	3.42
Nd	24.7	26.1	7.71	—	—	3.56	7.68	8.87	12.1
Sm	5.63	5.3	1.45	—	—	0.86	1.54	1.51	1.97
Eu	1.75	0.64	0.45	—	—	0.43	0.56	0.58	2.6
Gd	5.78	4.81	1.15	—	—	0.88	1.26	1.25	1.59
Tb	0.92	0.80	0.16	—	—	0.17	0.16	0.19	0.22
Dy	5.66	4.85	0.84	—	—	1.08	0.87	1.06	1.28
Ho	1.18	1.01	0.17	—	—	0.24	0.1	0.24	0.28
Er	3.17	2.82	0.42	—	—	0.71	0.43	0.82	0.83
Tm	0.46	0.41	0.06	—	—	0.13	0.06	0.14	0.13
Yb	2.88	2.48	0.40	—	—	0.88	0.42	0.99	0.88
Lu	0.44	0.35	0.07	—	—	0.15	0.07	0.19	0.16
Hf	3.66	4.03	1.36	—	—	0.90	1.52	3.39	6.06
Ta	0.58	0.96	0.20	—	—	0.81	0.32	0.15	0.20
Th	0.28	3.79	1.21	—	—	0.84	1.09	8.95	0.36
U	0.08	1.03	0.31	—	—	0.30	0.39	0.86	0.25

Примечание. SB0712A – меланократовые кристаллические сланцы, SB0712B – гнейсы, SB0712Г – плагиограниты, см. рис. 7А; тоналиты, плагиограниты, лейкограниты, см. рис. 2; SB094Б – глиноземистые эндербиты (мыс Писанный Камень). “—” содержания не определялись.

Таблица 3. Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные для пород гипабиссального комплекса гранитоидов района междуречья Слюдянка–Рель

Образец	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения			$\varepsilon_{Sr}(t)$	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения			$\varepsilon_{Nd}(t)$	$T_{Nd}(DM)$
	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\pm 2\sigma$		Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\pm 2\sigma$		
SB072P17	10.8	586	0.0532	0.70338	0.00001	-22.5	1.72	9.50	0.1093	0.512643	0.000017	7.1 ± 0.3	0.74
SB098Д	71.0	344	0.5964	0.70830	0.00001	-17.2	1.42	8.51	0.1013	0.512414	0.000009	3.2 ± 0.2	1.00
SB0712Г	9.97	457	0.0631	0.70340	0.00002	-22.1	0.92	4.82	0.1153	0.512556	0.000013	4.7 ± 0.2	0.94

Примечание. Модельные параметры: однородный мантийный резервуар (UR) $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7045$, $^{87}Rb/^{86}Sr = 0.01039$; однородный хондритовый резервуар (CHUR): $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$; обедненный резервуар (DM) $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513151$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.212$. Аналитические исследования проведены в ГЕОХИ РАН по стандартной методике [37].

РАН по методике [25, 24]. При анализе применялся лазер New Wave Research UP-213; параметры измерений: диаметр кратера 30–40 мкм, частота импульсов лазерного излучения 4 Гц. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам Glitter [92] и ISOPLOT [84]. Все погрешности приведены на уровне 2σ .

Результаты U-Pb анализа 42 зерен циркона из пробы SB072P17 (табл. 4, рис. 9) определяют линию дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает значению возраста 595 ± 5 млн лет, нижнее – близко к нулю (СКВО = 1.2). На основании полученных данных сделан вывод о том, что в геологической истории породы не зафиксировано метаморфическое воздействие, которое привело бы к потере цирконом радиогенного свинца. Значение 595 ± 5 млн лет интерпретируется как возраст магматического циркона тоналитов.

Судя по опубликованным геохимическим данным [23], гранитоиды с адакитовыми характеристиками развиты на площади и за пределами междуречья Слюдянка–Рель, где, по всей видимости, ими сформировано несколько плутонических тел.

АССОЦИАЦИИ ПОРОД – ПОКАЗАТЕЛИ УСЛОВИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА

Островодужные вулканические интрузивные породы выявлены для одного из ранних этапов развития Байкало-Муйского пояса по U-Pb и Sm-Nd изотопным данным [18, 42, 43]. Около 830–800 млн лет назад существовали островодужные структуры, реликты которых входят в состав пояса. Более полно эти комплексы охарактеризованы в его восточном сегменте, реконструируется Келянская островная дуга [5]. Для интервала времени 735–585 фиксируется возникновение ультрамафит-мафитовых комплексов, происхождение большинства из которых дискуссионно; вопрос о природе этого этапа остается открытым.

Следующая эпоха событий, связанных с субдукцией, также обоснована преимущественно данными для восточной части Байкало-Муйского пояса, где найдены комплексы надсубдукционных обстановок (габброиды Заоблачного массива с возрастом 612 ± 62 млн лет), установлен возраст эклогитов Северо-Муйского комплекса 653 ± 21 млн лет [58]. Реконструируются и другие обстановки для этого же (650 – 600 млн лет) интервала времени: по восточной части Байкало-Муйского пояса – обстановки континентального рифтогенеза [5], по материалам для всего пояса – коллизионные процессы [54].

Офиолиты традиционно выделявшиеся в составе внутренней зоны байкалид [46] Байкало-Муйского пояса, служили репером для реконструкции развития пояса [5, 22, 69]. Однако детальное изучение массивов, включавшихся в офиолитовый пояс, показало, что его объем является дискуссионным [8, 17, 18, 20, 21, 29, 54, 57, 59, 69]. Допускается и отсутствие офиолитов в Байкало-Муйском поясе [42]; таким образом вопрос об объеме, возрасте, и даже о наличии офиолитовой ассоциации в регионе остается открытым.

Гранулиты, породы высоких температур и умеренных давлений (до 8–9 кбар [55, 23]), пользуются широким распространением в прибрежной части запада Байкало-Муйского пояса. Геодинамические условия формирования гранулитовых комплексов считаются во многом неясными; предполагаются следующие условия: глубинные части океанских плато; задуговые области островодужных систем; глубинные части подобных Тибетскому орогенных плато [62, 63 и др.]. Для дискриминации обстановок образования гранулитов важно обобщение Д. Эллиса [76]: в одних случаях подъем гранулитов происходит только в ходе следующего после их формирования цикла орогении, в других время пребывания на глубинных уровнях коры измеряется десятками миллионов лет.

Таблица 4. Результаты U-Pb изотопного анализа (LA ICP-MS) для цирконов из тоналитов (проба SB072P17)

№	Номер точки	Концентрации		Th/U	Изотопные отношения						Rho	Возраст (млн лет) по отн.		Д
		Th, мкг/г	U, мкг/г		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±%	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±%		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±%	
1	2P17-03	46	137	0.33	0.0598	2.5	0.7821	2.2	0.0949	1.7	0.76	584.4	1.6	-0.4
2	2P17-04	1192	938	1.27	0.0597	2.2	0.7625	1.9	0.0927	1.7	0.89	571.3	1.6	-0.7
3	2P17-05	595	612	0.97	0.0607	2.4	0.7658	2.1	0.0915	1.7	0.80	564.6	1.6	-2.2
4	2P17-06	49	272	0.18	0.0596	2.4	0.7993	2.1	0.0973	1.7	0.80	598.4	1.6	0.3
5	2P17-09	50	138	0.36	0.0595	2.6	0.7708	2.3	0.0939	1.7	0.75	578.6	1.6	-0.3
6	2P17-14	447	461	0.97	0.0599	2.3	0.7970	2.0	0.0965	1.7	0.85	593.7	1.6	-0.3
7	2P17-19	691	731	0.95	0.0597	2.3	0.7566	2.0	0.0920	1.7	0.83	567.3	1.6	-0.8
8	2P17-21	413	496	0.83	0.0601	2.4	0.8016	2.0	0.0968	1.7	0.82	595.7	1.6	-0.3
9	2P17-23	512	580	0.88	0.0598	2.4	0.7640	2.1	0.0926	1.7	0.81	571.0	1.6	-0.9
10	2P17-29	1433	970	1.48	0.0605	2.4	0.7461	2.1	0.0895	1.7	0.79	552.7	1.6	-2.4
11	2P17-30	661	649	1.02	0.0599	2.3	0.7855	2.0	0.0952	1.7	0.85	586.0	1.6	-0.4
12	2P17-32	543	556	0.98	0.0594	2.3	0.7684	2.0	0.0938	1.7	0.84	578.2	1.6	-0.1
13	2P17-35	789	707	1.12	0.0602	2.4	0.7699	2.1	0.0927	1.7	0.82	571.5	1.6	-1.4
14	2P17-37	523	542	0.96	0.0598	2.4	0.7686	2.1	0.0932	1.7	0.80	574.5	1.6	-0.8
15	2P17-40	345	374	0.92	0.0592	2.4	0.8151	2.2	0.0999	1.7	0.80	614.1	1.7	1.5
16	2P17-42	579	565	1.03	0.0597	2.2	0.8121	2.0	0.0986	1.7	0.88	606.4	1.6	0.5
17	2P17-43	367	390	0.94	0.0601	2.3	0.7788	2.1	0.0941	1.7	0.83	579.6	1.7	-0.9
18	2P17-44	518	531	0.97	0.0609	2.3	0.8149	2.1	0.0970	1.7	0.84	597.0	1.7	-1.3
19	2P17-46	463	469	0.99	0.0598	2.2	0.8195	2.0	0.0993	1.7	0.88	610.5	1.6	0.5
20	2P17-47	613	565	1.09	0.0597	2.2	0.8112	1.9	0.0985	1.7	0.88	605.7	1.6	0.4
21	2P17-50	511	525	0.97	0.0595	2.2	0.7998	2.0	0.0976	1.7	0.88	600.0	1.6	0.6
22	2P17-51	703	593	1.18	0.0597	2.2	0.7915	2.0	0.0963	1.7	0.88	592.4	1.6	0.1
23	2P17-52	537	519	1.03	0.0594	2.5	0.7788	2.2	0.0952	1.7	0.79	586.1	1.7	0.2
24	2P17-53	391	447	0.87	0.0599	2.3	0.8099	2.0	0.0980	1.7	0.86	602.7	1.6	0.1
25	2P17-58	778	746	1.04	0.0596	2.2	0.8011	2.0	0.0975	1.7	0.87	599.5	1.6	0.3
26	2P17-60	21	58	0.36	0.0607	3.0	0.8048	2.8	0.0963	1.8	0.65	592.4	1.7	-1.2
27	2P17-61	428	448	0.96	0.0600	2.3	0.7977	2.1	0.0965	1.7	0.84	593.7	1.6	-0.3
28	2P17-62	403	452	0.89	0.0593	2.3	0.7759	2.1	0.0949	1.7	0.84	584.4	1.7	0.2
29	2P17-66	700	638	1.10	0.0599	2.3	0.7794	2.1	0.0945	1.7	0.85	581.9	1.7	-0.6
30	2P17-67	346	463	0.75	0.0594	2.4	0.7660	2.1	0.0936	1.7	0.83	576.5	1.7	-0.2
31	2P17-68	1096	850	1.29	0.0601	2.2	0.8043	1.9	0.0972	1.7	0.91	597.7	1.6	-0.3
32	2P17-71	504	526	0.96	0.0594	2.4	0.7726	2.1	0.0943	1.7	0.83	580.8	1.7	-0.1
33	2P17-72	398	458	0.87	0.0598	2.3	0.8138	2.0	0.0988	1.7	0.86	607.3	1.6	0.4
34	2P17-74	149	243	0.61	0.0606	2.7	0.7859	2.5	0.0941	1.8	0.72	579.5	1.7	-1.6
35	2P17-76	459	525	0.88	0.0601	2.3	0.7974	2.0	0.0962	1.7	0.86	592.4	1.6	-0.5
36	2P17-80	382	405	0.94	0.0590	2.3	0.7789	2.0	0.0957	1.7	0.86	589.3	1.6	0.8
37	2P17-89	494	518	0.95	0.0597	2.3	0.7952	2.1	0.0966	1.7	0.84	594.3	1.6	0.0
38	2P17-90	577	565	1.02	0.0600	2.3	0.7930	2.0	0.0958	1.7	0.85	589.8	1.6	-0.5
39	2P17-95	778	688	1.13	0.0600	2.3	0.7885	2.0	0.0954	1.7	0.86	587.2	1.6	-0.5
40	2P17-97	724	640	1.13	0.0596	2.3	0.7882	2.0	0.0959	1.7	0.85	590.2	1.6	0.0
41	2P17-98	16	43	0.36	0.0587	5.0	0.7573	4.8	0.0936	2.1	0.43	576.6	2.0	0.7
42	2P17-100	724	788	0.92	0.0595	2.4	0.7672	2.2	0.0935	1.7	0.80	576.1	1.7	-0.3

Примечание. Результаты анализа обработаны в программе Glitter [92]; Rho – коэффициент корреляции погрешностей изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; Д – степень дискордантности. Погрешности приведены на уровне 2σ.

В рассматриваемом случае, разрешающая способность метода проведенного геохронологического исследования является достаточной для того, чтобы показать: интервал времени между формированием гранулитов и их выведением в верхние уровни коры не исчисляется сотнями миллионов лет, то есть гранулиты были образованы и выведены в верхние уровни коры на протяжении одного и того же тектонического цикла. Таким образом, из перечисленных палеогеодинамических обстановок формирования и выведения гранулитов запада Байкало-Муйского пояса следует исключить коллизию континент-континент. Присутствие пород с модельным возрастом 2.2–2.3 млн лет (см. рис. 8) в составе гранулитового комплекса исключает обстановку океанического плато. Таким образом, из трех перечисленных обстановок могут быть выбраны только условия задуговых областей островодужных систем. Далее обсуждается вопрос, можно ли ограничить условия образования гранулитов на активных континентальных окраинах задуговыми, или следует учитывать другие ситуации, где происходит растяжение на фоне общего сжатия.

Ультрамафит-мафитовые комплексы, связанные с гранулитами известны по примерам объектов Альпийско-Гималайского и Тихоокеанского подвижных поясов [32 и ссылки в ней]. Собственно гранулиты образуются в широком диапазоне геодинамических условий, но их пространственная связь с ультрамафит-мафитовыми породами, по всей видимости, определяется более конкретной ситуацией. Представляется, что это обстановки существования астеносферных окон под окраинами континентов.

Наиболее благоприятная для возникновения астеносферного окна обстановка складывается на континентальной окраине в случае погружения под нее спредингового хребта, осевой рифт которого играет роль ослабленной зоны, способствующей отрыву слэба и разрыву сплошности субдуцируемой литосферы. В настоящее время примером реализации такого механизма является восточная окраина Тихого океана, где происходит субдукция активных спрединговых хребтов – Хуан-Де-Фука в Калифорнии [67, 83 и др.] и Южно-Чилийского на юге Южной Америки [72, 82 и др.]. Такая же ситуация наблюдается в южной части архипелага Папуа-Новая Гвинея на островах Д'Энтракасто [61, 75 и др.]. Это явление в данных регионах сопровождается обдукцией офиолитов на окраину континента, интенсивным контрастным магматизмом и метаморфизмом, с одной стороны, внедрением мантийных базитов, с другой, и обилием гранитоидных plutонов. Следствием обдукции офиолитов может явиться утолщение коры сверху за счет аллохтонных пластин. Поднятие и растяжение, которые проявляются после обдукции офиолитов, могут привести

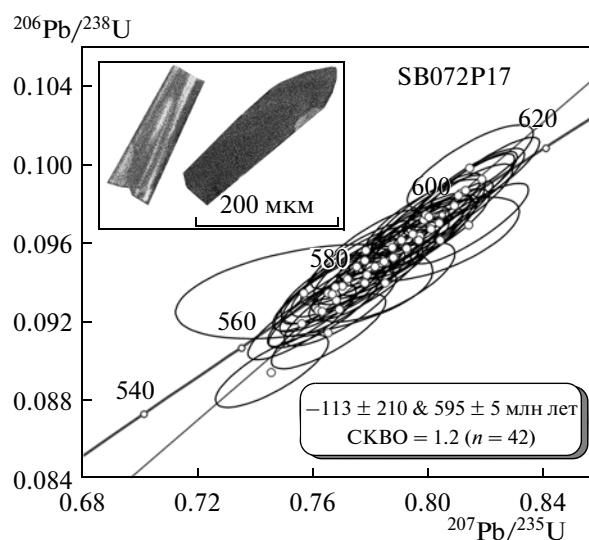


Рис. 9. U–Pb диаграмма с конкордией для цирконов из пробы SB072P17 и выполненные в режиме катодолуминесценции изображения типичных зерен

к быстрому выведению на дневную поверхность магматических и метаморфических образований, возникших на большой глубине (гранулитов и эклогитов). Их подъем на дневную поверхность или эксгумация возможна при увлечении глубинного материала аномально разогретой мантией, поднимающейся из астеносферного окна [52].

Условия субдукции спредингового хребта под активную континентальную окраину реконструируются для кайнозойской окраины Аляски [73], для ордовикского этапа развития Северных Аппалачей [90] и для этого же времени для районов западной Монголии и Восточного Саяна [50–53].

В противоположность ситуациям, связанными с субдукцией действующих океанских хребтов – “активным астеносферным окнам”, можно рассмотреть теоретическую возможность их возникновения в других геодинамических условиях. Отрыв субдуцируемого слэба в результате заклинивания зоны субдукции с одновременным продолжением погружения передовой, частично или полностью эклогитизированной его части можно назвать “пассивным астеносферным окном” [38]. Окно в субдуцируемой океанской коре (отсутствие участка субдуцируемого слэба) и отсутствие мощного мантийного “плюма” (спредингового хребта) определяет подъем изотерм вследствие перерыва экранирующего воздействия слэба. При достаточной мощности блока литосферы, заклинившего зону субдукции, может произойти ее прекращение, подъем и размыв территории.

Комплекс гранитоидов с адакитовыми характеристиками оказался новым показателем условий геологического развития Северного Прибайка-

ля. В междуречье Слюдянка–Рель нами охарактеризован комплекс даек и жильных тел, петрографически отвечающих тоналитам, трондjemитам и гранодиоритам, а по геохимическим особенностям – адакитам. Происхождение этих пород связано с частичным плавлением мафитового материала [65, 68, 70, 85, 86]. Их ключевые характеристики, высокие содержания Sr и легких РЗЭ, низкие – тяжелых и Y, считаются отражением их выплавления при образовании эклогитов или гранатовых амфиболитов. Мафитовый субстрат может представлять собой материал литосферной плиты, погружающейся в зоне субдукции [68, 70], либо нижней части утолщенной коры [93 и др.]. Один из возможных случаев формирования гранитоидов с адакитовыми характеристиками – плавление на краю астеносферного окна [68].

Для пород с адакитовыми характеристиками района исследования характерны низкие содержания MgO и Nb, что может объясняться существованием субдукционной обстановки и явлениями плавления погружающейся литосферной плиты во время формирования комплекса жильных гранитоидов 595 ± 5 млн лет назад, однако нет и достаточных оснований исключать как плавление материала нижней коры, так и смешанный механизм формирования пород с адакитовыми характеристиками.

Моласса верхнепротерозойского уровня представляет собой еще один реперный комплекс пород, указывающий, на то, что Байкало-Муйский и Байкало-Патомский пояса испытали складчатость и размыв в позднепротерозойское же время. Холоднинская свита Олоkitской зоны, падроканская – восточной ветви Байкало-Муйского пояса, анангринская и догалдынская свита Бодайбинского района представляют собой толщи песчаников, гравелитов и конгломератов, состоящие в основном из обломков пород близкорасположенных источников сноса. На основании существующих схем корреляции возраста этих толщ можно заключить, что Байкало-Муйский подвижный пояс и шельфовая область Байкало-Патомского пояса представляли собой сопряженные элементы латерального ряда, совместно испытавшие горообразование в позднем неопротерозе.

Подобный латеральный ряд можно проиллюстрировать на примере современного северного шельфа Австралии, сближенного в миоцен-плиоценовое время с островодужной системой юга Индонезийского региона, где заклинивание зоны субдукции краем континента приводит к деструкции слэба, погружающегося под дугу Сунда-Банда [66, 71, 74, 77, 78, 91 и др.]. Дифференцированные движения (со сдвиговой составляющей) в

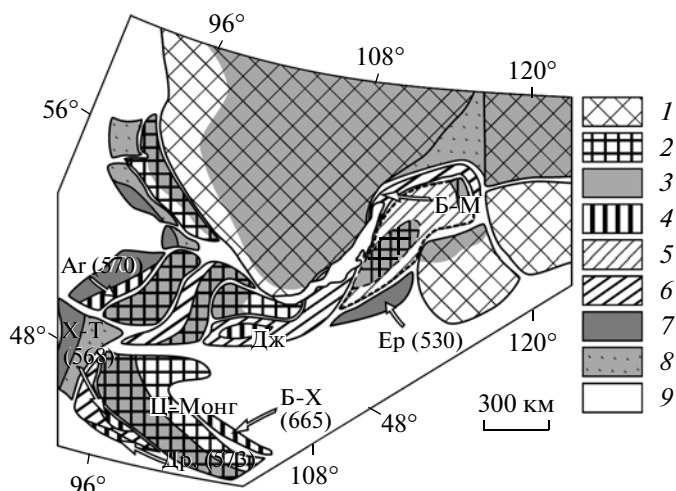


Рис. 10. Главные тектонические элементы, по [80], и возраст реперных комплексов южного обрамления Сибирского кратона. 1 – кратоны; 2 – микроконтиненты; 3 – пассивные окраины кратонов и микроконтинентов; 4 – офиолиты; 5 – позднепротерозойско-раннепалеозойский тектонический коллаж (микроконтинент с корой переходного типа); 6 – среднепротерозойские островные дуги; 7 – кембрийские островные дуги; 8 – преддуговые и окраинные бассейны; 9 – постордовикские комплексы. Б-Х – Баянхонгорская зона; Д-ж – Джидинская зона; Др – Дарибская зона; Аг – Агардагская зона; Б-М – Байкало-Муйская зона; X-T – Хан-Тайширская зона; Ер – Еравнинская зона

этих условиях происходят на относительно коротком отрезке времени.

В позднекембрийское время для Северного Прибайкалья восстанавливается размыв территории и мафитовый магматизм, что отмечалось и ранее, эти процессы объяснялись сценариями наложенного рифтогенеза [5, 54 и др.]. Гранулиты, габброидные плутоны и адакиты западной части Байкало-Муйского пояса образовались в коротком интервале времени, глубинные породы были выведены в верхние горизонты литосферы в геологическом понимании мгновенно. Гранитоиды запечатали гетерогенную структуру не более чем через несколько десятков миллионов лет после формирования гранулитов. Такая геологическая ситуация наиболее закономерно, с нашей точки зрения, увязывается со сценарием образования “пассивного” астеносферного окна под континентальной окраиной. Данный механизм объясняет поступление необходимого тепла для формирования гранулит-чарнокитоидного комплекса, совмещение в ходе интенсивных тектонических движений разновозрастных субстратов, поступление магм мантийного происхождения для становления разноглубинных плутонов. Такие интрузии выявляются в западной части Байкало-Муйского пояса, это комплекс габброидов района мыса Тонкий, “массивов” Слюдинский и Курлинский.

Отрыв субдуцируемой плиты, приводит к декомпрессии, ведущей к разнонаправленным тектоническим движениям, выведению гранулитов в верхние горизонты коры, внедрению в них гранитоидов с адакитовыми характеристиками, а также к образованию в тылу впадин, заполняющихся молассовыми грубообломочными толщами.

ОБСУЖДЕНИЕ

Данные по Северному Прибайкалью, опубликованные данные по всему Байкало-Муйскому поясу и другим регионам дают возможность рассмотреть взаимосвязи в развитии пояса и других элементов структуры южного и юго-восточного обрамления Сибирской платформы (рис. 10). В начале неопротерозоя (и в самом конце мезопротерозоя) существовал бассейн с корой океанского типа, на которой развивались одна или несколько разновозрастных зон субдукции [12, 27, 33, 48, 79]. Со времени около 830 млн лет назад фиксируются развитые вулканические дуги, которые представлены корневыми частями в Муйской части пояса [17, 18], реконструируются для Приольхонья [10] и сохранились в виде вулканических надсубдукционных серий Восточного Саяна и Западной Монголии, дархатской и сархойской соответственно [14, 26, 81]. Таким образом, в Саяно-Монгольском и Байкало-Муйском сегментах окраины Палеоазиатского океана восстанавливается протяженная палеоостроводужная система, активно развивавшаяся 830–780 млн лет назад. Интервал времени 780–650 млн лет наименее ясный период в истории Байкало-Муйского пояса.

К концу неопротерозоя возобновляются или продолжаются процессы субдукции в Байкало-Муйском сегменте окраины Палеоазиатского океана, о чем можно судить по присутствию эклогитов Северо-Муйского комплекса с возрастом 653 ± 21 млн лет [58]. Гранулитовый метаморфизм, пространственно связанный с мафитовым магматизмом, внедрение адакитовых интрузий около 590 млн лет назад — события, маркирующие становление структуры Байкало-Муйского пояса, близкой к современной. В Саяно-Монгольской области в это время продолжают существовать зоны субдукции: к западу от дархатско-сархойской палеоостроводужной системы расположен пояс офиолитов, в том числе надсубдукционных, с возрастом около 570 млн лет [9, 80, 88], а также пояс островодужного происхождения, пик активности в котором приходится на время 530 млн лет назад [19, 39]. Эпоха надсубдукционного вулканизма со времени 530 млн лет назад реконструируется и для Удино-Витимской складчатой системы [13, 40, 41].

ВЫВОДЫ

1. Гранулиты и пространственно связанные с ними габброидные плутоны западной части Байкало-Муйского пояса интродуцированы гранитоидами с геохимическими характеристиками адакитов. Глубинные породы были выведены в верхние горизонты литосферы в геологическом понимании мгновенно. Гранитоиды запечатали гетерогенную структуру не более чем через несколько десятков миллионов лет после формирования гранулитов.

2. Строение запада Байкало-Муйского пояса обусловлено совмещением в поднеопротерозойское время пород гранулит-чарнокитоидного комплекса, продуктов кристаллизации на разных уровнях магм мантийного происхождения (комплексы Тонкий мыс, Слюдинский и Курлинский), внедрением в перечисленные породы гранитоидов, несущих признаки смещения мантийного и корового материала. Наиболее закономерно, с нашей точки зрения, геологическая ситуация увязывается со сценарием образования астеносферного окна под континентальной окраиной. Данный механизм объясняет поступление необходимого тепла для формирования гранулитов. Отрыв субдуцируемой плиты, приводит к декомпрессии, ведущей к вспышке мафитового магматизма, разнонаправленным тектоническим движениям, выведению гранулитов в верхние горизонты коры, внедрению в них гранитоидов с адакитовыми характеристиками, а также к образованию в тылу впадин, заполняющихся молассовыми грубообломочными толщами.

3. В строении западной части Байкало-Муйского пояса отражено не менее двух крупных событий позднепротерозойской истории Сибирской окраины Палеоазиатского океана. К середине позднего неопротерозоя был образован гетерогенный пояс (коллаж) с участием офиолитов и реликтов более древних неопротерозойских островных дуг, реликты наиболее крупной из которых, активной с времени 830 млн лет, выявляются как в Байкало-Муйском поясе, так и структурах Восточного Саяна и Западной Монголии. Около 600 млн лет назад среднепротерозойский коллаж мог испытывать трансформацию, связанную с переходом от конвергентных условий к преимущественно сдвиговым.

Благодарности. Авторы признательны А.Б. Котову и В.В. Ярмолюку за конструктивный анализ, направленный на улучшение первоначального варианта статьи, Г.Е. Некрасову за консультацию и помощь при обработке материалов, А.В. Заболоцкому и Е.В. Коростылеву за организацию и проведение катодолуминесцентного исследования циркона в ЦКП МФТИ.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 11-05-01052, 12-05-31246), Фонда разви-

тия отечественной геологии, МПГК (проект № 592 “Continental construction in Central Asia”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш. и др.* Вендский возраст эндербитов гранулитового комплекса Байкало-Муйского офиолитового пояса (Северное Прибайкалье): U-Pb и Sm-Nd-изотопные свидетельства // Докл. РАН. 2000. Т. 371. № 5. С. 652–654.
2. *Аристов В.А., Катюха Ю.П., Минина О.Р., Руженцев С.В.* Стратиграфия и конодонты палеозоя Удино-Витимской складчатой системы (Забайкалье) / Ред. Скляр Е.В. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту). Т. 1 // Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. С. 24–26.
3. *Аристов В.А., Катюха Ю.П., Минина О.Р. и др.* Новые данные по стратиграфии палеозоя Витимского нагорья (Западное Забайкалье) // Вестник Ворон. Гос. Ун-та. Сер. геол. 2005. № 2. С. 19–24.
4. *Беличенко В.Г.* Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.
5. *Божеко Н.А., Талицкий В.Г., Кирмасов А.Б. и др.* Структурно-метаморфические критерии расчленения позднедокембрийских толщ (на примере Келяно-Иракиндинской зоны Байкало-Муйского пояса) // Вестник МГУ. 1999. Серия 4. Геология. № 4. С. 14–25.
6. *Булгатов А.Н.* Тектонотип байкалит. Новосибирск: Наука, 1983. 193 с.
7. *Бутов Ю.П.* Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ: изд-во БНЦ СО РАН, 1996. 153 с.
8. *Врублевская Т.Т., Цыганков А.А., Орсов Д.А.* Контактво-реакционные процессы в Нюрундуканском ультрамафит-мафитом массиве (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 3. С. 207–223.
9. *Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б. и др.* Позднерифейский возраст Хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1179–1185.
10. *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С. и др.* Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 571–588.
11. *Гордиенко И.В.* Геодинамическая эволюция поздних байкалит и палеозойск складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53–70.
12. *Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С.* Состав, U-Pb изотопный возраст (SHRIMP-II) офиолитовой ассоциации Шаманской палеоспрединовой зоны и условия ее формирования (Северное Забайкалье) // Докл. РАН. 2009. Т. 429. № 3. С. 359–364.
13. *Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В. и др.* История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее–палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.
14. *Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Резницкий Л.З. и др.* История формирования Тувино-Монгольского массива по данным U–Pb датирования методом LA-ICP-MS детритовых цирконов из песчаника дархатской серии (западное Прихубсугулье, северная Монголия) // Докл. РАН. 2011. Т. 441. № 3. С. 358–362.
15. *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др.* Палеопротерозойские гранитоиды Чуйского и Кутимского комплексов (юг Сибирского кратона): возраст, петрогенезис и геодинамическая природа // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 3. С. 371–389.
16. *Зорин Ю.А., Скляр Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М.* Механизм развития системы островная дуга – задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее–раннем палеозое // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 209–226.
17. *Изох А.Э.* Расслоенные ультрабазит-базитовые ассоциации как индикаторы геодинамических обстановок. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1999. 35 с.
18. *Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З., Балыкин П.А.* Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 1. С. 88–92.
19. *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др.* Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1280–1293.
20. *Конников Э.Г.* Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья (петрология и рудообразование). Новосибирск: Наука, 1986. 227 с.
21. *Конников Э.Г.* К проблеме офиолитов Байкало-Муйского пояса // Геология и геофизика. 1991. Т. 32. № 3. С. 119–129.
22. *Конников Э.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э. и др.* Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и геохимические данные // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 152–168.
23. *Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т.* Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М.: ГЕОС, 1999. 163 с.
24. *Костицын Ю.А., Аносова М.О.* U-Pb возраст экстрезивных пород кальдеры Уксичан в Среднем хребте Камчатки – применение лазерной абляции к датированию молодых цирконов // Геохимия. 2013. № 2. С. 171–179.
25. *Костицын Ю.А., Белоусова Е.А., Бычков Я.А.* Поиск следов древней коры на Камчатке: U-Pb исследования детритовых цирконов методом лазерной абляции / Изотопные системы и время геологических процессов // СПб.: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 255–257.
26. *Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.* Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (~770–800 млн лет) вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 7. С. 875–895.
27. *Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.* Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность

- магматической активности по результатам датирования вулканокластиков по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 45–57.
28. *Макрыгина В.А., Конева А.А., Пискунова Л.Ф.* О гранулитах в нюрндуканской серии Северного Прибайкалья // ДАН СССР. 1989. Т. 307. № 1. С. 195–201.
 29. *Макрыгина В.А., Конников Э.Г., Неймарк Л.А. и др.* О возрасте гранулит-чарнокитового комплекса в нюрндуканской свите Северного Прибайкалья (парадокс радиохронологии) // Докл. РАН. 1993. Т. 332. № 4. С. 486–489.
 30. *Минина О.Р.* Стратиграфия и комплексы миоспор отложений верхнего девона Саяно-Байкальской горной области: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. 17 с.
 31. *Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А. и др.* Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 139–164.
 32. *Некрасов Г.Е.* Комплексы зоны раздела кора-мантии континентальных и переходных структур и вопросы вертикальной аккреции континентальной литосферы / Отв. ред. Леонов М.Г. // Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы. М.: Наука, 2002. С. 237–267.
 33. *Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Бережная Н.Г. и др.* U-Pb возраст цирконов из плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье) // Докл. РАН. 2007. Т. 412. № 5. С. 661–664.
 34. *Орлова А.В., Аносова М.О., Ревяко Н.М.* Геохронология и изотопные характеристики источников вещества метаморфических пород и гранитоидов Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса / 4-е Яншинские чтения; современные вопросы геологии. Материалы молодежной конференции // М.: ГЕОС, 2011. С. 144–146.
 35. *Орлова А.В., Аносова М.О., Федотова А.А., Костицын Ю.А.* Проблема оценки возраста кристаллизации цирконов эндробит-гранулитовой ассоциации Северного Прибайкалья / 5-я Российская конференция по изотопной геохронологии: Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов // М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 265–268.
 36. *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
 37. *Ревяко Н.М., Костицын Ю.А., Бычкова Я.В.* Взаимодействие расплава основного состава с вмещающими породами при формировании расслоенного интрузива Кивакка, Северная Карелия // Петрология. 2012. Т. 20. № 2. С. 115–135.
 38. *Ремизов Д.Н., Хаин Е.В., Федотова А.А.* Концепция астеносферных окон в связи с особенностями строения и магматизма юга Сибири и Полярного Урала / Ред. Скляр Е.В. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 2 // Иркутск: ИЗК СО РАН, 2004. С. 69–72.
 39. *Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П. и др.* Возраст, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология. 2009. Т. 17. № 5. С. 470–508.
 40. *Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А. и др.* Геодинамика Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система Забайкалья): геологические и геохронологические данные // Докл. РАН. 2010. Т. 434. № 3. С. 361–364.
 41. *Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е. и др.* Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
 42. *Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др.* Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.
 43. *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В.* Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.
 44. *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др.* Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.
 45. *Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Ковач В.П. и др.* Новые данные о геологическом строении и возрасте метаморфических комплексов Кичерской зоны Байкало-Муйского складчатого пояса / Ред. Скляр Е.В. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 2 // Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. С. 55–56.
 46. *Салон Л.И.* Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. 516 с.
 47. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
 48. *Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бибикина Е.В. и др.* Арзыйбейский террейн – фрагмент мезопротерозойской островодужной коры в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // Докл. РАН. 2004. Т. 394. № 6. С. 812–817.
 49. *Федотова А.А., Орлова А.В., Хаин Е.В. и др.* Западная часть Байкало-Муйского пояса, глубинный срез неопротерозойской вулканической дуги: геохимические и Sm-Nd изотопные данные / Ред. Скляр Е.В. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) // Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013. С. 252–254.
 50. *Федотова А.А., Хаин Е.В.* Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М.: Научный мир, 2002. 176 с.
 51. *Хаин Е.В.* Особенности развития Палеоазиатского и Палеоатлантического (Япетуса) океанов в неопротерозойское и раннепалеозойское время / Ред. Скляр Е.В. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 4 // Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2006. С. 198–201.
 52. *Хаин В.Е., Хаин Е.В.* О некоторых явлениях, сопутствующих развитию континентальных окраин андско-кордильерского типа на примере юго-западной

- и южной окраины Сибирской платформы / Тектоника Азии. Программа и тезисы совещания // М.: ГЕОС, 1997. С. 232–234.
53. Хаин Е.В. Аккреционно-обдукционные процессы на Урало-Казахстанской и Сибирско-Монгольской окраинах Палеоазиатского океана как показатели ранних стадий его закрытия (неопротерозой–ранний палеозой) / Современное состояние наук о Земле // М.: Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 2011 С. 1981–1985.
 54. Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: СО РАН, 2005. 306 с.
 55. Цыганков А.А. Минералогия и термометрия гранулит-чарнокитового комплекса Северного Прибайкалья // Записки ВМО. 1996. № 6. С. 38–48.
 56. Цыганков А.А., Врублевская Т.Т., Посохов В.Ф. Гиперстенсодержащие алякитовые гнейсограниты Северного Прибайкалья: геохронология и петрогенезис // Геохимия. 2000. № 6. С. 599–609.
 57. Цыганков А.А., Конников Э.Г. Геохимические типы и геодинамические условия становления габброидных комплексов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 1. С. 19–30.
 58. Шацкий В.С., Ягоуц Э., Рыбошлыков Ю.В. и др. Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом поясе // Докл. РАН. 1996. Т. 350. № 5. С. 677–680.
 59. Amelin Y.V., Ritsk E.Y., Neymark L.A. Effects of interaction between ultramafic tectonite and mafic magma on Nd–Pb–Sr isotopic systems in the Neoproterozoic Chaya Massif, Baikal-Muya ophiolite belt // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 148. P. 299–316.
 60. Anders E., Grevesse N. Abundances of elements: meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. Vol. 53. P. 197–214.
 61. Baldwin S.L., Monteleone B.D., Webb L.E. et al. Pliocene eclogite exhumation at plate tectonic rates in eastern Papua New Guinea // Nature. 2004. Vol. 431. P. 263–267.
 62. Brown M. A duality of thermal regimes is the distinctive characteristic of plate tectonics since the Neoproterozoic // Geology. 2006. Vol. 34. P. 961–964.
 63. Brown M. Characteristic thermal regimes of plate tectonics and their metamorphic imprint throughout Earth history: When did Earth first adopt a plate tectonics mode of behavior? / Eds. Condie K., Pease V. When did plate tectonics begin? // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 2008. Vol. 440. P. 97–128.
 64. Bukharov A.A., Glazunov V.G., Konnikov E.G. et al. Early Precambrian of the lake Baikal area. Guidebook for the field trip of the International Conference “Greenstone, ophiolitic and intracratonal sialic volcanic belt of the Baikal area” / Ed. Bukharov A.A. Institute of the Earth’s Crust, Irkutsk Scientific Centre, Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences, 1990, 225 p.
 65. Castillo P.R. An overview of adakite petrogenesis // Chinese Science Bulletin. 2006. Vol. 51. № 3. P. 257–268.
 66. Charlton T.R. Postcollision extension in arc–continent collision zones, eastern Indonesia // Geology. 1991. Vol. 19. P. 28–31.
 67. Cole R.B., Basu A.R. Nd–Sr isotopic geochemistry and tectonics of ridge subduction and middle Cenozoic volcanism in western California // GSA Bulletin. 1995. Vol. 107. № 2. P. 167–179.
 68. Defant M.J., Kepezzhinskas P. Evidence suggests slab melting in arc magmas // EOS. 2001. Vol. 82. P. 62–70.
 69. Dobretsov N.L., Konnikov E.G., Dobretsov N.N. Precambrian ophiolite belts of southern Siberia, Russia, and their metallogeny // Precamb. Res. 1992. Vol. 58. P. 427–446.
 70. Drummond M.S., Defant M.J. A model for trondhjemite–tonalite–dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. P. 21503–21521.
 71. Fichtner A., van Bergen M.J., De Wit M. Subduction of continental lithosphere in the Banda Sea region: combining evidence from full waveform tomography and isotope ratios // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. Vol. 297. P. 405–412.
 72. Forsythe R., Nelson E. Geological manifestations of ridge collision: evidence from the Golfo de Penas-Taitao basin, Southern Chile // Tectonics. 1985. Vol. 4. № 5. P. 477–495.
 73. Haeussler J.P. A link between ridge subduction and gold mineralisation in Southern Alaska // Geology. 1995. Vol. 23. P. 995–998.
 74. Harris R.A. Peri-collisional extension the formation of Oman-type ophiolites in Banda arc and Brooks range / Eds. Parson L.M., Murton B.J., Browning P. Ophiolites and their Modern Oceanic Analogues // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1992. Vol. 60. P. 301–325.
 75. Hill E.G., Baldwin S.L. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks during crustal extension in the D’Entrecasteaux region, Papua New Guinea // J. Metamorph. Geol. 1993. Vol. 11. P. 261–277.
 76. Ellis D.J. Origin and evolution of granulites in normal and thickened crusts // Geology. 1987. Vol. 15. P. 167–170.
 77. Ishikawa A., Kaneko Y., Kadarusman A., Tsutomu O. Multiple generations of forearc mafic–ultramafic rocks in the Timor–Tanimbar ophiolite, eastern Indonesia // Gondwana Research. 2007. Vol. 11. P. 200–217.
 78. Kaneko Y., Maruyama S., Kadarusman A. et al. On-going orogeny in the outer-arc of the Timor–Tanimbar region, eastern Indonesia // Gondwana Research. 2007. Vol. 11. P. 218–233.
 79. Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A. et al. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 199. P. 311–325.
 80. Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B. et al. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // Precamb. Res. 2003. Vol. 122. P. 329–358.
 81. Khomentovsky V.V., Gibsher A.S. The Neoproterozoic–Lower Cambrian in northern Gobi-Altay, western Mongolia: regional setting, lithostratigraphy and biostratigraphy // Geol. Mag. 1996. Vol. 133. № 4. P. 371–390.
 82. Lagabriele Y., Guivel C., Maury R. et al. Magmatic-tectonic effects of high thermal regime at the site of active ridge subduction: the Chile triple junction model // Tectonophysics. 2000. Vol. 326. P. 255–268.

83. Liu K., Levander A., Zhai Y. et al. Asthenospheric flow and lithospheric evolution near the Mendocino Triple Junction // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. Vols. 323–324. P. 60–71.
84. Ludwig K.R. Isoplot 3.0. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2003. № 4. 70 p.
85. Martin H., Smithies R.H., Rapp R. et al. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos.* 2005. Vol. 79. P. 1–24.
86. Martin H. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos.* 1999. Vol. 46. № 3. P. 411–429.
87. Parfenov L.M., Badarch G., Berzin N.A. et al. Summary of major metallogenic belts in Northeast Asia / Ed. Nokleberg W.J. Metallogensis and tectonics of northeast Asia // U.S. Geological Survey Professional Paper. 2010. Vol. 1765. P. 17–33.
88. Pfänder J.A., Jochum K.-P., Kozakov I. et al. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: Evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. Vol. 143. P. 154–174.
89. Razumovskiy A.A., Khain E.V., Fedotova A.A. Correlation of the Neoproterozoic events at the Siberian margin of the Paleo-Asian ocean: new structural evidences from the Tonkiy Mys peninsula, the North Baikal area / 33rd International Geological Congress. ASI-06 Pre-Mesozoic accretionary tectonics in Central Asia // Oslo, 2008. ASI06326P.
90. Schoonmaker A., Kidd W.S.F. Evidence for a ridge subduction event in the Ordovician rocks of north-central Maine // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2006. Vol. 118. № 7–8. P. 897–912.
91. ten Brink U.S., Marshak S., Granja Bruna J.-L. Bivergent thrust wedges surrounding oceanic island arcs: insight from observations and sandbox models of the northeastern Caribbean plate // *GSA Bull.* 2009. Vol. 121. № 11/12. P. 1522–1536.
92. van Acherbergh E., Ryanm C.G., Griffin W.L. GLITTER: On-line interactive data reduction for the laser ablation ICP-MS microprobe // *Proceedings of the 9th V.M. Goldschmidt Conference.* 1999. Cambridge, Massachusetts 305.
93. Xu J.-F., Shinjo R., Defant M.J. et al. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust? // *Geology.* 2002. Vol. 30. № 12. P. 1111–1114.

Рецензенты: В.В. Ярмолюк, А.Б. Котов

Late Neoproterozoic Igneous Complexes of the Western Baikal–Muya Belt: Formation Stages

A. A. Fedotova^{a, b}, A. A. Razumovskiy^a, E. V. Khain^a, M. O. Anosova^b, and A. V. Orlova^{a, c}

^a Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

^b Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, ul. Kosygina 19, Moscow, 119991 Russia

^c Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, 119234 Russia

e-mail: fedotova@ginras.ru

Received March 4, 2013

Abstract—The paper presents new geological, geochemical, and isotopic data on igneous rocks from a thoroughly studied area in the western Baikal–Muya Belt, which is a representative segment of the Neoproterozoic framework of the Siberian Craton. Three rock associations are distinguished in the studied area: granulite–enderbite–charnockite and ultramafic–mafic complexes followed by the latest tonalite–plagiogranite–granite series corresponding to adakite in geochemical characteristics. Tonalites and granites cut through rocks of the metamorphic association and gabbroic rocks from the Tonky Mys Point, as well as Slyudyanka and Kurlinka intrusions. The U–Pb zircon age of tonalite is 595 ± 5 Ma. This date and geological information indicate that no later than a few tens of Ma after granulite formation they were transferred to the upper lithosphere level. The Sm–Nd isotopic data show that juvenile material occurs in rocks of granitoid series ($\epsilon_{Nd}(t) = 3.2–7.1$). Ophiolites, island-arc series, eclogites, and molasse sequences have been reviewed as indicators of Neoproterozoic geodynamic settings that existed in the Baikal–Muya Belt. The implications of spatially associated granulites and ultramafic–mafic intrusions, as well as granitoids with adakitic geochemical characteristics for paleogeodynamic reconstructions of the western Baikal–Muya Belt, are discussed together with other structural elements of the Central Asian Belt adjoining the Siberian Platform in the south.

Keywords: Paleasian ocean, Neoproterozoic, Siberia, Baikal–Muya Belt, adakite, zircon