

КОЛЛИЗИОННЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ, ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ И СКОРОСТЬ ЭКСГУМАЦИИ

И.И. Лиханов, В.В. Ревердатто, П.С. Козлов*

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

** Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН,
620151, Екатеринбург, Почтовый пер., 7, Россия*

В заангарской части Енисейского кряжа вблизи надвигов в зоне Татарского глубинного разлома локально проявлен метаморфизм умеренных давлений, в результате чего происходило прогрессивное замещение андалузита кианитом и образование новых минеральных ассоциаций и деформационных структур. Среди общих особенностей кианит-силлиманитового метаморфизма выделяются узкие зоны метаморфизма умеренных давлений (от 2.5 до 7 км) и постепенное повышение общего давления при приближении к надвигам (от 4.5—5 кбар до 6.5—8 кбар) при незначительных вариациях температуры, что свидетельствует о весьма низком метаморфическом градиенте от 7 до 12°C/км. Эти особенности являются характерными признаками коллизионного метаморфизма, обусловленного тектоническим утолщением земной коры в результате надвига с последующим быстрым подъемом и эрозией. В рамках этой модели с использованием результатов геотермобарометрии и ^{40}Ar - ^{39}Ar датировок по слюдам была рассчитана скорость эксгумации пород, равная 0.368 мм/год. С учетом скорости эксгумации пород на примере ряда участков определены возрасты и этапы коллизионного метаморфизма с пиками 849—862 и 798—802 млн лет. Формирование более древних метаморфических комплексов (Ангарский, Маяконский, Тейский и Чапский участки) происходило в результате надвига на Енисейский кряж блоков пород со стороны Сибирского кратона, что подтверждается геофизическими данными и результатами исследований природы и возраста источников сноса. Поздний повторный коллизионный метаморфизм обусловлен встречными движениями мелких блоков восточного направления в зоне оперяющих разломов более высокого порядка (Гаревский участок). В региональном плане это может быть связано с аккрецией и коллизией микроконтинента, отколовшегося от кратона на рубеже раннего—среднего рифея, к Центральнo-Ангарскому террейну.

Метапелиты, геотермобарометрия, ^{40}Ar - ^{39}Ar датировки, коллизионный метаморфизм, Енисейский кряж.

COLLISION-RELATED METAMORPHIC COMPLEXES OF THE YENISEI RIDGE: THEIR EVOLUTION, AGES, AND EXHUMATION RATE

I.I. Likhanov, V.V. Reverdatto, and P.S. Kozlov

In the Transangarian part of the Yenisei Ridge, rocks near the thrusts in area of the Tatarka deep fault underwent the medium-pressure kyanite-sillimanite grade metamorphism, which resulted locally in the progressive replacement of andalusite by kyanite, the development of new mineral assemblages, and deformation structures. A number of features special for kyanite-sillimanite grade metamorphism, such as a relatively small measured thickness of the medium-pressure zones (from 2.5 to 7 km) and a gradual increase in pressure toward the thrust faults from 4.5–5 kbar to 6.5–8 kbar with slightly increasing temperature, suggest a low metamorphic field gradient with dT/dH ranging from 7 to 12°C/km. These specific features are typical of collisional metamorphism during overthrusting of continental blocks and suggest a near-isothermal loading in accordance with the transient emplacement of thrust sheets and subsequent rapid exhumation and erosion. Based on geothermobarometry and ^{40}Ar - ^{39}Ar mica ages, the proposed model suggests that, given an estimated exhumation rate of 0.368 mm/yr for a number of areas, the peaks of collision-related metamorphism occurred at 849–862 and 798–802 Ma. The older metamorphic complexes (Angara, Mayakon, Teya, and Chapa areas) are interpreted to have formed by thrusting of Siberian cratonic blocks onto the Yenisei Ridge, as indicated by geophysical observations and regional provenance studies. A later phase of the repeated collisional metamorphism appears to have been associated with reverse motion of some smaller blocks along higher-order splay faults in the east direction (Garevka area). On a regional scale, this might result from collision and accretion of a microcontinent split off the craton at the Early–Middle Riphean boundary onto the Central Angara terrane.

Metapelites, geothermobarometry, ^{40}Ar - ^{39}Ar dating, collisional metamorphism, Yenisei Ridge

ВВЕДЕНИЕ

К важнейшим вопросам соотношения процессов метаморфизма и тектоники относятся: 1) приуроченность разных типов метаморфизма к определенным тектоническим обстановкам в орогенных поясах, 2) проблема тектонической транспортировки метаморфических комплексов к поверхности и оценка параметров этих процессов, включая механизмы и скорости эксгумации [Добрецов, 1995]. Рассмотрению этих аспектов на примере исследования зонального коллизионного метаморфизма, вызванного надвигами, посвящена настоящая статья.

Краевые части кратонов служат источниками ценной информации об особенностях эволюции литосферы, контролирующихся различными геодинамическими событиями, а аккреционно-коллизионные орогены тесно ассоциируют с разными типами метаморфизма. Этим объясняется повышенный интерес к проблемам реконструкции и развития покровно-складчатых структур континентов на границе кратонов [Хаин, 2001, 2010]. Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа, представляющего собой аккреционно-коллизионный ороген на западной окраине Сибирского кратона, важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов в обрамлении древних кратонов, но и для решения дискутируемого в современной литературе вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав древнего суперконтинента Родиния [Pisarevsky et al., 2003].

Енисейский кряж является одним из наиболее интересных в геодинамическом аспекте регионов Сибири. В отличие от многих других регионов Сибири, здесь представлен наиболее полный и представительный разрез докембрия от палеопротерозоя до верхов неопротерозоя (эдиокария—венда) включительно. Тесное пространственное совмещение разнообразных магматических и метаморфических комплексов свидетельствует о весьма сложной тектонической эволюции региона. В частности, важнейшей особенностью метаморфических комплексов заангарской части Енисейского кряжа является неоднородность метаморфизма по режиму давления, выраженная в проявлении регионального метаморфизма двух фациальных серий: андалузит-силлиманитовой (низких давлений) и кианит-силлиманитовой (умеренных давлений). По времени метаморфизм умеренных давлений следует за метаморфизмом низких давлений и проявляется локально вблизи надвигов, в результате чего происходит прогрессивное замещение андалузита кианитом и образование новых минеральных ассоциаций и деформационных структур [Likhanov et al., 2004]. Это представляет значительный интерес, так как известно, что среди прогрессивных минеральных реакций между полиморфными модификациями Al_2SiO_5 наиболее обычны замещения андалузита или кианита силлиманитом, характерные для зональных метаморфических комплексов низких и умеренных давлений. Наблюдаемые в Енисейском кряже замещения андалузита кианитом на прогрессивном этапе метаморфизма являются редкостью, поскольку стационарная континентальная геотерма обычно не пересекает линию равновесия андалузит—кианит [Kerrick, 1990]. В литературе известно только несколько таких примеров (Северо-Западные Кордильеры, США и Канада; нагорье Далреддиан, Шотландия; Центральные и Северо-Западные Аппалачи, США; Кольский полуостров; Енисейский кряж и Алтай), где прогрессивные преобразования андалузита в кианит объяснялись увеличением давления в результате надвигов [Бельков, 1963; Ушакова, 1966; Crawford, Mark, 1982; Baker, 1987; Clarke et al., 1987; Beddoe-Stephens, 1990; Spear et al., 1990, 2002; Likhanov et al., 2004; Сухоруков, 2007; Likhanov, Reverdatto, 2011a,b] или магматической «нагрузки», т.е. ростом давления под действием вышележащего интрузивного тела [Brown, Walker, 1993; Brown, 1996; Whitney et al., 1999].

Исследование специфики геодинамических процессов в разных тектонических режимах опирается на данные о глубинах и термальной структуре их формирования и развития во времени. Поэтому при построении геодинамических моделей важную роль играют изотопные датировки пород, интерпретация которых позволяет установить взаимосвязи и возрастные соотношения между этапами метаморфизма, тектонической и магматической активностью. Решение этих вопросов невозможно без определения возрастов метаморфических комплексов, весьма ограниченных для пород Енисейского кряжа [Ножкин и др., 2008б; Лиханов и др., 2008а]. В связи с этим нами проведены геохронологические исследования метапелитов кианит-силлиманитового типа для оценки возраста и скорости эксгумации метаморфических комплексов. На основе этого были выделены основные этапы метаморфизма и их возрастные соотношения с тектонической и магматической активностью, что позволило уточнить и усовершенствовать представления об эволюции земной коры в регионе.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕГИОНА В РИФЕЕ

Енисейский кряж представляет собой покровно-складчатый пояс преимущественно северо-западно-юго-восточного простирания, расположенный в юго-западном обрамлении Сибирской платформы. Он имеет протяженность почти 700 км при ширине от 50 до 200 км (рис. 1). Эта крупная коллизионно-аккреционная структура хорошо отделяется по геологическим и геофизическим данным от соседних с ней территорий Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты [Старосельцев и др., 2003]. Енисей-

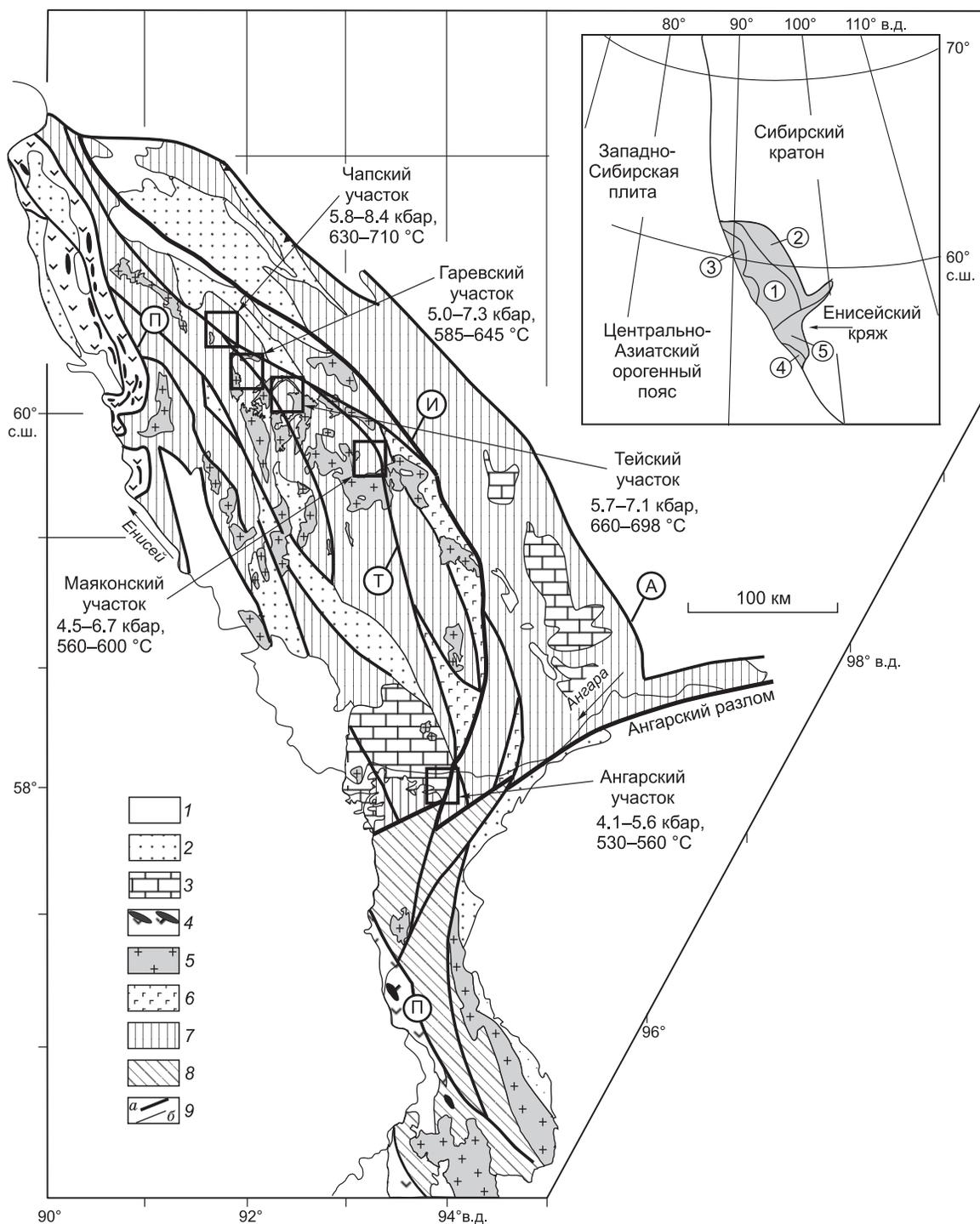


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта Енисейского кряжа [Vernikovskiy et al., 2007] и местоположение участков с проявлением метаморфизма кианит-силлиманитового типа.

1 — чехол; 2 — молассы; 3 — преимущественно карбонатные отложения; 4 — офиолитовые и островодужные комплексы Приенисейского пояса; 5 — гранитоиды; 6 — офиолиты Рыбинско-Панимбинского пояса; 7 — метаморфические комплексы, включающие в себя породы от зеленосланцевой до амфиболитовой фации; 8 — раннедокембрийские гранулит-амфиболитовые комплексы; 9 — региональные разломы (a) и геологические границы (b). Буквы в кружках — главные надвижки: И — Ишимбинский, Т — Татарский, П — Приенисейский, А — Анкиновский. Под названиями участков приведены *P-T* параметры кианит-силлиманитового типа метаморфизма. На врезке цифры в кружках — террейны: 1 — Центрально-Ангарский, 2 — Восточно-Ангарский, 3 — Исаковский, 4 — Предивинский, 5 — Ангаро-Канский.

ский кряж разделен Ангарским региональным разломом восточно-северо-восточного простирания (в кинематике которого устанавливаются компоненты как надвига, так и сдвига [Хераскова, 1999]) на два крупных сегмента — Южно-Енисейский и Заангарский. К югу от Ангарского разлома выделяются два террейна — палеопротерозойский Ангаро-Канский и неопротерозойский Предивинский. К северу от Ангарского разлома, в заангарской части, Енисейский кряж сложен преимущественно мезо- и неопротерозойскими породами, составляющими Восточно-Ангарский, Центральнo-Ангарский и Исаковский террейны [Лобковский и др., 2004; Верниковский, Верниковская, 2006]. Все террейны представляют собой тектонические блоки и пластины 200—500 км длиной и 50—80 км шириной (см. рис. 1), которые разделены крупными глубинными разломами [Smit et al., 2000]. Эти региональные разломы часто сопровождаются оперяющимися структурами более высокого порядка, в зоне влияния которых происходит коллизия более мелких блоков с образованием надвигов [Константинов и др., 1999; Егоров, 2004; Сальников, 2009]. Последнее является причиной проявления в регионе неоднородного по давлению регионального метаморфизма, выраженного в сочетании двух фациальных серий: андалузит-силлиманитовой (низких давлений) и кианит-силлиманитовой (умеренных давлений) [Likhanov et al., 2004; Likhanov, Reverdatto, 2011a]. Метаморфизм умеренных давлений, проявляющийся в связи с коллизией, локально «накладывается» на метаморфические породы низких давлений. Нами изучены участки распространения метапелитов кианит-силлиманитового типа, которые отражают поздние процессы метаморфизма умеренных давлений. По направлению с севера на юг выделяются пять типичных участков: Чапский, Гаревский, Тейский, Маяконский и Ангарский, представленные соответственно осадочными породами нижнего палео-, мезо- и неопротерозоя [Волобуев и др., 1968, 1973, 1976; Хабаров, 1994; Ножкин и др., 1999, 20086] (см. рис. 1). В тектоническом отношении четыре северных участка находятся в пределах Центральнo-Ангарского террейна вблизи Татарского глубинного разлома. Ангарский участок приурочен к зоне сочленения заангарских структур с Ангаро-Канским блоком. Особенности метаморфизма рассмотренных в статье участков были детально охарактеризованы ранее [Лиханов и др., 2001, 2006а, 20086, 2009; Коробейников и др., 2006; Likhanov, Reverdatto, 2009, 2011a; Likhanov et al., 2010]. Необходимо отметить, что оценки P - T условий и реконструкции P - T трендов эволюции метаморфизма для всех участков получены на основе единой методики, т.е. с использованием одних и тех же взаимосогласованных геотермометров и геобарометров и соответствующих моделей смещения твердых растворов, согласованных баз термодинамических данных и компьютерных программ THERMOCALC [Powell, Holland, 1994] и PTPATH [Speare et al., 1991]. Это позволяет проводить корректное сравнение полученных результатов между собой, а также — с данными других авторов по метаморфическим комплексам коллизионных орогенов (рис. 2).

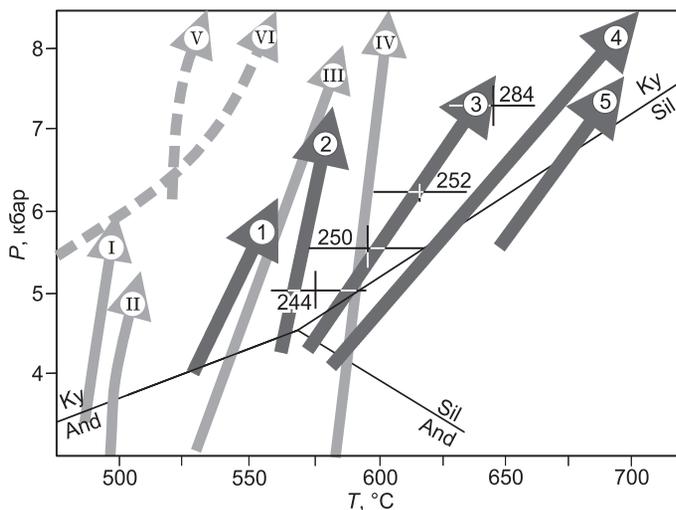


Рис. 2. P - T условия и тренды метаморфизма для метапелитов района горы Гаревский Полкан в сравнении с P - T эволюцией коллизионного метаморфизма в других регионах с надвиговой тектоникой.

Для четырех образцов Гаревского участка показаны значения P - T параметров метаморфизма (крестом) и их разброс, полученные по разным геотермометрам без учета их погрешности [Likhanov, Reverdatto, 2011a]. Цифры соответствуют номерам образцов на рис. 3. Направления P - T трендов построены по зональным метаморфическим минералам по единой методике с помощью компьютерной программы PTPATH [Speare et al., 1991]. Арабские цифры на P - T траекториях, обозначенных толстыми темно-серыми стрелками, соответствуют изученным регионам Енисейского

кряжа: 1 — Ангарский участок, Енисейский кряж [Лиханов и др., 2006а], 2 — Маяконский участок, Енисейский кряж [Likhanov et al., 2004], 3 — Гаревский участок, Енисейский кряж [Лиханов и др., 2009]; 4 — Чапский участок, Енисейский кряж [Лиханов и др., 20086], 5 — Тейский участок, Енисейский кряж [Лиханов и др., 2011]. Римские цифры на P - T траекториях, обозначенных светлыми стрелками, соответствуют другим метаморфическим комплексам с установленными проявлениями непосредственного замещения андалузита кианитом: I — Беллоу Фоллз, Аппалачи, США [Speare et al., 2002], II — Маскома-Орфордвилль, Аппалачи, США [Kohn et al., 1992], III — Насон, Кордильеры, Канада [Whitney et al., 1999], IV — плато Пидмонт, США [Crawford, Mark, 1982]. Вычисленные проградные сегменты P - T траекторий континентальной коллизии (штриховые стрелки), полученные с использованием 2D моделирования (V — [Jamieson et al., 2002]; VI — [Huerta et al., 1999]). Координаты тройной точки и линии моновариантных равновесий полиморфов Al_2SiO_5 по [Holland, Powell, 1985] и [Pattison, 1992].

Для западных разрезов заангарской части Енисейского кряжа наряду с терригенными и карбонатными породами типично присутствие офиолитов и островодужных известково-щелочных вулканитов. Центральный блок отличается преобладанием разнообразных карбонатно-терригенных отложений, метаморфизованных в условиях фаций низких и умеренных давлений, и развитием в локальных рифтовых структурах вулканических пород. Восточная зона кряжа амагматична, и здесь в основном развиты осадочные образования пассивной окраины Сибирского кратона [Ножкин и др., 2008б; Верниковский и др., 2009].

Центрально-Ангарский терреин сложен преимущественно метаморфизованными терригенными и терригенно-карбонатными отложениями тейской (включая гаревскую), сухопитской, тунгусикской, ослянской, чингасанской и чапской серий с общей мощностью 10—15 км [Ножкин и др., 2008б; Постельников, 1990], в основании разреза залегают немтихинский и малогаревский метаморфические комплексы [Легенда..., 1998]. В рамках современных представлений о суперконтинентальных циклах [Хаин, 2000; Хаин, Гончаров, 2006] рифейскому этапу развития этого региона предшествовала эпоха континентального режима с пенеппенизацией и формированием коры выветривания [Ножкин и др., 2003]. На рубеже палео—мезопротерозоя происходило заложение и развитие слабовыраженных рифтовых депрессий с накоплением железисто-глиноземистых терригенных и глинисто-карбонатных отложений тейской серии. Последующие процессы рифтинга и интенсивное растяжение коры обусловило в начале среднего рифея развитие перикратонного прогиба и излияния пикробазальт-базальтовых ассоциаций Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса и становление комплексов рифтогенных бластомилонитов [Ножкин, 2009; Лиханов и др., 2010в]. Одновременно в этих структурах происходило становление плагиогранитных интрузивов с возрастом 1360—1380 млн лет (U-Pb SHRIMP-II датировки по цирконам) [Likhanov, Reverdatto, 2009; Попов и др., 2010; Likhanov et al., 2010]. Рифтовое и особенно послерифтовое перикратонное опускание определило накопление осадочных толщ сухопитской серии в глубоководных условиях пассивной континентальной окраины, продолжающееся до гренвилльских коллизионных событий. Закрытие этого бассейна в начале неопротерозоя сопровождалось формированием аккреционно-коллизионного орогена с интенсивной складчатостью, деформациями и метаморфизмом пород тейской и сухопитской серий. В эту эпоху произошло образование двух протяженных поясов гранитогнейсовых куполов тейского типа [Ножкин и др., 1999] с ареалами метаморфических пород фациальных серий низких давлений. Региональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа LP/HT осуществлялся в широком диапазоне температур от 400°C в биотитовой зоне до 640°C в силлиманитовой зоне при изменении давления от 3.5 до 5.1 кбар, что свидетельствует о характерном для орогенных поясов метаморфическом градиенте [Spear, 1993] с dT/dH около 30—40°C/км, где H — расстояние. Связь этих процессов с гренвилльской орогенией, проявившейся примерно в то же время в других литосферных блоках азиатского континента [Ernst et al., 2008], обоснована ранними геохронологическими U-Th-Pb, Rb-Sr и K-Ar исследованиями тейского гранитогнейсового купола (900—1000 млн лет) [Волобуев и др., 1976; Ножкин и др., 1999] и подтверждена новыми прецизионными данными по единичным зернам циркона (U-Pb SHRIMP-II), $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ датировками метапелитов и амфиболитов тейского полиметаморфического комплекса (953—973 млн лет) [Лиханов и др., 2011; Likhanov, Reverdatto, 2009; Likhanov et al., 2010; Ножкин и др., 2008а]. В позднеколлизионный этап развития орогена формируются гранитоидные плутоны, сложенные гранодиоритами и низкощелочными гранитами [Верниковский, Верниковская, 2006], вблизи которых происходил термический прогрев регионально-метаморфических пород [Лиханов, 2003]. Для контактовых ореолов вблизи гранитоидов характерна зональность от хлоритоидной до силлиманит-каллишпатовой зоны в широком диапазоне $T = 450—650^\circ\text{C}$ при постоянном давлении 2.5—3.5 кбар, что соответствует высокому градиенту при метаморфизме с $dT/dH \geq 100^\circ\text{C}/\text{км}$ [Likhanov et al., 2001; Лиханов, 2003]. $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ возраст зонального плутонометаморфизма (861—864 млн лет [Лиханов и др., 2010в]) хорошо согласуется с результатами U-Pb датирования процессов становления гранитоидов Каламинского, Среднетырадинского и др. массивов [Vernikovskiy et al., 2007; Ножкин и др., 2009б]. Синхронно с этими процессами вблизи надвигов в зоне Татарского глубинного разлома локально проявлен метаморфизм умеренных давлений кианит-силлиманитового типа. Изотопные датировки средне- и верхнепротерозойских отложений весьма ограничены, особенно в отношении метаморфических пород. Недавно нами были получены первые $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ данные изотопного возраста биотитов из метапелитов кординской свиты сухопитской серии. Эти оценки указывают на то, что кульминационная стадия метаморфизма кианит-силлиманитового типа произошла не ранее 848—851 млн лет [Лиханов и др., 2007], т.е. повторный наложенный метаморфизм умеренных давлений имел неопротерозойский возраст. В заключительную стадию становления коллизионного орогена происходил подъем территории, размыв рифейских отложений и последующее многократное проявление импульсов рифтогенного и внутриплитного магматизма на рубежах от 780 до 650 млн лет [Ножкин и др., 2008а, 2011]. Предполагается, что поздний неопротерозойский рифтогенез и внутриплитный магматизм связаны с проявлением плюмовой

активности, обусловившей распад суперконтинента Родинии и формирование Палеоазиатского океана [Maruyama et al., 2007; Li et al., 2008; Ножкин, 2008a; Santosh et al., 2009].

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Гаревский участок, выделенный в междуречье Чапы-Гаревки-Тиса в районе горы Гаревский Полкан (рис. 3), принадлежит антиклинорию хр. Карпинского северо-западного простирания. В геологическом строении района принимают участие нижнепротерозойские (1650—1500 млн лет) [Волобуев и др., 1973] регионально-метаморфические породы свиты хр. Карпинского с пологим (10—15°), почти горизонтальным залеганием и мощностью около 3 км, слагающие Полканскую антиклиналь. Складчатая структура района осложнена серией дизъюнктивов северо-западного простирания, относящихся к Уволжской зоне разломов в северном секторе Татарского глубинного разлома (см. рис. 1). В районе исследования наиболее удаленные от надвига метapelиты низких давлений, представленные минеральной ассоциацией $Ms + Chl + Bt + Cld + And + St + Qz + Pl + Ilm$, образовались в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций [Добрецов и др., 1972]. Символы минералов приняты по [Whitney, Evans, 2010]. С приближением к Гаревскому надвигу эти породы подвергались коллизионному метаморфизму умеренных давлений кианит-силлиманитового типа. Видимая мощность распространения этих пород, ограниченная на западе надвигом, на востоке — разломами северо-западного простирания, не превышает 4—5 км (см. рис. 3). Пространственный переход от регионально-метаморфических пород низких давлений к породам более высоких давлений фиксируется по одновременному появлению кианита и силлиманита (изограда кианита). Предельная ассоциация $Ky + St + Grt + Ms + Bt + Qz + Pl + Sil$ с реликтами андалузита и хлоритоида возникла в условиях фации кианитовых сланцев [Добрецов и др., 1974].

В пределах этой территории по особенностям структурно-вещественного преобразования метapelитов параллельно шву надвига выделяются три метаморфические зоны. Зона I объединяет метapelиты андалузит-силлиманитового типа, не затронутые кианит-силлиманитовым метаморфизмом. Минеральные парагенезисы этой зоны ограничены с внутренней стороны изоградой кианита. С приближением к надвигу выделяются зоны наложенного метаморфизма умеренных давлений: внешняя (II) и внутренняя

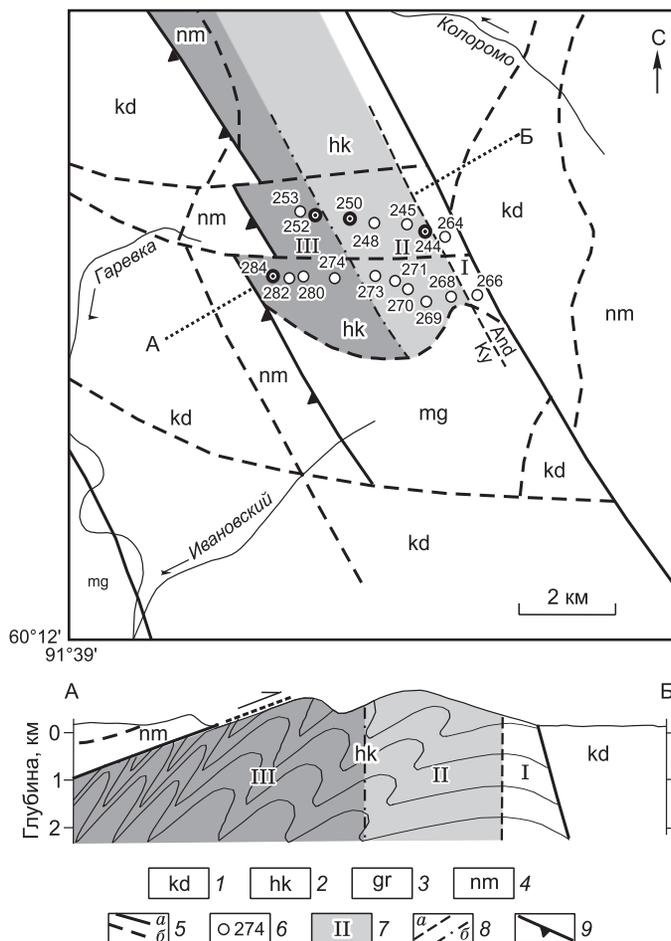


Рис. 3. Схематическая карта докембрийских метаморфических образований района горы Гаревский Полкан и разрез по профилю А—Б (по [Качевский и др., 1998] с дополнениями и изменениями авторов).

1 — нижний рифей (кординская свита — биотит-кварцевые, биотит-полевошпат-кварцевые кристаллические сланцы с графитом (kd); 2 — нижний протерозой (свита хр. Карпинского — кварциты и высокоглиноземистые двуслюдяные сланцы и гнейсы с андалузитом, кианитом, силлиманитом, ставролитом и гранатом, участками blastsомилонитизированные (hk)); архей—нижний протерозой нерасчлененные: 3 — малогаревская толща — гнейсы, мраморы, кальцифиры, кварциты и слюдяные сланцы (gr); 4 — немтихинская толща — биотитовые, двуслюдяные и биотит-амфиболовые плагиогнейсы и двуслюдяные кристаллосланцы со ставролитом, кианитом, силлиманитом и гранатом (nm); 5 — главные (а) и второстепенные (б) разломы; 6 — точки отбора проб; жирным выделены датированные образцы с точкой внутри кружка; 7 — зоны метapelитов андалузит-силлиманитового (I) и кианит-силлиманитового (II и III) типов метаморфизма; 8 — начало And-Ky перехода (а) и границы между зонами метapelитов кианит-силлиманитового метаморфизма (б); 9 — главные надвигов с направлением зубцов в сторону падения. Стрелкой на разрезе А—Б показано направление надвига.

(III), различающиеся соотношением реликтовых и новообразованных минералов, и степенью деформации пород.

Зона II фиксируется по появлению в исходных породах нового минерального парагенезиса с кианитом. Эта зона характеризуется частичной резорбцией порфиробластов андалузита, локально замещающихся по периферии $Ky-St-Ms-Qz$ агрегатом. Квадратные и призматические поперечные сечения (в шлифах) катаклазированных зерен андалузита приобретают овальную или ромбовидную форму, причем длинные оси зерен ориентированы в направлении сланцеватости. Образование и рост количества кианита, биотита, ставролита и граната в зоне II сопровождается одновременным уменьшением содержания минералов метапелитов зоны I (хлоритоида, хлорита, мусковита и андалузита).

Зона III, непосредственно прилегающая к надвигу (см. рис. 3), фиксируется по появлению в исходных породах нового минерального парагенезиса, содержащего кианит и силлиманит. Она отличается от других зон полной перекристаллизацией минерального вещества с образованием бластокатакластических и бластомилонитовых структур. Во внешней части этой зоны уже полностью отсутствуют реликты андалузита; во внутренней части зоны кианит является практически единственным полиморфом Al_2SiO_5 с подчиненным количеством силлиманита. Псевдоморфозы кианита по андалузиту ромбовидного облика повсеместно превращаются в линзы, промежутки между которыми выполняются структурами типа «теней давления» перекристаллизованного кварца. В бластокатаклазитах зерна граната испытывают дробление и разрывы сплошности со смещением по микрокливажным плоскостям, образуя гелицитовые структуры типа «снежного кома». В отличие от хорошо ограненных кристаллов предыдущих зон, гранат в зоне III часто имеет форму сплюснутых дисковидных порфиробластов, свидетельствующих о росте в условиях стресса. В участках, прилегающих к надвигу, наблюдаются многочисленные признаки катаклаза и будинажа пород. Дополнительно на интенсивную деформацию указывают линзовидно-узловатая текстура пород, жилы гранулированного кварца и уменьшение зернистости минералов [Likhonov, Reverdatto, 2011a].

Результаты геотермобарометрии и вычисленные $P-T$ тренды эволюции свидетельствуют о постепенном повышении давления при приближении к надвигу от исходных 4.0—4.5 кбар в зоне I метапелитов андалузит-силлиманитового типа, до 5.0—6.0 кбар во внешней зоне II метапелитов кианит-силлиманитового типа и до 6—7.3 кбар во внутренней зоне III существенно кианитовых бластомилонитов кианит-силлиманитового типа при незначительном повышении температуры (от 575 до 645°C) [Лиханов и др., 2009]. Эти данные показывают, что в метапелитах свиты Карпинского с востока на запад по мере приближения к надвигу происходило постепенное увеличение общего давления в среднем на 2.2—2.5 кбар при незначительном увеличении температуры, что может свидетельствовать о почти изотермическом погружении толщи пород при весьма низком метаморфическом градиенте: dT/dH не более 8—9°C/км (см. рис. 2). Совокупность этих особенностей является определяющим признаком коллизионного метаморфизма при надвигах континентальных блоков (вне связи с субдукцией) [Реведратто, Шеплев, 1998] и может свидетельствовать о погружении пород под нагрузкой «холодной» надвинутой плиты [Лиханов и др., 2008б]. Обоснование этого процесса осуществлено в рамках модели тектонического утолщения земной коры в результате быстрого надвига с последующим подъемом и эрозией [Likhonov, Reverdatto, 2011a]. До надвига исходные породы низких давлений метаморфизма залегали на глубинах ~ 14—16 км (рис. 4). После надвига эти породы подверглись дальнейшему погружению. Для того чтобы литостатическое давление возросло на 2.2—2.5 кбар, необходимо, чтобы мощность коры увеличилась на 7—8 км (при распределении давления в континентальной коре — 1 кбар/3.5 км), что подразумевает надвигание толщи пород, впоследствии удаленной эрозией. Такое утолщение могло быть связано с процессом коллизии двух блоков, в результате чего восточный блок приразломной структуры перекрывался западным. По сравнению с другими участками проявления коллизионного метаморфизма в Заангарье, для которых отмечается общая тенденция в усилении степени метаморфизма в направлении на северо-восток, породы Гаревского участка отличаются усилением степени метаморфизма в противоположном направлении — на юго-запад.

Ангарский участок расположен в междуречье Ангары-Белокопытовки-Татарки [Лиханов и др., 2006а]. Его разрез обнажен на правом берегу Ангары в пределах Татарской зоны смятия. В строении региона принимают участие верхнерифейские осадочно-метаморфические породы низких давлений, представленные ритмично переслаивающимися кварцитами и филлитами свиты Сухого Хребта, относящейся к широкоинской серии [Легенда..., 1998; Обновленные схемы..., 2007]. В районе исследования это преимущественно филлитовые сланцы $Qz + Ms + Chl + Ilm$ состава, образовавшиеся в условиях фации зеленых сланцев [Добрецов и др., 1972]. Впоследствии сланцы подверглись метаморфизму с повышением давления, в результате чего образовались новые кианитсодержащие ассоциации. Метаморфизм происходил одновременно с развитием кливажа, падающего на северо-запад и юго-восток под углом 80°. В субширотном направлении по мере увеличения степени метаморфизма выделены две зоны, в которых зафиксированы изограды появления хлоритоида (видимая мощность 0.5—1 км) и кианита (мощность

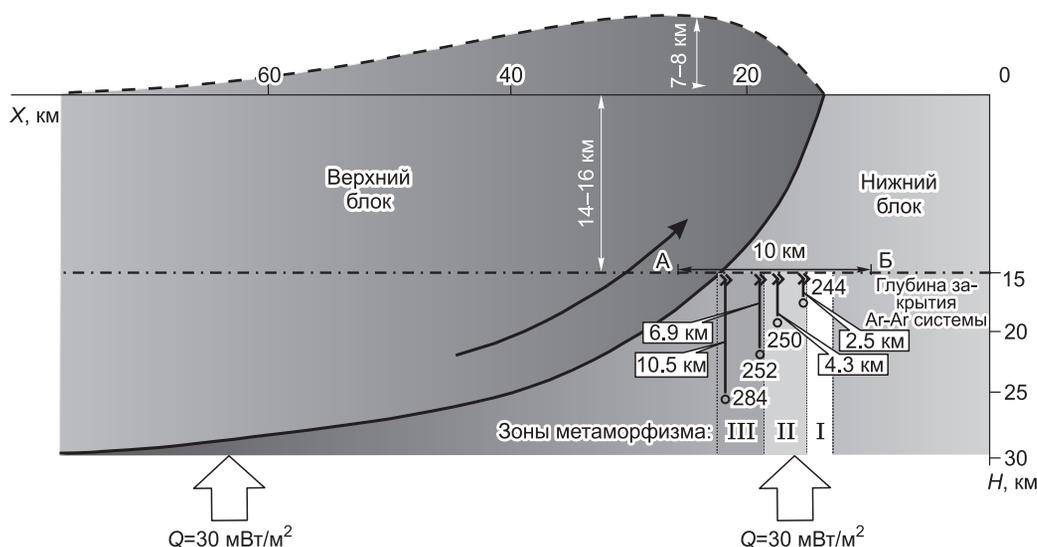


Рис. 4. Схематическая модель тектонического утолщения земной коры вблизи надвига.

Толстой черной линией показана линия сместителя надвига, стрелкой — направление сдвига пластин. Мантйный тепловой поток (Q) предполагается постоянным. Белая линия А—Б соответствует положению разреза по профилю А—Б на рис. 1.

около 1.5—2 км), что соответствует условиям хлоритоид-кианитовой субфации фации кианитовых сланцев [Добрецов и др., 1974]. Восточная граница распространения этих пород скрыта под покровом фанерозойских неметаморфизованных отложений Погромнинской котловины. На левобережье Ангары в Кулаковском поднятии выявлены признаки метаморфизма умеренных давлений, выраженные в образовании кианита при замещении андалузита в метапелитах $St + Pl + Ms + Bt + Grt + Qz$ состава [Лиханов и др., 2008б]. Результаты геотермобарометрии и вычисленные P - T тренды эволюции (см. рис. 2) свидетельствуют о постепенном повышении давления при приближении к надвику от 4.1 до 5.6 кбар при незначительном повышении температуры от 530 до 560°C, что свидетельствует о почти изотермическом погружении толщи пород при низком метаморфическом градиенте с dT/dH не более 10°C/км [Лиханов и др., 2009]. Эти данные согласуются с последовательностью минеральных парагенезисов на петрогенетической решетке для железисто-глиноземистых метапелитов [Лиханов и др., 2005] и с P - T диаграммой для типичных метапелитов [Федькин, 1970], где моновариантная минеральная ассоциация $Ky + St + Pl + Ms + Bt + Grt + Qz$ в системе $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ устойчива до температур ~590°C при $P = 6$ кбар. С повышением железистости ставролита поле его стабильности сокращается в сторону уменьшения давления и температуры.

Маяковский участок находится в бассейнах рек Еруда и Чиримба [Лиханов и др., 2001], где мезопротерозойские (1350—1250 млн лет) [Ножкин и др., 2008б] осадочные породы кординской свиты испытали два этапа метаморфизма: низких и умеренных давлений. В районе исследования метапелиты низких давлений, представленные $Ms + Chl + Bt + Cld + And + Qz + Ilm \pm Crd$ минеральной ассоциацией, образовались в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации [Добрецов и др., 1972]. Породы умеренных давлений, характеризующиеся ассоциацией $Ms + Chl + Bt + Qz + Ky + St + Grt + Ilm + Pl$ с реликтами андалузита и редким присутствием силлиманита, метаморфизованы в условиях фации кианитовых сланцев. Они слагают зону шириной от 5 до 7 км и протяженностью не менее 20 км, ограниченную с востока Панимбинским надвигом северо-западного простирания, за которым (северо-восточнее) развиты нижнепротерозойские метатерригенно-карбонатные породы тейской серии. Параллельно шву Панимбинского надвига выделены три метаморфические зоны «наложенного» метаморфизма, различающиеся соотношением реликтовых и новообразованных минералов и степенью деформации пород. Результаты геотермобарометрии свидетельствуют о постепенном повышении давления при приближении к Панимбинскому надвику: от 3.5—4 кбар в метапелитах регионального метаморфизма, 4.5—5 кбар во внешней зоне, до 5.5—6 кбар в средней зоне и до 6.2—6.7 кбар во внутренней зоне вблизи надвига без значительного повышения температуры (от 550 до 580°C) [Likhanov et al., 2004]. Эти данные согласуются с вычисленными минеральными реакциями на изограде кианита, характеризующимися большими объемными и малыми энтропийными эффектами [Лиханов, Ревердатто, 2002]. Вычисленные P - T тренды эволюции подтверждают постепенное увеличение давления в метапелитах кординской свиты при при-

ближении к надвигу от 1 до 2.2 кбар без значительного повышения температуры (не более чем на $20 \pm 15^\circ\text{C}$), что может свидетельствовать о почти изотермическом погружении толщ пород при весьма низком метаморфическом градиенте: dT/dH не более $5\text{--}7^\circ\text{C}/\text{км}$ (см. рис. 2). Для объяснения наблюдаемой метаморфической эволюции нами [Likhanov et al., 2004] была предложена тектоническая модель и сделаны необходимые теплофизические расчеты, учитывающие реальные физические параметры метapelитов и метакarbonатов — радиоактивное тепловыделение и коэффициенты теплопроводности. Постепенное увеличение давления было обосновано тектоническим утолщением земной коры в зоне Панимбинского надвига, в результате чего метapelиты кординской свиты оказались перекрыты метатерригенно-карбонатными породами тейской серии мощностью $5\text{--}7$ км. Отсутствие заметного увеличения температуры при надвиге объяснено особенностями поведения стационарных геотерм для различных типов пород с контрастными теплогенерирующими и теплофизическими свойствами [Likhanov et al., 2004].

Чапский участок расположен в среднем течении р. Чапа между устьями ее притоков Нижняя Ведуга и Еловая [Лиханов и др., 2008а,б]. В его геологическом строении принимают участие нижнепротерозойские (≥ 1650 млн лет) [Волобуев и др., 1973] осадочно-метаморфические образования тейской серии, слагающие Чапскую антиклиналь, шарнир которой погружается в северо-западном направлении под углом $15\text{--}30^\circ$. В ядре антиклинали выходят кварциты и кристаллические сланцы свиты хр. Карпинского; крылья антиклинали сложены метатерригенно-карбонатными породами (мраморы с подчиненным количеством кристаллических сланцев) пенченгинской свиты. В районе исследования наиболее удаленные от надвига метapelиты низких давлений пенченгинской свиты и свиты хр. Карпинского, представленные соответственно минеральными ассоциациями $\text{Ms} + \text{Chl} + \text{Bt} + \text{Qz} + \text{Pl}$ и $\text{And} + \text{St} + \text{Grt} + \text{Ms} + \text{Bt} + \text{Qz} + \text{Chl}$, образовались в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций [Добрецов и др., 1972]. С приближением к надвигу эти породы подверглись метаморфизму умеренных давлений кианит-силлиманитового типа. Пространственный переход от регионально-метаморфических пород низких давлений к породам более высоких давлений фиксируется по одновременному появлению в породах кианита и силлиманита (изограда кианита). Предельная ассоциация $\text{Ky} + \text{St} + \text{Grt} + \text{Ms} + \text{Bt} + \text{Qz} + \text{Pl} + \text{Sil}$ с реликтами андалузита возникла в условиях фации кианитовых сланцев [Добрецов и др., 1974]. Ширина области распространения этих пород составляет $5\text{--}7$ км и ограничена с востока надвигом северо-западного простирания. Параллельно шву надвига были выделены три метаморфические зоны, различающиеся особенностями структурно-вещественного преобразования метapelитов. Результаты геотермобарометрии свидетельствуют о постепенном повышении давления при приближении к надвигу: от исходных $3.9\text{--}4.9$ до $5.5\text{--}5.8$ кбар в зоне I метapelитов андалузит-силлиманитового типа, до $6.7\text{--}7.4$ кбар в зоне II метapelитов кианит-силлиманитового типа и до $8.1\text{--}8.4$ кбар в зоне III существенно кианитовых бластомилонитов кианит-силлиманитового типа [Лиханов и др., 2008а]. Небольшое повышение температуры (от 630 до 710°C) при приближении к надвигу свидетельствует о весьма низком геотермическом градиенте при метаморфизме. По сравнению с породами других районов заангарской части Енисейского кряжа метapelиты Чапского участка отличаются максимальными значениями P - T параметров (см. рис. 2). О повышенной температуре свидетельствует повсеместное присутствие силлиманита в зоне II. В других проявлениях метаморфизма кианит-силлиманитового типа силлиманит либо отсутствует (Ангарский участок), либо встречается только вблизи гранитов (Маяконский участок), что связывалось с локальным привнесом дополнительного тепла со стороны интрузива [Лиханов и др., 1999; Лиханов, 2003; Likhanov et al., 2001]. На максимальный рост давления указывает также химический состав зерен граната, краевые части которого существенно обогащены гроссуляровым миналом. Вычисленные P - T тренды эволюции подтверждают постепенное увеличение общего давления в метapelитах свиты хр. Карпинского с юго-запада на северо-восток по мере приближения к надвигу, в среднем на $2\text{--}2.5$ кбар при незначительном увеличении температуры, что может свидетельствовать о погружении пород при низком метаморфическом градиенте: dT/dH не более $12^\circ\text{C}/\text{км}$ [Лиханов и др., 2009].

Тейский участок расположен в среднем течении р. Тея в междуречье Курепы и Уволги к северу от Тейского гранитоидного массива. В геологическом строении района исследований принимают участие протерозойские регионально-метаморфические образования тейской и сухопитской серий [Бовин, 1982]. В ядре Тейской антиклинали, запрокинутой на юго-запад под углом $50\text{--}65^\circ$, обнажены наиболее древние метаморфизованные метакarbonатно-терригенные породы тейской серии нижнего протерозоя, прорванные гранитоидами Каламинского массива. Крылья антиклинали сложены менее метаморфизованными породами кординской и горбилокской свит сухопитской серии нижнего—среднего рифея. С юго-запада на северо-восток было выделено пять зон регионального метаморфизма и зафиксировано положение пяти одноименных изоград. В этом направлении имеет место увеличение степени метаморфизма и наблюдается следующая смена предельных минеральных ассоциаций: 1) $\text{Bt} + \text{Ms} + \text{Chl} + \text{Qz} + \text{Pl}$ (биотитовая зона); 2) $\text{Grt} + \text{Bt} + \text{Ms} + \text{Chl} + \text{Qz} + \text{Pl}$ (гранатовая зона); 3) $\text{St} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Ms} + \text{Chl} + \text{Qz} + \text{Pl} \pm \text{Crd}$ (ставролитовая зона); 4) $\text{And} + \text{St} + \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Ms} + \text{Qz} + \text{Pl} \pm \text{Crd}$ (андалузитовая зона) и

5) Sil + St + Grt + Bt + Ms + Qz + Pl ± And ± Crd (силлиманитовая зона) [Лиханов и др., 2011а]. В пределах ставролитовой зоны в малоглиноземистых недосыщенных K_2O метатерригенных породах рязановской свиты иногда устойчив жедрит и куммингтонит в ассоциации с гранатом и кордиеритом. В целом в изученном районе региональный метаморфизм характеризуется симметричной зональностью в структуре Тейской антиклинали и отличается ростом степени метаморфизма по направлению к ядру антиклинали. По характеру метаморфической зональности прогрессивный метаморфизм изученных пород относится к сравнительно малоглубинному андалузит-силлиманитовому типу (бачанский тип зональности) [Добрецов и др., 1972]. Его P - T условия соответствуют переходу от фации зеленых сланцев до границы между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовыми фациями. С приближением к Тейскому надвигу породы андалузитовой и силлиманитовой зон испытывают наложенный метаморфизм. Область распространения этих пород ограничена разломом северо-западного простирания и не превышает в ширину 4—5 км, что свидетельствует о локальном характере проявления наложенного метаморфизма. Переход от регионально-метаморфических пород к породам более высоких давлений фиксируется по одновременному появлению в породах кианита и силлиманита при полном отсутствии кордиерита. Предельная ассоциация $Ky + St + Grt + Ms + Bt + Qz + Pl + Sil$ с реликтами андалузита возникла в условиях кианит-ставролитовой субфации фации кианитовых сланцев [Добрецов и др., 1974]. Появление кианита свидетельствует о том, что наложенный метаморфизм проходил в обстановке повышенного давления и может быть отнесен к кианит-силлиманитовому типу (барровианский тип зональности) [Добрецов и др., 1974].

Региональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа осуществлялся в широком диапазоне температур от 510°C в биотитовой зоне до 640°C в силлиманитовой зоне при изменении давления от 3.9 до 5.1 кбар, что свидетельствует о метаморфическом градиенте $dT/dH = 30\text{—}40^\circ\text{C}/\text{км}$. Наложенный метаморфизм кианит-силлиманитового типа происходил при постепенном повышении давления от 5.65 до 7.15 кбар при незначительном повышении температуры (от 660 до 698°C) при приближении к надвигу, что указывает на весьма низкое значение градиента при метаморфизме — не более $8^\circ\text{C}/\text{км}$ (см. рис. 2) [Лиханов и др., 2011а].

По валовому химическому составу большинство изученных пород в целом классифицируется как железистые ($X_{\text{Fe}} = \text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}) = 0.60\text{—}0.75$ на мольной основе) и глиноземистые ($X_{\text{Al}} = \text{Al}_2\text{O}_3\text{—}3\text{K}_2\text{O}/(\text{Al}_2\text{O}_3\text{—}3\text{K}_2\text{O} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}) = 0.35\text{—}0.45$) метапелиты по сравнению со средними составами типичных метапелитов ($X_{\text{Fe}} = 0.52$ и $X_{\text{Al}} = 0.13$) [Shaw, 1956]. Детальными реконструкциями состава и природы их протолита с использованием геохимических данных по распределению главных и редких элементов было установлено, что они представляют собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания каолинитового типа [Лиханов и др., 2006б, 2008а; Likhanov, Reverdatto, 2007, 2008; Лиханов, Ревердатто, 2011].

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для геохронологических исследований были отобраны четыре равномерно удаленные от надвига пробы метапелитов внутренней (обр. 284 и 252) и внешней (обр. 250 и 244) зон коллизионного метаморфизма Гаревского участка (рис. 3) и шесть проб из метапелитов других участков, расположенных на максимальном удалении от воздействия молодых гранитов. $^{40}\text{Ar}\text{—}^{39}\text{Ar}$ определения выполнены по методике, подробно описанной ранее [Лиханов и др., 2007]. Выделенные минеральные фракции крупностью не менее 0.15 мм совместно с навесками стандартных образцов биотита МСА-11 и LP-6 в качестве мониторов были упакованы в алюминиевую фольгу и после предварительной откачки воздуха запаяны в кварцевые ампулы. Облучение производилось в кадмированном канале исследовательского реактора типа ВВР-К Научно-исследовательского института ядерной физики при Томском политехническом университете. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего нагрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал 5×10^{-10} нсм³. Двукратная очистка выделенного аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс в АЦ ИГМ, Новосибирск (аналитик А.В. Травин). Аналитические ошибки измерений соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$.

Результаты $^{40}\text{Ar}\text{—}^{39}\text{Ar}$ датирования слюд из разных образцов Гаревского участка приведены на рис. 5. Во всех спектрах слюд наблюдаются четкие плато с возрастными 772.9 ± 8.3 млн лет (обр. 284), 782.6 ± 8.4 млн лет (обр. 252), 786.8 ± 8.2 (обр. 250) и 794.8 ± 8.8 (обр. 244). Датировки, рассчитанные по методу плато, максимально соответствуют возрасту остывания пород до температуры закрытия K-Ar изотопной системы в биотите и мусковите — $330\text{—}360^\circ\text{C}$ [Hodges, 2004]), что значительно ниже температур кульминационной стадии коллизионного метаморфизма. В интегральные возрасты вносят вклад низкотемпературные ступени, характеризующиеся несколько пониженным относительно плато значением возрастов. Необходимо отметить, что крайние значения возрастов плато не перекрываются между

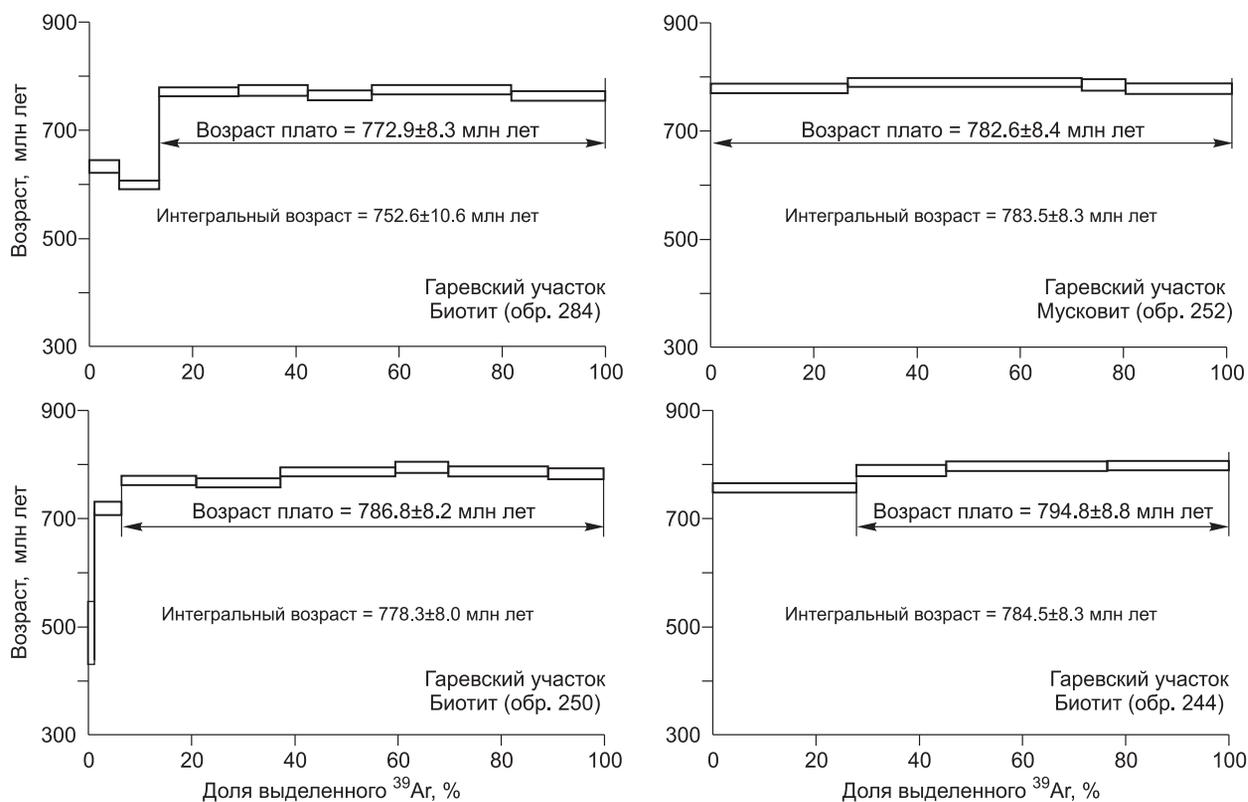


Рис. 5. Результаты ^{40}Ar — ^{39}Ar определений для слюд из пород коллизионного метаморфизма Гаревского участка.

Для каждого образца приведен интегральный возраст; стрелками показан возраст, рассчитанный по методу плато.

собой даже с учетом аналитических погрешностей, а промежуточные величины находятся в этом интервале величин в соответствии с расстоянием до надвига.

Для определения скорости эксгумации пород и возраста коллизионного метаморфизма была проанализирована возможная термическая история этих пород при их подъеме с глубин формирования 25.55 км (обр. 284: 645°C-7.28 кбар), 21.88 км (обр. 252: 617°C-6.25 кбар), 19.25 км (обр. 250: 596°C-5.56 кбар) и 17.5 км (обр. 244: 575°C-5.04 кбар) [Likhonov, Reverdatto, 2011a]. Расчеты базировались на ранее построенной тектонотермальной модели метаморфической эволюции региона, разработанной с привлечением механизма тектонического утолщения земной коры в результате быстрого надвига с последующим подъемом и эрозией [Лиханов и др., 2009]. В рамках этой модели низкие величины геотермического градиента связывались с относительной кратковременностью событий и с недостижением термического равновесия между блоками пород на соответствующих глубинах из-за тепловой инерции относительно давления. Предложенная модель объясняет многие минералого-петрологические особенности метаморфической эволюции метапелитов: прогрессивное замещение андалузита кванитом, образование новых минеральных ассоциаций и деформационных структур умеренных давлений, увеличение гроссулярового компонента в зернах граната от центра к краю, постепенный рост литостатического давления с незначительным повышением температуры и др. Из анализа этой модели следует, что при утолщении коры путем наложения друг на друга двух тектонических пластин в толще получается комбинированная геотерма с разным температурным градиентом. Температура закрытия К-Аг изотопной системы соответствует глубине около 15 км для рассчитанной геотермы утолщенной коры. Это означает, что погруженные на разные глубины метапелиты на постколлизионном этапе поднялись на разные расстояния: не менее чем на 10.5 км (обр. 284), 6.9 км (обр. 252), 4.3 км (обр. 250) и 2.5 км (обр. 244) (см. рис. 4). Как и погружение, подъем и эрозия пород, испытавших метаморфизм умеренных давлений, должны происходить так же «быстро», чтобы обеспечить сохранность умеренно-барических метаморфических ассоциаций в неравновесных условиях средней и верхней коры. Используя разность возрастов закрытия К-Аг изотопной системы (Δt) и глубин (ΔH) между наиболее и наименее погруженными блоками пород, расположенными непосредственно вблизи надвига и на максимальном удалении от него (на современ-

ной поверхности эрозии), получим скорость эксгумации пород в предположении о линейной зависимости по формуле: $v = \Delta H / \Delta t = 8.05 \text{ км} / 21.9 \text{ млн лет} = 368 \text{ м/млн лет}$. Эта величина близка к данным других авторов, полученным с использованием $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ датировок [Corsini et al., 2010], и согласуется с результатами датирования трековым методом по апатиту [Leech, Stockli, 2000], где скорости эксгумации не превышают 0.3—1.5 мм/год, а также — с рассчитанными величинами скорости надвига с использованием теплофизического моделирования [Likhanov et al., 2004]. С учетом полученной оценки скорости эксгумации, можно рассчитать время подъема метapelитов до уровня изотермы 330—360°C, составляющее $t = 10.5 \text{ км} / 0.368 \text{ км/млн лет} = 28.7 \text{ млн лет}$ для обр. 284, $6.9 / 0.368 = 18.7 \text{ млн лет}$ для обр. 252, $4.3 / 0.368 = 11.5 \text{ млн лет}$ для обр. 250 и $2.5 \text{ км} / 0.368 \text{ км/млн лет} = 6.8 \text{ млн лет}$ для обр. 244. Коллизионный метаморфизм происходил раньше этапа подъема и остывания метapelитов, фиксируемого $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ изотопным методом. Следовательно, возраст его кульминационной стадии может быть получен суммированием

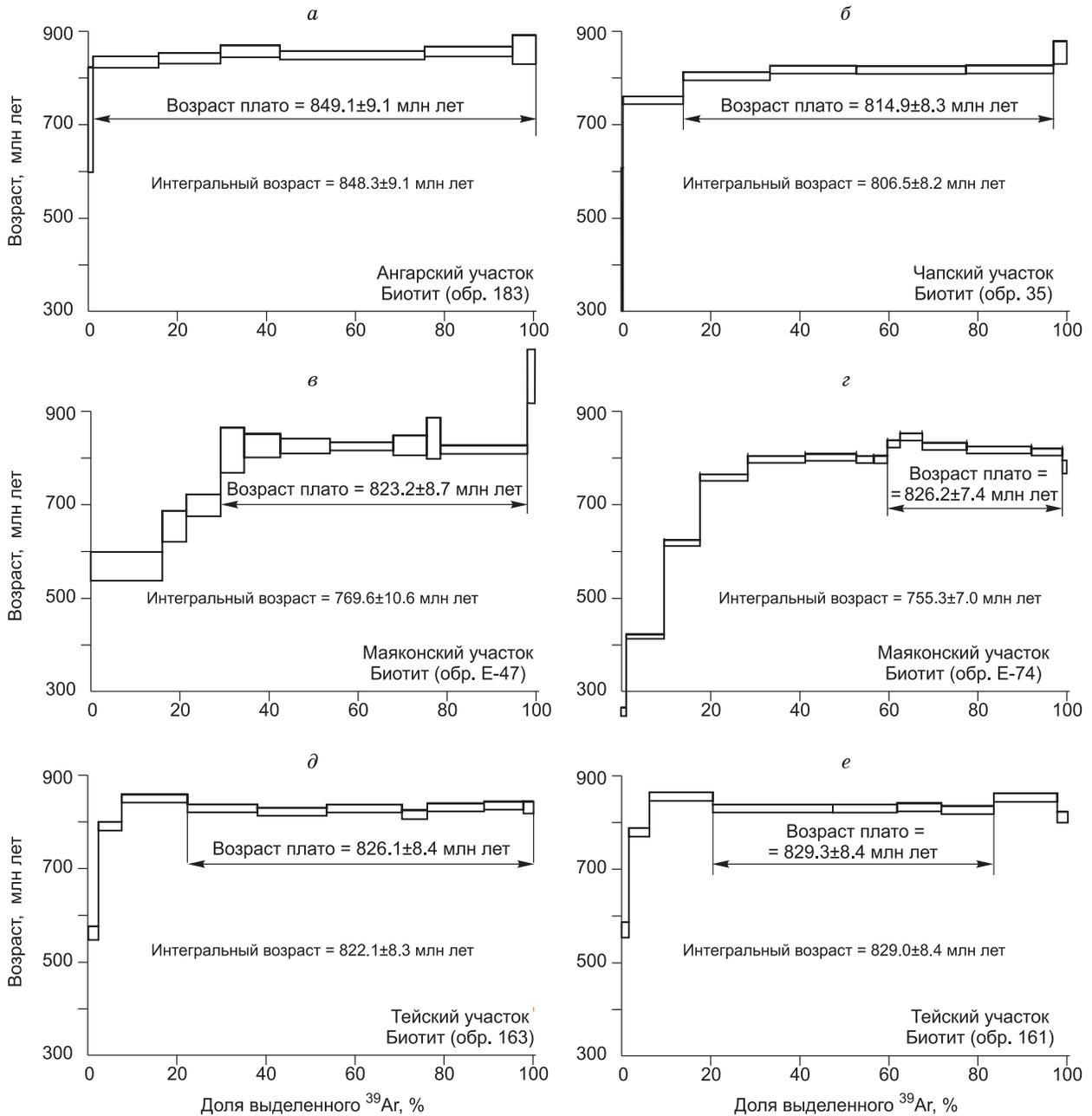


Рис. 6. Результаты $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ определений для биотитов из пород коллизионного метаморфизма разных участков:

Ангарский (а), Чапский (б), Маяконский (в, з) и Тейский (д, е). Для каждого образца приведен интегральный возраст; стрелками показан возраст, рассчитанный по методу плато.

ем этих величин с датировками слюд, соответствующими возрасту остывания пород до температуры закрытия К-Аг изотопной системы. Такой возраст для обр. 284, 252, 250 и 244 должен быть не древнее 801.4, 801.3, 798.3 и 801.5 млн лет соответственно. Все эти результаты указывают на верхнерифейский возраст в узком диапазоне 798—802 млн лет. Полученные оценки свидетельствуют, что процессы эксгумации метаморфических комплексов не разорваны значительно во времени с пиком коллизионного метаморфизма в регионе, что согласуется с данными других авторов по датированию метаморфических комплексов коллизионных орогенов [Oliver et al., 2000; Скляров, 2006]. Этими исследованиями также установлено, что экспонирование метаморфических комплексов, связанных с процессами коллизии, обеспечивается, как правило, корпоративным эффектом различных тектонических механизмов с доминантной ролью эрозионной денудации. При этом на разных стадиях процесса роль того или иного механизма может меняться, и возможны разного рода комбинированные случаи [Teyssier, Whitney, 2002; Скляров, 2006].

Результаты ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования биотитов из четырех других участков приведены на рис. 6. В спектрах биотитов наблюдаются четкие плато с возрастными 849.1 ± 9.1 млн лет (Ангарский участок), 814.9 ± 8.3 млн лет (Чапский участок), 826.1 ± 8.4 и 829.3 ± 8.4 млн лет (Тейский участок). Оценки возраста биотита из двух проб Тейского участка согласуются между собой в пределах ошибки измерений, что свидетельствует о практически одновременном этапе подъема и охлаждения всех зон блока пород, испытавших коллизионный метаморфизм. Для определения возраста коллизионного метаморфизма была проанализирована термическая история этих пород при их эксгумации с глубин формирования 19.6 км (Ангарский участок), 29.4 км (Чапский участок), 25.0 и 22.4 км (Тейский участок) [Лиханов и др., 2009, 2011а]. Интерпретация вышеописанной модели показывает, что погруженные на разные глубины метapelиты на постколлизионном этапе поднялись не менее чем на 4.6 км (Ангарский участок), 14.4 км (Чапский участок), 10.0 и 7.4 км (Тейский участок). С учетом вычисленной для Гаревского участка линейной скорости эксгумации (v), получим время подъема метapelитов до уровня изотермы 330°C (t) по формуле: $t = H/v$, где H — расстояние транспортировки пород с глубин их формирования. Для метapelитов Ангарского, Чапского и Тейского участков эти временные интервалы составляют 15—3; 48—10; 33—7 и 25—5 млн лет соответственно. С учетом максимальных величин длительности подъема пород, возраст коллизионного метаморфизма должен быть не древнее 864 млн лет для Ангарского участка, 853 млн лет для Чапского участка и 854—859 млн лет для Тейского участка. Все эти результаты указывают на верхнерифейский возраст, что хорошо согласуется с оценками возраста кульминационной стадии метаморфизма кианит-силлиманитового типа на Маяконском участке (851—854 млн лет) [Лиханов и др., 2007]. Полученные оценки для четырех участков показывают неплохую сходимость в пределах аналитических погрешностей определения возраста. Подобный характер P - T эволюции с усилением степени метаморфизма в направлении на северо-восток и синхронность возрастов для этих изученных метаморфических комплексов Заангарья Енисейского кряжа позволяет рассматривать их формирование в ходе единого геодинамического процесса.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Нами получены прецизионные изотопно-геохронологические и петрологические данные по P - T - t эволюции полиметаморфических комплексов Заангарья Енисейского кряжа, интерпретация которых позволила выделить несколько крупных этапов в метаморфической истории региона, контролируемых различными геодинамическими обстановками.

На первом этапе сформировались зональные метаморфические комплексы низких давлений LP/HT андалузит-силлиманитового типа с возрастом 953—973 млн лет [Лиханов и др., 2010в, 2011а]. На втором этапе эти породы вблизи надвигов в зоне Татарского глубинного разлома подверглись метаморфизму умеренных давлений кианит-силлиманитового типа, в результате чего происходило прогрессивное замещение андалузита кианитом и образование новых минеральных ассоциаций и деформационных структур. Среди общих особенностей кианит-силлиманитового метаморфизма выделяются: малая мощность зонального метаморфизма умеренных давлений (от 2.5 до 7 км) и постепенное повышение общего давления при приближении к надвигам от 4.5—5 до 6.5—8 кбар при слабом развитии температурной зональности, что свидетельствует о весьма низком метаморфическом градиенте с dT/dH от 1—7 до 12°C/км. Эти особенности являются характерными признаками коллизионного метаморфизма, обусловленного тектоническим утолщением земной коры в результате надвига с последующим подъемом и эрозией.

В рамках этой модели с использованием результатов геотермобарометрии и ^{40}Ar - ^{39}Ar датировок по слюдам в предположении о равномерном подъеме была рассчитана скорость эксгумации пород, равная 0.368 мм/год. С учетом этой скорости транспортировки пород на примере ряда участков определены возрасты коллизионного метаморфизма с пиками 849—862 и 798—802 млн лет. Значительная разница в

Мегаструктура	Суперконтинент Пангея 1		Суперконтинент Родиния				Палеоазиатский океан		
Событие	Деструкция		Становление		Распад		Формирование		
Система	Нижний рифей	Средний рифей		Верхний рифей			Венд		
Возраст, млн лет	1400	1300	1200	1100	1000	900	800	700	600
Магматизм	1			2		3			
Метаморфизм			4		5	6			
Главные фазы деформаций			7						

Рис. 7. Последовательность магматических, метаморфических и деформационных событий в геологической истории докембрия Заангарья Енисейского края.

1 — рифтогенные плагиогранитные blastsмилониты [Попов и др., 2010]; 2 — гранитогнейсы тейского типа [Ножкин и др., 1999; Лиханов и др., 2011б]; 3 — постколлизийные, внутриплитные и рифтогенные гранитоидные плутоны с ореолами контактового метаморфизма и щелочные комплексы [Верниковский, Верниковская, 2006; Vernikovskiy et al., 2007; Ножкин и др., 2008а, 2011]; 4 — региональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа [Likhonov, Reverdatto, 2009, 2011b; Лиханов и др., 2010в, 2011]; 5 — коллизийный метаморфизм кианит-силлиманитового типа в связи с надвигами западного направления [Лиханов и др., 2010б]; 6 — коллизийный метаморфизм умеренных давлений в результате надвигов восточного направления [Лиханов и др., 2010г]; 7 — главные фазы складчатости гренвильской орогении [Rivers, 2008].

возрастах (~ 50 млн лет) и особенностях эволюции коллизийного метаморфизма позволяет рассматривать их формирование в ходе разных геодинамических процессов (рис. 7).

Формирование более древних метаморфических комплексов (Ангарский, Маяконский, Тейский и Чапский участки) происходило в результате надвига на Енисейский край блоков пород со стороны Сибирского кратона, что подтверждается геофизическими данными [Константинов и др., 1999; Егоров, 2004] и результатами исследований природы и возраста источников сноса [Вершинин и др., 2007; Likhonov, Reverdatto, 2007, 2008; Маслов и др., 2008; Ножкин и др., 2009а; Лиханов и др., 2010а; Лиханов, Reverdatto, 2011]. В последних работах показано, что питающей провинцией бассейна седиментации во время накопления рифейских отложений Заангарья Енисейского края служили гранитогнейсовые блоки (комплексы) Сибирского кратона, характеризующиеся раннепротерозойскими возрастными ~ 2.0 млрд лет и отличающиеся геохимической зрелостью размывающейся коры. Это подтверждается результатами изучения Sm-Nd изотопной систематики метапелитов из наиболее представительных разрезов докембрия Енисейского края [Ножкин и др., 2008б].

Повторный коллизийный метаморфизм был обусловлен встречными движениями мелких блоков восточного направления в зоне оперяющих разломов более высокого порядка (Гаревский участок). В региональном плане это может быть связано с аккрецией и коллизией микроконтинента, отколовшегося от кратона на рубеже раннего—среднего рифея, к Центрально-Ангарскому террейну (~ 800 млн лет назад) с последующим надвигом Центрально-Ангарского террейна на Сибирский кратон, что согласуется с моделью формирования аккреционно-коллизийных комплексов Енисейского края в неопротерозое [Верниковский, Верниковская, 2006] и подтверждается современными геофизическими данными [Сальников, 2009]. Дополнительным аргументом в пользу надвига с запада на восток в эту эпоху является положение рыбинско-панямбинских офиолитов (1050—950 млн лет) [Ножкин, 2009; Ножкин и др., 2011] в структуре Центрально-Ангарского террейна, пластины и чешуи которых могли быть обдуцированы в результате этих процессов [Верниковский, Верниковская, 2006; Верниковский и др., 2009].

По времени два первых этапа метаморфизма соответствуют завершающей эпохе гренвильских событий с пиками орогенеза 960 и 850 млн лет. Повторный коллизийный метаморфизм с участием надвигов на рубеже 798—802 млн лет произошел в постгренвильское время.

Исследования осуществлялись при поддержке гранта Президиума СО РАН (интеграционный проект № 20) и РФФИ (грант 11-05-00321).

Авторы благодарны рецензентам А.Д. Ножкину и П.Я. Азимову за конструктивные замечания.

ЛИТЕРАТУРА

- Бельков И.В.** Кианитовые сланцы свиты Кейв. Л., Изд-во АН СССР, 1963, 321 с.
- Бовин Ю.П.** Тектонометаморфические этапы и типы метаморфизма заангарской части Енисейского кряжа // Минералы и парагенезисы минералов, горных пород и руд Красноярского края. Новосибирск, Наука, 1982, с. 50—61.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е.** Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 35—52.
- Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К.** Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика, 2009, т. 50(4), с. 502—519.
- Вершинин А.Е., Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Геохимия и природа протолита нижнепротерозойских железисто-глиноземистых метапелитов Заангарья Енисейского кряжа // Докл. РАН, 2007, т. 415, № 2, с. 230—235.
- Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И.** Енисейская складчатая область / Ред. М.М. Мануйлов // Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., Наука, 1968, с. 266—274.
- Волобуев М.И., Ступникова Н.И., Зыков С.И.** Енисейский кряж / Ред. Ю.И. Половинкина // Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий. Л., Недра, 1973, с. 189—201.
- Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И.** Геохронология докембрийских формаций Саяно-Енисейского региона Сибири // Актуальные вопросы современной геохронологии. М., Наука, 1976, с. 96—123.
- Добрецов Н.Л.** Проблемы соотношения тектоники и метаморфизма // Петрология, 1995, т. 3, с. 4—23.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В.** Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., Недра, 1972, 286 с.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В.** Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., Недра, 1974, 328 с.
- Егоров А.С.** Глубинное строение и геодинамика литосферы Северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотраверсов России). СПб., ВСЕГЕИ, 2004, 199 с.
- Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М.** Геологическая карта Енисейского кряжа. М-б 1:500000. Лист Р-46. Под ред. А.К. Мкртчяна, М.Л. Шермана. Красноярск, Красноярскгеолсъёмка, 1998.
- Константинов М.М., Данковцев Р.Ф., Симкин Г.С., Черкасов С.В.** Глубинное строение и закономерности размещения месторождений Северо-Енисейского золоторудного района (Россия) // Геология рудных месторождений, 1999, т. 41, № 5, с. 425—436.
- Коробейников С.Н., Полянский О.П., Лиханов И.И., Свердлов В.Г., Ревердатто В.В.** Математическое моделирование надвига как причины формирования андалузит-кианитовой метаморфической зональности в Енисейском кряже // Докл. РАН, 2006, т. 408, № 4, с. 512—516.
- Легенда** Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (2-е изд.) / Ред. Л.К. Качевский. Красноярск, 1998, 197 с.
- Лиханов И.И.** Минеральные реакции в высокоглиноземистых и железистых метапелитовых роговиках в связи с проблемой устойчивости редких минеральных парагенезисов контактового метаморфизма // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (4), с. 305—316.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Массоперенос при замещении андалузита кианитом в глиноземисто-железистых метапелитах Енисейского кряжа // Петрология, 2002, т. 10, № 5, с. 541—558.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Нижнепротерозойские метапелиты Енисейского кряжа: природа и возраст протолита, поведение вещества при коллизионном метаморфизме // Геохимия, 2011, т. 49, № 3, с. 325—351.
- Лиханов И.И., Шеплев В.С., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Киреев А.Д.** Об изохимической природе контактового метаморфизма высокоглиноземистых метапелитов: ореол Аяхтинского гранитоидного массива, Енисейский кряж // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (1), с. 90—97.
- Лиханов И.И., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е., Кребс М., Мемми И.** Метаморфическая эволюция высокоглиноземистых метапелитов вблизи Панимбинского надвига (Енисейский кряж): минеральные ассоциации, *P-T* параметры и тектоническая модель // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1205—1220.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. Минеральные равновесия и *P-T* диаграмма для железисто-глиноземистых метapelитов в системе KFMASH ($K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$) // *Петрология*, 2005, т. 13, № 1, с. 81—92.

Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Коллизионный метаморфизм как результат надвигов в заангарской части Енисейского кряжа // *Докл. РАН*, 2006а, т. 411, № 2, с. 235—239.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Геохимические свидетельства природы протолита железисто-глиноземистых метapelитов Кузнецкого Алатау и Енисейского кряжа // *Геология и геофизика*, 2006б, т. 47 (1), с. 119—131.

Лиханов И.И., Козлов П.С., Полянский О.П., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Травин А.В., Вершинин А.Е. Неопротерозойский возраст коллизионного метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по $^{40}Ar-^{39}Ar$ данным) // *Докл. РАН*, 2007, т. 412, № 6, с. 799—803.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Железисто-глиноземистые метapelиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме // *Геохимия*, 2008а, т. 46, № 1, с. 20—41.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В. Коллизионный метаморфизм докембрийских комплексов в заангарской части Енисейского кряжа // *Петрология*, 2008б, т. 16, № 2, с. 148—173.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В. Кианит-силлиманитовый метаморфизм докембрийских комплексов Заангарья Енисейского кряжа // *Геология и геофизика*, 2009, т. 50 (12), с. 1335—1356.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Геохимия, природа и возраст протолита нижнепротерозойских железисто-глиноземистых метapelитов Заангарья Енисейского кряжа // *Докл. РАН*, 2010а, т. 433, № 3, с. 378—385.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Травин А.В. Верхнерифейский возраст кианит-силлиманитового метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по $^{40}Ar-^{39}Ar$ данным) // *Докл. РАН*, 2010б, т. 433, № 6, с. 796—801.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Ножкин А.Д., Козлов П.С., Попов Н.В., Вершинин А.Е. *P-T-t* эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа как следствие геодинамических событий на западной окраине Сибирского кратона // *Магматизм и метаморфизм в истории Земли*. Екатеринбург, Изд-во ИГГ УрО РАН, 2010в, т. 2, с. 23—25.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Травин А.В. Скорость эксгумации пород неопротерозойских коллизионных метаморфических комплексов Енисейского кряжа // *Докл. РАН*, 2010г, т. 435, № 3, с. 372—377.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е. Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа — пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // *Докл. РАН*, 2011а, т. 436, № 4, с. 509—514.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В. Новые доказательства гренвильских событий на западной окраине Сибирского кратона на примере гаревского метаморфического комплекса в Заангарье Енисейского кряжа // *Докл. РАН*, 2011б, т. 438, № 4, с. 522—527.

Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М., Научный мир, 2004, 610 с.

Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н., Летникова Е.Ф., Туркина О.М., Гражданкин Д.В., Дмитриева Н.В., Ишерская М.В., Крупенин, М.Т., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Вещева С.В., Лепихина О.П. Геохимия тонкозернистых терригенных пород верхнего докембрия Северной Евразии. Екатеринбург, УрО РАН, 2008, 274 с.

Ножкин А.Д. Проявление гренвильского орогенеза на западной окраине Сибирского кратона // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Иркутск, Изд-во ИЗК СО РАН, 2009, с. 35—38.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибилова Е.В., Терлеев А.А., Хоментовский В.В. Рифейские гранитоидные купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // *Геология и геофизика*, 1999, т. 40 (9), с. 1305—1313.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А. Радиоактивные и редкоземельные элементы в метapelитах как индикаторы состава и эволюции докембрийской континентальной коры юго-западной окраины Сибирского кратона // *Докл. РАН*, 2003, т. 390, № 6, с. 813—817.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. Неопротерозойский рифтогенный и внутрислитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родины // Геология и геофизика, 2008а, т. 49 (7), с. 666—688.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ковач В.П., Ронкин Ю.Л. Sm-Nd-изотопная систематика метapelитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса // Докл. РАН, 2008б, т. 423, № 6, с. 795—800.

Ножкин А.Д., Маслов А.В., Подковыров В.Н., Туркина О.М., Летникова Е.Ф., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Дмитриева Н.В., Гареев Э.З., Лепихина О.П. Геохимические особенности терригенных пород рифея Южного Урала и Сибири и вариации зрелости континентальной коры // Геология и геофизика, 2009а, т. 50 (2), с. 95—114.

Ножкин А.Д., Попов Н.В., Дмитриева Н.В., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Салтыкова Т.Е. Рифейский коллизионный и внутрислитный магматизм и эволюция континентальной коры западной окраины Сибирского кратона // Изотопные системы и время геологических процессов. СПб., 2009б, с. 60—62.

Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А. Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 158—181.

Обновленные схемы межрегиональной и региональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа / Ред. В.Л. Хомичев. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2007, 280 с.

Попов Н.В., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в заангарской части Енисейского кряжа: результаты U-Pb исследований // Докл. РАН, 2010, т. 431, № 4, с. 509—515.

Постельников Е.С. Верхнепротерозойские структуры и формации восточного склона Енисейского кряжа // Бюл. МОИП, 1990, т. 65, с. 14—31.

Ревердатто В.В., Шеплев В.С. Геодинамические факторы метаморфизма и их моделирование: обзор и анализ проблемы // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (12), с. 1679—1692.

Сальников А.С. Сейсмологическое строение земной коры платформенных и складчатых областей Сибири по данным региональных сейсмических исследований преломленными волнами. Новосибирск, Изд-во СНИИГГиМС, 2009, 132 с.

Склярков Е.В. Механизмы эксгумации метаморфических комплексов // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 71—75.

Старосельцев В.С., Мигурский А.В., Старосельцев К.В. Енисейский кряж и его сочленение с Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 76—85.

Сухоруков В.П. Состав и условия образования андалузит-кианит-силлиманитовых пегматоидных обособлений в метаморфических породах Цэлского блока (Монгольский Алтай) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (6), с. 617—622.

Ушакова Е.Н. О генетических взаимоотношениях силлиманита, андалузита и дистена в кристаллических сланцах верховьев р. Чапы // Геология и геофизика, 1966 (3), с. 67—80.

Федькин В.В. Анализ парагенезисов ставролита // Очерки физико-химической петрологии. Вып. II. М., Наука, 1970, с. 214—255.

Хабаров Е.М. Формации и эволюция рифейской седиментации восточных зон Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (10), с. 44—54.

Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины // Геотектоника, 2000, т. 34, № 6, с. 3—14.

Хаин В.Е. Тектоника океанов и континентов (год 2000). М., Научный мир, 2001, 606 с.

Хаин В.Е. Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли // Геология и геофизика, 2010, т. 51(6), с. 736—760.

Хаин В.Е., Гончаров М.А. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины // Геотектоника, 2006, т. 40, № 5, с. 3—24.

Хераскова Т.Н. Новые данные о строении Енисейского кряжа // Геотектоника, 1999, № 1, с. 15—27.

Baker A.J. Models for the tectonothermal evolution of the eastern Dalradian of Scotland // J. Metamorph. Geol., 1987, v. 5, p. 101—118.

Beddoe-Stephens B. Pressures and temperatures of Dalradian metamorphism and the andalusite-kyanite transformation in the northeast Grampians // Scottish J. Geol., 1990, v. 26, p. 3—14.

Brown E.H. High-pressure metamorphism caused by magma loading in Fiordland, New Zealand // J. Metamorph. Geol., 1996, v. 14, p. 441—452.

- Brown E.H., Walker N.W.** A magma-loading model for Barrovian metamorphism in the Southeast Coast Plutonic Complex, British Columbia and Washington // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1993, v. 105, p. 479—500.
- Clarke G.L., Guirard M., Powell R., Burg J.R.** Metamorphism in the Olary Block, South Australia: compression with cooling in a Proterozoic fold belt // *J. Metamorph. Geol.*, 1987, v. 5, p. 291—306.
- Corsini M., Bosse V., Feraud G., Demoux F., Crevola G.** Exhumation processes during post-collisional stage in the Variscan belt revealed by detailed $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study (Tanneron Massif, SE France) // *Int. J. Earth Sci.*, 2010, v. 99, p. 327—341.
- Crawford M.L., Mark L.E.** Evidence from metamorphic rocks for overthrusting. Pennsylvania Piedmont, U.S.A. // *Canad. Miner.*, 1982, v. 20, p. 333—347.
- Ernst R.E., Wingate M.T.D., Buchan K.L., Li Z.H.** Global record of 1600—700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents // *Precamb. Res.*, 2008, v. 160, p. 159—178.
- Hodges K.V.** Geochronology and thermochronology in orogenic system // *Treatise on geochemistry* / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford, UK, Elsevier, 2004, p. 263—292.
- Holland T.J.B., Powell R.** An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 2. Data and results // *J. Metamorph. Geol.*, 1985, v. 3, p. 343—370.
- Huerta A.D., Royden L.H., Hodges K.V.** The effects of accretion, erosion and radiogenic heat on the metamorphic evolution of collisional orogens // *J. Metamorph. Geol.*, 1999, v. 17, p. 349—366.
- Jamieson R.A., Beaumont C., Nguyen M.H., Lee B.** Interaction of metamorphism, deformation and exhumation in large convergent orogens // *J. Metamorph. Geol.*, 2002, v. 20, p. 9—24.
- Kerrick D.M.** The Al_2SiO_5 polymorphs. *Miner. Soc. Amer., Rev. Miner.*, 1990, v. 22, p. 406.
- Kohn M.J., Orange D.L., Spear F.S., Rumble D. III, Harrison T.M.** Pressure, temperature, and structural evolution of west-central New Hampshire: hot thrusts over cold basement // *J. Petrol.*, 1992, v. 33, p. 521—556.
- Leech M.L., Stockli D.F.** The late exhumation history of the ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, south Ural Mountains, from new apatite fission track data // *Tectonics*, 2000, v. 19, № 1, p. 153—167.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V.A.** Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Precamb. Res.*, 2008, v. 160, p. 179—210.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.** Provenance of Precambrian Fe- and Al-rich metapelites in the Yenisey Ridge and Kuznetsk Alatau, Siberia: geochemical signatures // *Acta Geol. Sinica (English Edition)*, 2007, v. 81 (3), p. 409—423.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.** Precambrian Fe- and Al-rich pelites from the Yenisey Ridge, Siberia: geochemical signatures for protolith origin and evolution during metamorphism // *Int. Geol. Rev.*, 2008, v. 50 (7), p. 597—623.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.** Precambrian kyanite-sillimanite metamorphism in overthrust terranes of the Yenisey Ridge, Siberia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2009, v. 73, p. A763.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.** Neoproterozoic collisional metamorphism in overthrust terranes of the Transangarian Yenisey Ridge, Siberia // *Int. Geol. Rev.*, 2011a, v. 53(7), p. 802—845.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.** Precambrian *P-T-t* history of the Yenisey Ridge as a consequence of contrasting tectonic settings in the western margin of the Siberian craton // *Miner. Mag.* 2011b, v. 75 (3), p. 1327.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Verschinin A.E., Kozlov P.S.** Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia, Russia // *Lithos*, 2001, v. 58 (1—2), p. 55—80.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I.** Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // *J. Metamorph. Geol.*, 2004, v. 22 (8), p. 743—762.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Popov N.V.** Metamorphic *P-T-t* evolution of the Trans-Angarian region, Yenisey Ridge, as a consequence of geodynamic events in the western margin of the Siberian craton // *Acta Mineralogica-Petrographica*, 2010, ser. 6, p. 594.
- Maruyama S., Santosh M., Zhao D.** Superplume, supercontinent, and post-perovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core—mantle boundary // *Gondw. Res.*, 2007, v. 11, p. 7—37.
- Oliver G.J.H., Chen F., Buchwaldt R., Henger E.** Fast tectonometamorphism and exhumation in the type area of the Barrovian and Buchan zones // *Geology*, 2000, v. 28, p. 459—462.

- Pattison D.R.M.** Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple point: constraints from the Ballachulish aureole, Scotland // *J. Geol.*, 1992, v. 100, p. 423—446.
- Pisarevsky S.A., Wingate M.T.D., Powell C., Johnson S., Evans D.** Proterozoic East Gondwana: supercontinent assembly and breakup // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 206, 2003, p. 35—55.
- Powell R., Holland T.J.B.** Optimal geothermometry and geobarometry // *Amer. Miner.*, 1994, v. 79, p. 120—133.
- Rivers T.** Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province — implications for the evolution of large hot long-duration orogens // *Precamb. Res.*, 2008, v. 167, p. 237—259.
- Santosh M., Maruyama S., Yamamoto S.** The making and breaking of supercontinents: some speculations based on superplumes, super downwelling and the role of tectonosphere // *Gond. Res.*, 2009, v. 15, p. 324—341.
- Shaw D.M.** Geochemistry of pelitic rocks. Part III: Major elements and general geochemistry // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1956, v. 67, p. 913—934.
- Smit C.A., Van Reenen D.D., Gerya T.V., Varlamov D.A., Fed'kin A.V.** Structural-metamorphic evolution of the Yenisey Range of Eastern Siberia // *Miner. Petrol.*, 2000, v. 69, p. 35—67.
- Spear F.S.** Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Washington DC, Miner. Soc. Amer. Monograph, 1993, 799 p.
- Spear F.S., Hickmott D.D., Selverstone J.** Metamorphic consequences of thrust emplacement, Fall Mountain, New Hampshire // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1990, v. 102, p. 1344—1360.
- Spear F.S., Peacock S.M., Kohn M.J., Florence F.** Computer programs for petrologic *P-T-t* path calculations // *Amer. Miner.*, 1991, v. 76, p. 2009—2012.
- Spear F.S., Kohn M.J., Cheney J.T., Florence F.** Metamorphic, thermal, and tectonic evolution of central New England // *J. Petrol.*, 2002, v. 43, p. 2097—2120.
- Teyssier Ch., Whitney D.L.** Gneiss domes and orogeny // *Geology*, 2002, v. 30, № 12, p. 1139—1142.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Wingate M.T.D., Popov N.V., Kovach V.P.** The 880-864 Ma granites of the Yenisey Ridge, western Siberian margin: geochemistry, SHRIMP geochronology, and tectonic implications // *Precamb. Res.*, 2007, v. 154, p. 175—191.
- Whitney D.L., Evans B.W.** Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Miner.*, 2010, v. 95, p. 185—187.
- Whitney D.L., Miller R.B., Paterson S.R.** *P-T-t* evidence for mechanisms of vertical tectonic motion in a contractional orogen: north-western US and Canadian Cordillera // *J. Metamorph. Geol.*, 1999, v. 17, p. 75—90.

Поступила в редакцию
29 октября 2010 г.