

КИАНИТ-СИЛЛИМАНИТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗААНГАРЬЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

И.И. Лиханов, В.В. Ревердатто, П.С. Козлов, Н.В. Попов

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

Изучены четыре докембрийских метаморфических комплекса, расположенных вблизи отдельных региональных разломов в заангарской части Енисейского кряжа. В результате геолого-петрологических исследований с применением геотермобарометрии было установлено, что неопротерозойский кьянит-силлиманитовый метаморфизм умеренных давлений накладывался на регионально-метаморфические андалузитсодержащие породы низких давлений. Выявлена прямая корреляция между возрастом пород и величинами *P-T*-параметров метаморфизма кьянит-силлиманитового типа, что свидетельствует о его региональной структурно-тектонической неоднородности. Среди общих особенностей кьянит-силлиманитового метаморфизма выделяются следующие: 1) развитие деформационных текстур (структур) и кьянитсодержащих бластокатакласитов (бластомилонитов) с силлиманитом, гранатом и ставролитом по андалузитсодержащим породам регионального метаморфизма; 2) незначительная видимая мощность зонального метаморфизма умеренных давлений (от 2.5 до 7 км), локализованного вблизи надвигов; 3) низкий геотермический градиент при метаморфизме (от 1—7 до 12 °C/км); 4) постепенное повышение общего давления метаморфизма при приближении к надвигам. Эти особенности являются характерными признаками коллизионного метаморфизма при надвигах континентальных блоков и свидетельствуют о почти изотермическом погружении толщ пород. Обоснование этого процесса осуществлено в рамках модели тектонического утолщения земной коры в результате быстрого надвига с последующим быстрым подъемом и эрозией. Надвигание блоков пород осуществлялось со стороны Сибирского кратона в зонах региональных разломов (Ангарский, Маяковский и Чапский участки) или в результате встречных движений в зоне оперяющих разломов более высокого порядка (Гаревский участок).

Метапелиты, геотермобарометрия, P-T-тренды, коллизионный метаморфизм, Енисейский кряж.

KYANITE-SILLIMANITE METAMORPHISM OF THE PRECAMBRIAN COMPLEXES, TRANSANGARIAN REGION OF THE YENISEI RIDGE

I.I. Likhonov, V.V. Reverdatto, P.S. Kozlov, and N.V. Popov

Four Precambrian metamorphic complexes in the vicinity of regional faults in the Transangarian region of the Yenisei Ridge were examined. Based on geothermobarometry and *P-T* path calculations, our geological and petrological studies showed that the Neoproterozoic medium-pressure metamorphism of the kyanite-sillimanite type overprinted regionally metamorphosed low-pressure andalusite-bearing rocks at about 850 Ma. A positive correlation between rock ages and *P-T* estimates for the kyanite-sillimanite metamorphism provide evidence for the regional structural and tectonic heterogeneity. The medium-pressure metamorphism was characterized by (1) the development of deformational structures and textures and kyanite-bearing blastocataclasites (blastomylonites) with sillimanite, garnet, and staurolite after andalusite-bearing regional metamorphic rocks; (2) insignificant apparent thickness of the zone of medium-pressure zonal metamorphism (from 2.5 to 7 km), which was localized in the vicinity of the overthrusts; (3) a low metamorphic field gradient during metamorphism (from 1—7 to 12 °C/km); and (4) a gradual increase in lithostatic pressure toward the thrust faults. These specific features are typical of collisional metamorphism during overthrusting of continental blocks and are evidence for near-isothermal loading. This event was justified within the framework of the crustal tectonic thickening model via rapid overthrusting and subsequent rapid uplifting and erosion. The results obtained allowed us to consider medium-pressure kyanite-bearing metapelites as a product of collision metamorphism, formed either by unidirectional thrusting of rock blocks from Siberian craton over the Yenisei Ridge in the zones of regional faults (Angara, Mayakon, and Chapa areas) or by opposite movements in the zone of splay faults of higher ranks (Garevka area).

Metapelites, geothermobarometry, P-T paths, collisional metamorphism, Yenisei Ridge

ВВЕДЕНИЕ

Картирование метаморфических пород на основе схемы метаморфических фаций позволяет установить связи с тектоническими структурами. Впервые связи метаморфизма с геологическим строением территорий были отчетливо выявлены при составлении «Карты метаморфических фаций СССР» под руководством В.С. Соболева [Добрецов и др., 1966]. Информация, полученная при изучении и картиро-

вании метаморфических пород, в дальнейшем стала активно использоваться при геодинамических построениях, позволяя судить о причинах и условиях метаморфизма. Настоящая статья является примером использования данных о метаморфизме пород для выявления тектонических особенностей их формирования. В этой статье впервые в России исследован зональный коллизионный метаморфизм, вызванный надвигами.

Краевые части кратонов хранят в себе ценную информацию об особенностях эволюции литосферы: о росте континентальной коры, распаде континентов, раскрытии океанов и о многих других геодинамических событиях. Этим объясняется повышенный интерес к проблемам реконструкции процессов формирования аккреционно-коллизионных структур континентов и тектонической эволюции покровно-складчатых поясов на границе кратонов [Khain et al., 2003; Волкова, Складков, 2007; Верниковская и др., 2008; и др.]. Юго-западное обрамление Сибирского кратона включает в себя гетерогенные блоки Енисейского кряжа и северных склонов Восточного Саяна в составе Центрально-Азиатского орогенного пояса. Их сравнение с другими частями пояса позволяет проводить межрегиональные корреляции для реконструкции сложной тектонической структуры Центральной Азии. Исследования по строению и эволюции мезо-неопротерозойских континентальных окраин Сибири имеют важное значение для решения широко дискутируемого в современной литературе вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав позднепротерозойского суперконтинента Родиния и последующего его распада в неопротерозое с образованием Палеоазиатского океана [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 венда включительно. Тесное пространственное совмещение разнообразных магматических и метаморфических комплексов свидетельствует о весьма сложной тектонической эволюции региона. В частности, важнейшей особенностью метаморфических комплексов 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) [Козлов, Лепезин, 1995]. 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 петрологический 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 примеров (Северо-Западные Кордильеры, США и Канада; нагорье Далреддиан, Шотландия; Центральные и Северо-Западные Аппалачи, США; Кольский полуостров и Енисейский кряж), где прогрессивные преобразования андалузита в кианит объяснялись увеличением давления в результате: 1) надвигов [Бельков, 1963; Ушакова, 1966; Crawford, Mark, 1982; Baker, 1987; Clarke et al., 1987; Beddoe-Stephens, 1990; Spear et al., 1990, 2002] или 2) магматической «нагрузки», т.е. ростом литостатического давления под действием интрузивного тела [Brown, Walker, 1993; Brown, 1996; Whitney et al., 1999]. Конфигурации *PT*-трендов позволяют отличать первые геодинамические обстановки от вторых [Jamieson et al., 1998, 2002]. В этом контексте мы провели геолого-петрологические исследования четырех метаморфических комплексов заангарской части Енисейского кряжа для выявления характерных особенностей их метаморфической эволюции и обоснования специфики геодинамических процессов в регионе.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Енисейский кряж представляет собой покровно-складчатый пояс преимущественно СЗ-ЮВ 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]. Енисейский 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, Центрально-Ангарский и Исаковский террейны [Vernikovskiy et al., 2003; Лобковский и др., 2004]. Все террейны представляют собой тектонические блоки и пластины

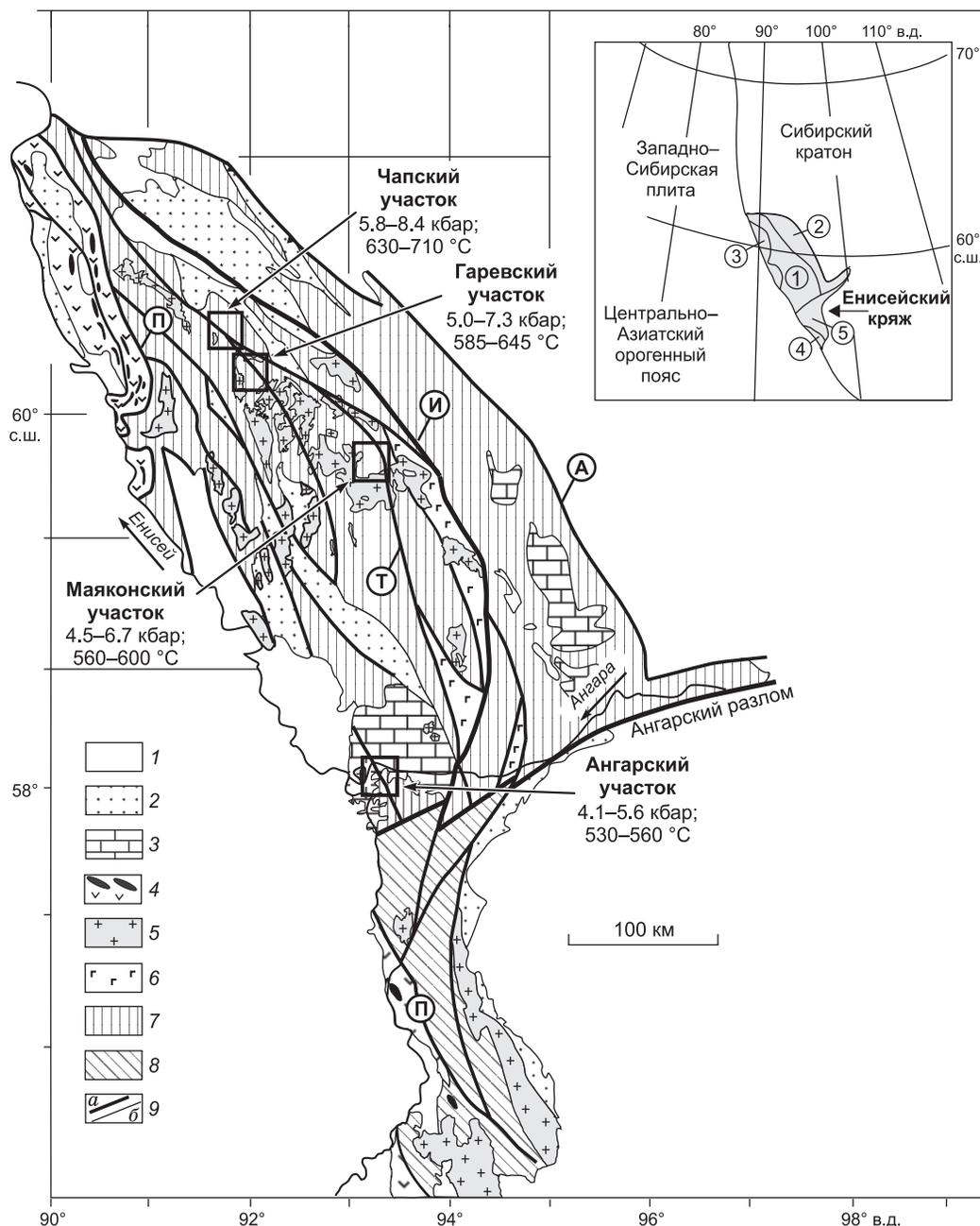


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта Енисейского кряжа [Верниковский, Верниковская, 2006] и местоположение участков с проявлением метаморфизма кианит-силлиманитового типа.

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 от зеленосланцевой до амфиболитовой фации; 8 — раннедокембрийские гранулит-амфиболитовые комплексы; 9 — региональные разломы (а) и геологические границы (б). Буквы в кружках — главные надвиги: И — Ишимбинский, Т — Татарский, П — Приенисейский, А — Анкиновский. Под названиями участков приведены *PT*-параметры кианит-силлиманитового типа метаморфизма. Цифры в кружках — террейны: 1 — Центрально-Ангарский, 2 — Восточно-Ангарский, 3 — Исаковский, 4 — Предивинский, 5 — Ангаро-Канский.

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 опережающими разломами более высокого порядка со смещением блоков пород по падению, т.е. надвигами [Константинов и др., 1999; Егоров, 2004]. Это 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). Метаморфизм умеренных давлений, прояв-

ляющийся в связи с коллизией, локально «накладывается» на метаморфические породы низких давлений. Нами были изучены поля распространения метапелитов кианит-силлиманитового типа, которые отражают поздние процессы метаморфизма умеренных давлений. По направлению с севера на юг выделяются четыре типичных участка: Чапский, Гаревский, Маяконский и Ангарский, представленные соответственно осадочными породами нижнего протерозоя, среднего и верхнего рифея [Волобуев и др., 1968, 1973, 1976; Хабаров, 1994; Ножкин и др., 2003а; Ножкин, 2004; Хабаров и др., 2004] (см. рис. 1). В тектоническом отношении три северных участка находятся в пределах Центрально-Ангарского террейна вблизи Татарского глубинного разлома. Ангарский участок приурочен к зоне сочленения заангарских структур с Ангаро-Канским блоком. В настоящем сообщении более подробно проанализирована новая информация по Гаревскому участку; особенности метаморфизма других участков были детально охарактеризованы ранее [Козлов, Лепезин, 1995; Лиханов и др., 2001, 2006а, 2007, 2008а,б; Likhonov et al., 2004; Коробейников и др., 2006; Likhonov, Reverdatto, 2007, 2008].

Центрально-Ангарский террейн сложен преимущественно метаморфизованными терригенными и терригенно-карбонатными отложениями тейской (включая гаревскую), сухопитской, тунгусикской, ослянской, чингасанской и чапской серий. Гнейсы и кристаллические сланцы гаревской серии обнажаются на западе террейна. Восточнее, в центральной и западной частях террейна распространены породы метатерригенно-карбонатного комплекса, сформированного на рубеже раннего и позднего докембрия (тейская серия). Среди позднедокембрийских отложений наиболее полно представлен разрез рифея общей мощностью не менее 15 км [Постельников, 1990; Ножкин и др., 2003б]. В начале неопротерозоя в связи с гренвильской орогенцией осадочные толщи были подвержены региональному метаморфизму низких давлений. Уровень регионального метаморфизма для нижних частей разреза достигает амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (тейская серия и нижние горизонты сухопитской серии, включая кординскую и горбилкокскую свиты), для большей части сухопитской, тунгусикской и ослянской серий — не превышает зеленосланцевой фации, а для чингасанской и чапской серий — не превышает пренит-пумпеллиитовой фации. Эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации картируются в составе зонально-метаморфических комплексов, относящихся к андалузит-силлиманитовому и кианит-силлиманитовому фациальным типам.

Изотопные датировки верхнепротерозойских отложений весьма ограничены, особенно в отношении метаморфических пород. Точных изотопных определений возраста зональных метаморфических комплексов андалузит-силлиманитового типа нет, но большинство исследователей предполагают генетическую связь этих процессов со становлением Тейского гранитогнейсового купола ~1000—950 млн лет назад [Волобуев и др., 1976; Ножкин и др., 1999, 2008], что соответствует эпохе гренвильской орогенции, проявившейся примерно в это же время и в других литосферных блоках азиатского континента [Ernst et al., 2008]. Современные U-Pb изотопные датировки, полученные с использованием SHRIMP-II по цирконам из гранитоидов тейского комплекса, указывают на возраст этих событий в интервале 880—865 млн лет [Vernikovskiy et al., 2007]. Недавно нами были получены первые Ar-Ar данные изотопного возраста биотитов из метапелитов кординской свиты сухопитской серии. Эти оценки с учетом скорости эксгумации пород указывают на то, что кульминационная стадия метаморфизма кианит-силлиманитового типа происходила не ранее 848—851 млн лет [Лиханов и др., 2007], т.е. повторный наложенный метаморфизм умеренных давлений имеет неопротерозойский возраст. По времени эти события могут соответствовать завершающей эпохе гренвильской орогенции [Туркина и др., 2007; Ножкин и др., 2008]. Отсутствие значительного временного разрыва между проявлениями процессов регионального метаморфизма низких давлений и наложенного метаморфизма умеренных давлений различных типов метаморфизма может свидетельствовать о последовательности этих событий. Сказанное согласуется с общей геологической историей развития Енисейского кряжа в докембрии, где формирование двух протяженных поясов гранитогнейсовых куполов с многочисленными роями пегматитовых жил и ореолами зональных метаморфических комплексов низких давлений связывается с аккреционно-коллизийными процессами на рубеже среднего и позднего рифея (~950—900 млн лет). В позднерифейское время рассматриваемая юго-западная территория Сибирского континента развивалась в режиме активной континентальной окраины, сменившемся на рубеже 870—850 млн лет орогенезом, что в конечном итоге привело к формированию складчато-надвигового пояса [Ножкин, 2004].

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АНГАРСКОГО, МАЯКОНСКОГО И ЧАПСКОГО УЧАСТКОВ

Ангарский участок расположен в междуречье Ангара—Белокопытовка—Татарка [Лиханов и др., 2006а]. Его опорные разрезы обнажены по правому берегу Ангара в пределах Татарской зоны смятия. В геологическом строении региона принимают участие верхнерифейские (1000—900 млн лет [Хабаров и др., 2004]) осадочно-метаморфические породы низких давлений, представленные ритмично переслаиваемыми кварцитами и филлитами свиты Сухого Хребта, относящейся к тунгусикской серии. В районе

исследования это преимущественно филлитовые сланцы $Qtz^* + Ms + Chl + Plm$ состава, образовавшиеся в условиях фации зеленых сланцев. Эти породы подверглись метаморфизму с повышением давления, в результате чего произошло образование новых кианитсодержащих метапелитовых ассоциаций. 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 установлены первые появления хлоритоида (видимая мощность 0.5—1 км) и кианита (мощность около 1.5—2 км). Судя по минеральным ассоциациям, породы второй зоны отвечают 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 неопротерозойского возраста (792—856 млн лет [Звягина, 1989]), выраженные в образовании кианита при замещении андалузита в метапелитах $St + Pl + Ms + Bt + Grt + Qtz$ состава [Лиханов и др., 2008б]. Результаты геотермобарометрии и вычисленные PT -тренды эволюции свидетельствуют о постепенном повышении давления при приближении к надвигу от 4.1 до 5.6 кбар при незначительном повышении температуры от 530 до 560 $^\circ C$, что свидетельствует о почти изотермическом погружении толщи пород при низком геотермическом градиенте — не более 10 $^\circ C/км$ [Лиханов и др., 2006а]. Эти данные согласуются с последовательностью смены минеральных парагенезисов на петрогенетической решетке для железисто-глиноземистых метапелитов [Лиханов, Ревердатто, 2005] и PT -диаграммой для типичных метапелитов [Федькин, 1970], где моновариантная минеральная ассоциация $Ky + St + Pl + Ms + Bt + Grt + Qtz$ в системе $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ устойчива до температур $\sim 590^\circ C$ при $P = 6$ кбар, причем с повышением железистости ставролита поле его стабильности сокращается в сторону уменьшения давления и температуры.

Маяконский участок находится в бассейнах рек Еруда и Чиримба [Лиханов и др., 2001], где среднерифейские (1350—1250 млн лет [Ножкин и др., 2003б; Ножкин, 2004]) осадочные породы кординской свиты испытали два этапа метаморфизма: низких и умеренных давлений. В районе исследования метапелиты низких давлений, представленные $Ms + Chl + Bt + Cld + And + Qtz + Plm \pm Crd$ минеральной ассоциацией, образовались в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации. Породы умеренных давлений, характеризующиеся ассоциацией $Ms + Chl + Bt + Qtz + Ky + St + Grt + Plm + Pl$ 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 метакarbonаты пенченгинской свиты. 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 надвигу: 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 $^\circ C$) [Likhonov et al., 2004]. Эти данные согласуются с вычисленными минеральными реакциями на изограде кианита, характеризующимися большими объемными и малыми энтропийными эффектами [Лиханов, Ревердатто, 2002]. Вычисленные PT -тренды эволюции подтверждают постепенное увеличение давления в метапелитах кординской свиты при приближении к надвигу на величину от 1 до 2.2 кбар без значительного повышения температуры (не более чем на $20 \pm 15^\circ C$), что может свидетельствовать о почти изотермическом погружении толщи пород при весьма низком геотермическом градиенте — не более 5—7 $^\circ C/км$. Для объяснения наблюдаемой метаморфической эволюции нами [Likhonov et al., 2004] была предложена тектоническая модель и сделаны необходимые теплофизические расчеты, учитывающие реальные физические параметры метапелитов и метакarbonатов, а именно радиоактивное тепловыделение и коэффициенты теплопроводности. Постепенное увеличение давления было обосновано тектоническим утолщением земной коры в зоне Панимбинского надвига, в результате чего метапелиты кординской свиты оказались перекрытыми метакarbonатами пенченгинской свиты мощностью 5—7 км. Отсутствие заметного увеличения температуры при надвиге объяснено особенностями поведения стационарных геотерм для различных типов пород с контрастными теплогенерирующими и теплофизическими свойствами [Likhonov 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 геологическом строении района исследований принимают

* Символы минералов: Alm — альмандин, Als — алюмосиликат, An — анортит, And — андалузит, Bt — биотит, Chl — хлорит, Cld — хлоритоид, Crd — кордиерит, Grs — гроссуляр, Grt — гранат, Ilm — ильменит, Ky — кианит, Ms — мусковит, Pl — плагиоклаз, Prp — пироп, Qtz — кварц, Sil — силлиманит, Sps — спессартин, St — ставролит.

участие нижнепротерозойские (1650—1500 млн лет [Волобуев и др., 1973]) осадочно-метаморфические образования тейской серии, слагающие Чапскую антиклиналь, шарнир которой погружается в северо-западном направлении под углом 15—30°. В ядре антиклинали обнажены 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 $Ms + Chl + Bt + Qtz + Pl$ и $And + St + Grt + Ms + Bt + Qtz + Chl$, образовались в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. С приближением к надвику 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 $Ky + St + Grt + Ms + Bt + Qtz + Pl + Sil$ с реликтами андалузита возникла в условиях фации кианитовых сланцев [Добрецов и др., 1974]. Ширина области распространения этих пород составляет 4—5 км и ограничена с востока надвигом северо-западного простирания. Параллельно шву надвига были выделены три метаморфические зоны, различающиеся особенностями структурно-вещественного преобразования метapelитов. Результаты геотермометрии свидетельствуют о постепенном повышении давления при приближении к надвику от исходных 3.9—4.9 до 5.5—5.8 кбар в зоне I метapelитов андалузит-силлиманитового типа пенченгинской свиты и свиты хр. Карпинского соответственно, до 6.7—7.4 кбар во внешней зоне II метapelитов кианит-силлиманитового типа и до 8.1—8.4 кбар во внутренней зоне III существенно кианитовых бластомилонитов кианит-силлиманитового типа. Небольшое повышение температуры (от 630 до 710 °C) при приближении к надвику свидетельствует о весьма низком геотермическом градиенте при метаморфизме. По сравнению с породами других регионов заангарской части Енисейского кряжа метapelиты Чапского участка отличаются более высокими величинами *PT*-параметров. 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 [Likhanov et al., 2001; Лиханов, 2003]. На максимальный рост давления указывает также химический состав зерен граната, краевые части которого существенно обогащены гроссуляровым миналом. Вычисленные *PT*-тренды эволюции подтверждают постепенное увеличение общего давления в метapelитах свиты хр. Карпинского с юго-запада на северо-восток по мере приближения к надвику, в среднем на 2.0—2.5 кбар при незначительном увеличении температуры, что может свидетельствовать о погружении пород при низком геотермическом градиенте — не более 12 °C/км [Лиханов и др., 2008б].

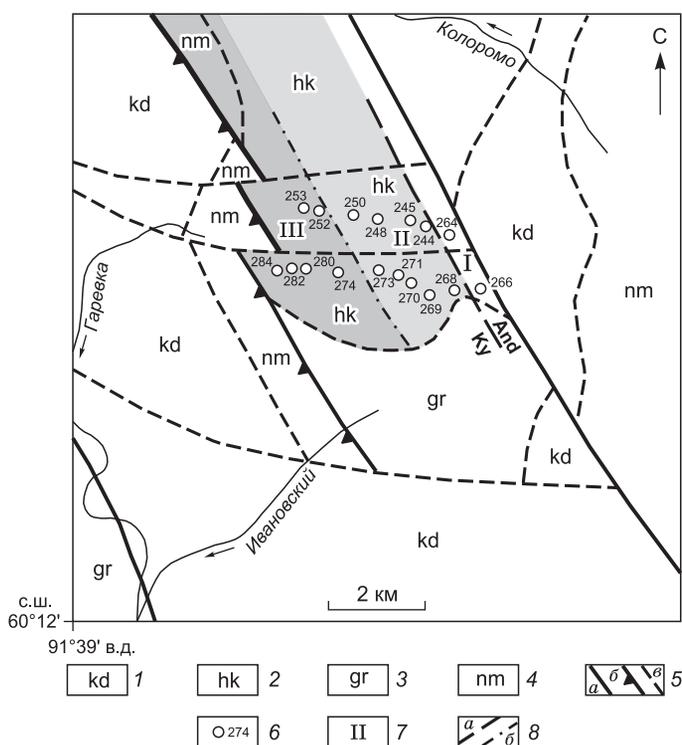
МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ГАРЕВСКОГО УЧАСТКА

Гаревский участок, выделенный в междуречье Чапа—Гаревка—Тис в районе горы Гаревский Полкан (рис. 2), принадлежит антиклинорию хр. Карпинского северо-западного простирания. В геологическом строении района исследований принимают участие регионально-метаморфические породы свиты хр. Карпинского с пологом (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. 2). В районе исследования наиболее удаленные от надвига метapelиты низких давлений, представленные минеральной ассоциацией $Ms + Chl + Bt + Cld + And + St + Qtz + Pl + Plm$, образовались в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. С приближением к надвику 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 $Ky + St + Grt + Ms + Bt + Qtz + Pl + Sil \pm Cld$ с реликтами андалузита возникла в условиях фации кианитовых сланцев [Добрецов и др., 1974]. По сравнению с породами других регионов заангарской части Енисейского кряжа метapelиты Гаревского участка отличаются более широким развитием хлоритоида и бластокатаклазитов с зональными сильно деформированными зернами граната. Ширина области распространения этих пород, ограниченная на востоке разломами северо-западного простирания, не превышает 4—5 км (см. рис. 2). В пределах этого ореола 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

Рис. 2. Схема геологического строения докембрийских метаморфических образований района горы Гаревский Полкан (Гаревский участок) (по [Качевский и др., 1998] с дополнениями и изменениями).

Осадочно-метаморфические образования: 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 blastsмилонитизированные (hk)); архейско-нижнепротерозойские нерасчлененные (3 — гаревская толща — гнейсы мезократовые и лейкократовые, 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 разломы (a), надвиги с зубцами в направлении падения (б) и второстепенные разломы (в); б — точки отбора образцов пород; 7 — зоны метapelитов андалузит-силлиманитового (I) и кианит-силлиманитового (II, III) типов метаморфизма; 8 — And-Ку изограда (a) и границы между зонами метapelитов кианит-силлиманитового метаморфизма (б).



изоградой кианита. Наиболее удаленные от надвига метapelиты сложены темно-серыми породами с мелко-среднезернистой лепидобластовой или лепидогранобластовой Ms-Chl-Bt-Qtz-Pl основной массой и выделяющимся на ее фоне крупными порфириобластами андалузита и мелкими — хлоритоида и ставролита. В шлифах зерна андалузита имеют четкий идиобластовый облик со структурами «хиастолитового креста» и «песочных часов» размером до 1 см в поперечнике, которые отражают распределения мелких включений графита. Ставролит образует мелкие (до 1—2 мм) хорошо ограненные зерна в матрице, в которых обычны микроскопические включения хлорита и мусковита. Идиоморфные призматические и таблитчатые кристаллы хлоритоида размером до 2—3 мм встречаются в непосредственном контакте с андалузитом и биотитом. Кварц образует изометричные, удлиненные или эллипсоидные зерна с ровными или зубчатыми очертаниями размером от 0.01 до 0.2 мм. Мусковит развит в виде одиночных чешуек от 0.03 до 0.1 мм в длину или в виде скоплений, располагающихся между зернами кварца. Биотит и хлорит встречается в виде чешуек до 0.1 мм в поперечнике. Плагиоклаз наблюдается в виде неправильных зерен до 0.07 мм в поперечнике или в зернах, удлиненных по плоскости сланцеватости. В качестве акцессорного минерала присутствует графит.

С приближением к надвику выделяются зоны наложенного метаморфизма умеренных давлений: внешняя (II) и внутренняя (III), различающиеся соотношением реликтовых и новообразованных минералов и степенью деформации пород. Общей структурной особенностью этих пород является развитие псевдоморфоз по андалузиту, состоящих преимущественно из Ky, St и Bt. Основная масса пород (матрикс) представлена ассоциацией Grt + St + Bt + Ms + Qtz + Pl ± Sil ± Cld ± Chl (без Ky и And). При приближении к надвику содержание андалузита в породах уменьшается вплоть до полного исчезновения на границе между II и III зонами, наряду с уменьшением содержаний ставролита, мусковита и увеличением количеств кианита и граната.

Зона II фиксируется по появлению в исходных породах нового минерального парагенезиса, включающего кианит и силлиманит. Породы этой зоны, представленные ассоциацией Ky + Sil + Grt + St + Ms + Bt + Qtz + Pl ± And ± Cld ± Chl, могут быть отнесены к кианит-силлиманит-ставролитовой субфации фации кианитовых сланцев [Добрецов и др., 1974]. Эта зона характеризуется частичной резорбцией порфириобластов андалузита, локально замещающихся по периферии Ky-St-Bt агрегатом. Квадратные и призматические поперечные сечения (в шлифах) катаклазированных зерен приобретают овальную или ромбовидную форму, причем длинные оси зерен ориентированы в направлении сланцеватости. Нуклеация и развитие разноориентированных призматических кристаллов и радиальных сноповидных агрегатов кианита приурочены к границам зерен и дефектам в структуре андалузита. Одновременно с развитием псевдоморфоз в породе происходят минеральные преобразования в основной массе: появляется силлиманит, представленный фибролитовым агрегатом и редко кристаллами призматического габитуса. Мелкоагрегатная минеральная масса, образующая основной матрикс породы, четко ориентирована по

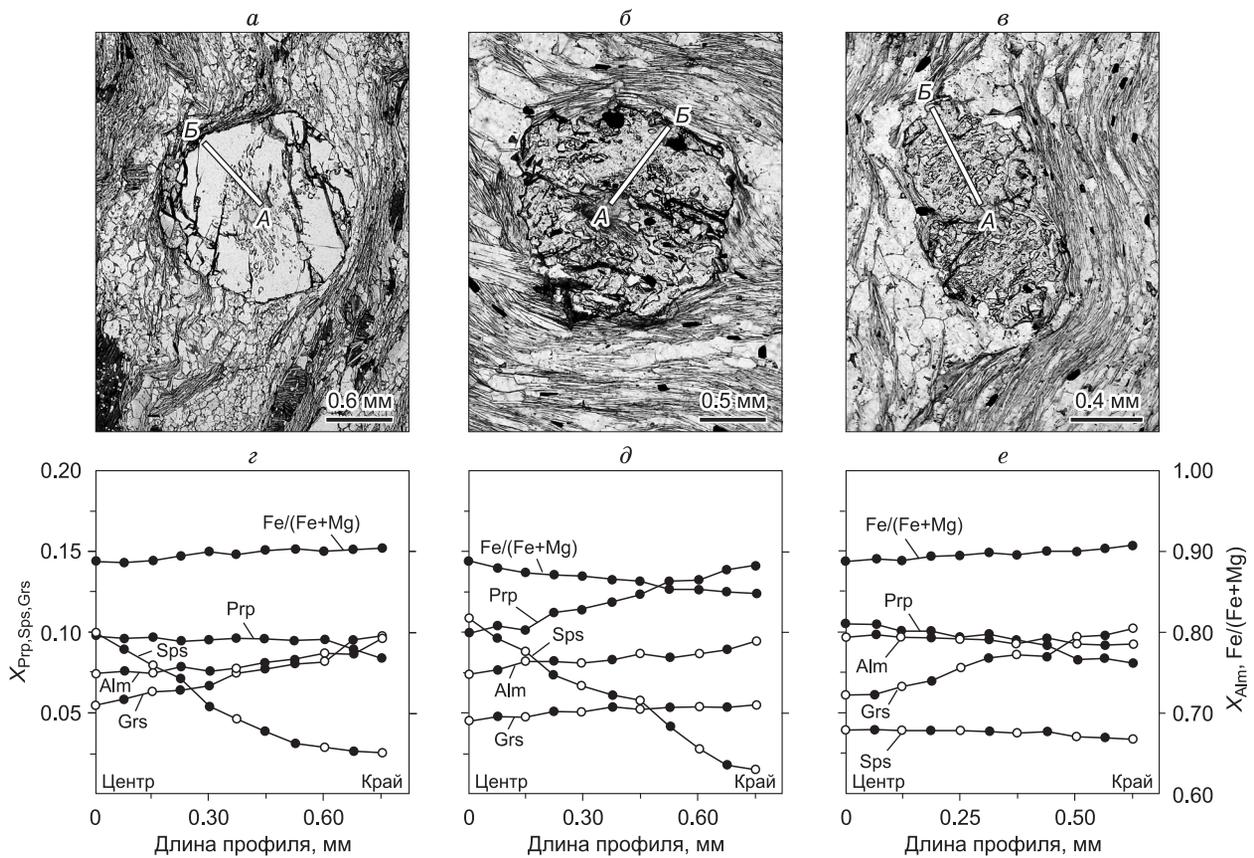


Рис. 3. Микрофотографии кристаллов граната в кварц-плагноклаз-мусковит-биотитовой основной массе

из образцов 280 (а), 282 (б) и 284 (в) метapelитов свиты хр. Карпинского и концентрационные профили (обр. 280 — з, обр. 282 — д, обр. 284 — е), построенные по линиям А—Б. Белыми кружками на профилях показаны составы гранатов, использованные для построения *PT*-трендов метаморфизма.

плоскости кливажа и вторичной сланцеватости и плавно «обтекает» замещенные зерна андалузита и гранатов. Ставролит образует два типа зерен: крупные хорошо ограненные порфиробласты (до 1.5 мм) и мелкие (0.03—0.1 мм) кристаллы. В крупных зернах ставролита обычны червеобразные включения кварца, создающие на поверхности узорчатый рисунок, а также мелкие реликтовые включения хлорита и биотита, захваченные в процессе роста ставролита на первой стадии метаморфизма (андалузит-силлиманитового типа). Для чешуек биотита и мусковита характерны полосы излома с нарушенными краями, закрученными в направлении вторичной сланцеватости. Мелкие зерна граната размером до 1.5 мм, растущие только в матрице, сохраняют идиоморфный облик и часто переполнены в центральной части включениями хлорита, мусковита и кварца, реже биотита и хлоритоида. Образование и рост модальных количеств кианита, силлиманита, биотита, ставролита и граната во II зоне сопровождалось одновременным уменьшением содержаний минералов метapelитов зоны I (хлоритоида, хлорита, мусковита и андалузита).

Зона III, непосредственно прилегающая к надвику (см. рис 2), отличается полной перекристаллизацией минерального вещества с образованием бластокатакlastических и бластомилонитовых структур. Во внешней части этой зоны полностью отсутствуют реликты андалузита и резко уменьшается содержание силлиманита; во внутренней части зоны кианит является практически единственным полиморфом Al_2SiO_5 . Псевдоморфозы ромбовидного облика повсеместно превращаются в линзы, ориентированные длинной осью вдоль сланцеватости; промежутки между ними в составе лепидогранобластовой основной массы выполняются структурами типа «теней давления» перекристаллизованного кварца. Породы этой зоны, представленные ассоциацией $Ky + St + Grt + Ms + Bt + Qtz + Ilm + Pl$, могут быть отнесены к кианит-ставролитовой субфации фации кианитовых сланцев [Добрецов и др., 1974]. В бластокатакlastитах зерна граната размером до 1.0 мм испытывают дробление и разрывы сплошности со смещением по крупным микрокливажным плоскостям, иногда образуют гелицитовые структуры типа «снежного кома». В отличие от хорошо ограненных кристаллов предыдущих зон, гранат в зоне III часто имеет форму сплюсну-

тых дисковидных порфиробластов (рис. 3, в), свидетельствующих о росте в условиях стресса [Passchier, Trouw, 1996]. В участках, прилегающих к надвигу, наблюдаются многочисленные признаки катаклаза, будинажа и разлинзования пород. Дополнительно на интенсивную деформацию указывают линзовидно-узловая текстура пород, жилы гранулированного кварца и уменьшение зернистости минералов.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ГАРЕВСКОГО УЧАСТКА

Ранее детальными реконструкциями состава и природы протолита железисто-глиноземистых метапелитов свиты хр. Карпинского с использованием геохимических данных по распределению главных и редких элементов в этих породах было установлено, что они представляют собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания каолинитового типа [Likhanov, Reverdatto, 2008; Лиханов и др., 2006б, 2008а].

Химический состав минеральных фаз в метапелитах Гаревского участка установлен с помощью рентгеноспектрального микроанализатора Jeol JXA-8100 в ИГМ СО РАН (Новосибирск). Полученные результаты представлены в табл. 1. Присутствие графита и практически чистого ильменита в каждой породе означает, что окислительный потенциал был низок и содержание Fe^{3+} в структурных формулах железосодержащих фаз незначительно [Holdaway et al., 1988; Likhanov et al., 1994]. В соответствии с этим уточнением вычислялась минеральная стехиометрия (см. табл. 1). Ниже приведены основные закономерности изменения химических составов порообразующих минералов.

Химический состав *андалузита*, *кианита* и *силлиманита* близок к чистому Al_2SiO_5 (в пределах чувствительности микрозонда) с очень малой примесью Fe (≤ 0.01 атомов на формульную единицу).

Большинство *гранатов* из изученных образцов имеют сходные компонентные составы, варьирующие в узком интервале Alm_{72-81} , Prp_{8-14} , Grs_{4-10} и в несколько более широком диапазоне Sps_{1-13} с незначительным изменением железистости ($X_{\text{Fe}} = 0.85\text{—}0.90$). При этом гранаты, отобранные из образцов зоны III, имеют повышенные содержания гроссулярового и пониженные количества спессартинового компонентов. Прогрессивный характер зональности гранатов определяется постепенным увеличением содержания гроссулярового и уменьшением спессартинового компонентов от центра зерен к краю при практически постоянном содержании альмандинового и пиропового компонентов (см. табл. 1, рис. 3). По сравнению с гранатами из других проявлений коллизионного метаморфизма Енисейского кряжа, состав которых варьирует от Alm_{73-76} , Prp_{6-8} , Sps_{8-15} , Grs_{2-6} для Ангарского участка, Alm_{83-85} , Prp_{7-9} , Sps_{3-7} , Grs_{4-8} для Маяконского участка и до Alm_{70-73} , Prp_{9-13} , Sps_{6-14} , Grs_{5-11} для Чапского участка, гранаты из пород Гаревского участка занимают промежуточное положение по содержанию всех минералов между составами гранатов из Чапского и Маяконского участков.

Ставролит химически однороден во всех образцах с небольшими вариациями железистости ($X_{\text{Fe}} = 0.83\text{—}0.90$), содержания MnO (0.11—0.38 мас.%) и более существенными колебаниями содержания ZnO (0.18—0.99 мас.%).

Хлоритоид незонален, с незначительной вариацией железистости $X_{\text{Fe}} = 0.83\text{—}0.88$.

Биотит незонален, химический состав его зерен в контакте с гранатом и на удалении от него идентичен. Наиболее железистые биотиты ($X_{\text{Fe}} = 0.63\text{—}0.68$) встречаются в метапелитах, расположенных непосредственно вблизи надвига и на границе между II и III зонами.

Для *мусковитов* характерны слабые вариации содержания селадонитового компонента ($(\text{Mg} + \text{Fe})/(\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Al}^{\text{VI}}) = 0.04\text{—}0.07$) и более значительные изменения парагонитовой составляющей ($X_{\text{Na}} = 0.06\text{—}0.15$).

Состав *плагиоклаза* меняется от олигоклаза $X_{\text{An}} = 0.25\text{—}0.28$ в наиболее удаленных от надвига метапелитах зоны I до андезина $X_{\text{An}} = 0.33\text{—}0.45$ в прилегающих к надвигу породах из зоны III. В этих породах минерал обнаруживает нормальную зональность с более анортитовым ядром ($X_{\text{An}} = 0.41$) по сравнению с каймой ($X_{\text{An}} = 0.33$).

Хлорит химически однороден во всех образцах с незначительной вариацией железистости $X_{\text{Fe}} = 0.59\text{—}0.66$.

Состав *ильменита* близок к стехиометрической формуле с постоянным содержанием Mn (0.01 атомов на формульную единицу).

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА МЕТАПЕЛИТОВ ГАРЕВСКОГО УЧАСТКА

Геотермобарометрия. Для метаморфических пород свиты хр. Карпинского, характеризующихся отсутствием минеральных ассоциаций с гранатом, давления определялись с помощью двух модификаций Bt-Ms-Chl геобарометра [Powell, Evans, 1983; Bucher-Nurminen, 1987]. Оценки температур были получены с использованием калибровки и соответствующей модели смешения [Green, Usdansky, 1986a] для Pl-Ms геотермометра [Green, Usdansky, 1986b]. Для независимого контроля температуры эти значения

Таблица 1. Химический состав (мас.%) и структурные формулы минералов в метанелитах

Компо- нент	Гранат													
	244	245	250	252	253	269	271	274	280ц	280	282ц	282	284ц	284
SiO ₂	37.68	37.25	37.76	37.01	37.85	37.75	36.57	35.98	36.05	37.98	36.53	37.14	37.94	37.63
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.04	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.42
Al ₂ O ₃	20.75	21.60	20.92	20.89	19.98	20.75	20.86	20.48	20.64	19.94	20.48	20.94	19.92	19.45
FeO	32.22	33.00	33.01	33.39	37.13	31.31	31.96	32.26	32.64	36.18	33.04	36.31	36.22	34.82
MnO	5.75	4.23	4.20	2.90	0.55	5.61	5.42	2.79	4.35	1.15	4.71	0.63	1.75	1.44
MgO	2.68	2.76	2.65	3.23	2.25	2.68	3.06	3.18	2.41	2.15	2.45	3.71	2.72	2.03
CaO	1.72	2.52	2.44	3.15	3.08	1.83	1.52	3.34	1.89	3.47	1.56	2.02	2.18	3.58
Сумма	100.8	101.4	101.0	100.7	100.9	100.1	99.49	98.15	98.07	100.9	98.85	100.8	100.8	99.41
							12(O)							
Si	3.000	2.966	3.016	2.968	3.043	3.036	2.970	2.958	2.978	3.051	2.997	2.973	3.049	3.062
Ti	0.00	0.00	0.00	0.002	0.001	0.002	0.00	0.003	0.00	0.001	0.00	0.00	0.00	0.026
Al	1.965	2.027	1.969	1.974	1.893	1.967	2.000	1.984	2.009	1.888	1.980	1.975	1.887	1.865
Fe	2.250	2.197	2.205	2.239	2.496	2.106	2.170	2.218	2.255	2.430	2.267	2.430	2.434	2.369
Mn	0.219	0.285	0.284	0.197	0.037	0.382	0.370	0.194	0.305	0.078	0.327	0.043	0.119	0.099
Mg	0.362	0.328	0.315	0.386	0.270	0.322	0.370	0.389	0.297	0.257	0.300	0.442	0.326	0.246
Ca	0.216	0.215	0.208	0.271	0.265	0.158	0.130	0.294	0.167	0.299	0.137	0.173	0.188	0.312
X _{Alm}	0.738	0.726	0.732	0.724	0.813	0.710	0.714	0.717	0.746	0.793	0.748	0.787	0.794	0.783
X _{Prp}	0.119	0.108	0.105	0.125	0.088	0.108	0.122	0.126	0.098	0.084	0.099	0.143	0.106	0.081
X _{Grs}	0.071	0.071	0.069	0.088	0.086	0.053	0.043	0.095	0.055	0.097	0.045	0.056	0.061	0.103
X _{Sps}	0.072	0.094	0.094	0.064	0.012	0.129	0.122	0.062	0.101	0.026	0.108	0.014	0.039	0.033
X _{Fe}	0.861	0.870	0.893	0.853	0.902	0.867	0.854	0.851	0.884	0.904	0.883	0.846	0.882	0.906
Компо- нент	Плагиоклаз													
	244	245	250	252	253	269	271	274	280ц	280	282ц	282	284ц	284
SiO ₂	56.80	57.12	57.84	57.11	59.01	60.95	60.99	57.07	57.18	58.62	57.19	61.32	57.14	59.34
Al ₂ O ₃	26.83	26.79	26.07	26.77	25.70	24.15	24.04	26.70	26.50	25.92	26.51	23.99	26.81	25.52
FeO	0.04	0.07	0.07	0.06	0.14	0.10	0.00	0.15	0.16	0.08	0.11	0.12	0.09	0.12
CaO	9.00	9.01	8.02	9.02	7.17	6.03	5.93	8.80	8.82	7.32	6.41	5.29	8.89	6.87
Na ₂ O	6.79	6.93	7.52	6.95	7.44	7.94	8.14	6.01	7.14	7.39	8.05	8.48	7.04	7.58
K ₂ O	0.09	0.10	0.08	0.04	0.11	0.12	0.11	0.06	0.07	0.08	0.13	0.24	0.05	0.18
Сумма	99.63	99.99	99.61	99.98	99.57	99.35	99.22	98.95	99.87	99.41	98.41	99.74	99.98	99.40
							8(O)							
Si	2.56	2.57	2.60	2.57	2.64	2.73	2.73	2.58	2.58	2.63	2.70	2.75	2.56	2.72
Al	1.43	1.42	1.38	1.42	1.36	1.27	1.27	1.42	1.41	1.37	1.30	1.26	1.42	1.28
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	0.44	0.43	0.39	0.43	0.34	0.29	0.28	0.43	0.42	0.35	0.31	0.25	0.43	0.28
Na	0.59	0.60	0.66	0.60	0.65	0.69	0.71	0.53	0.62	0.64	0.69	0.72	0.61	0.70
K	0.005	0.005	0.004	0.003	0.006	0.007	0.006	0.004	0.004	0.004	0.008	0.012	0.003	0.010
X _{An}	0.42	0.42	0.37	0.42	0.34	0.30	0.29	0.45	0.40	0.35	0.30	0.26	0.41	0.28

Компо- нент	Биогит																			
	244	245	250	252	253	269	271	274	280ц	280	282ц	282	284ц	284	268	270	273	248	264	266
SiO ₂	35.41	35.48	35.71	35.80	34.11	34.98	34.89	35.21	35.51	34.02	35.58	35.11	35.49	34.12	33.73	35.13	33.75	34.52	33.74	34.61
TiO ₂	1.16	2.97	2.54	1.36	1.60	1.96	1.86	1.12	2.62	1.53	2.59	1.82	2.58	1.51	1.37	1.76	1.36	1.52	1.37	3.14
Al ₂ O ₃	19.13	19.77	19.21	19.31	18.84	19.55	19.90	19.16	19.27	18.42	19.15	19.73	19.16	18.17	19.46	19.70	19.45	19.77	19.47	18.02
FeO	18.26	19.15	19.07	18.62	24.81	18.92	18.85	17.96	19.28	25.81	19.30	18.92	19.29	25.93	20.87	18.87	20.84	23.50	20.88	18.58
MnO	0.08	0.15	0.07	0.03	0.09	0.03	0.05	0.11	0.07	0.08	0.08	0.05	0.06	0.07	0.08	0.05	0.09	0.06	0.08	0.09
MgO	10.27	9.79	10.39	10.21	8.27	9.71	9.74	1.039	8.72	8.64	8.74	10.34	8.75	8.24	8.26	10.37	8.23	6.22	8.24	8.89
Na ₂ O	0.22	0.37	0.19	0.22	0.11	0.27	0.23	0.19	0.11	0.10	0.14	0.20	0.09	0.09	0.16	0.21	0.19	0.17	0.15	0.14
K ₂ O	9.24	9.01	9.31	9.04	8.27	9.13	8.83	9.31	9.32	8.19	9.29	8.48	9.34	8.21	8.24	8.38	8.25	8.28	8.27	9.47
Сумма	94.02	95.93	95.02	94.70	96.10	94.56	94.34	93.50	94.80	96.79	94.47	94.60	94.76	96.34	92.24	94.49	92.19	94.20	92.21	92.94

II(O)

Si	2.718	2.640	2.720	2.722	2.633	2.674	2.666	2.713	2.710	2.622	2.714	2.668	2.708	2.634	2.665	2.673	2.663	2.696	2.666	2.704
Ti	0.067	0.170	0.140	0.078	0.093	0.113	0.107	0.065	0.150	0.088	0.148	0.104	0.148	0.088	0.081	0.101	0.081	0.089	0.081	0.185
Al ^{IV}	1.282	1.360	1.280	1.278	1.367	1.326	1.334	1.287	1.290	1.378	1.286	1.332	1.292	1.357	1.335	1.327	1.337	1.304	1.334	1.296
Al ^{VI}	0.448	0.380	0.440	0.452	0.348	0.435	0.458	0.453	0.436	0.295	0.436	0.436	0.432	0.302	0.477	0.440	0.472	0.515	0.480	0.364
Fe	1.172	1.190	1.210	1.184	1.602	1.209	1.205	1.158	1.231	1.663	1.231	1.203	1.231	1.680	1.379	1.200	1.394	1.534	1.380	1.194
Mn	0.005	0.010	0.004	0.002	0.006	0.002	0.003	0.007	0.005	0.005	0.005	0.003	0.004	0.005	0.006	0.003	0.006	0.004	0.005	0.006
Mg	1.175	1.090	1.010	1.157	0.952	1.107	1.109	1.193	0.992	0.992	0.994	1.171	0.995	0.952	0.972	1.176	0.968	0.724	0.971	1.030
Na	0.033	0.060	0.020	0.033	0.017	0.040	0.034	0.029	0.016	0.007	0.021	0.029	0.014	0.014	0.025	0.031	0.029	0.026	0.023	0.022
K	0.922	0.860	0.910	0.876	0.814	0.890	0.861	0.915	0.907	0.804	0.904	0.822	0.910	0.812	0.831	0.813	0.831	0.825	0.834	0.944
X _{Fe}	0.50	0.52	0.55	0.51	0.63	0.52	0.52	0.49	0.55	0.63	0.55	0.51	0.55	0.64	0.59	0.51	0.59	0.68	0.59	0.53
X _{Am}	0.41	0.42	0.43	0.41	0.53	0.42	0.42	0.40	0.44	0.55	0.44	0.41	0.44	0.56	0.47	0.41	0.47	0.54	0.47	0.43
X _{Phl}	0.41	0.38	0.36	0.40	0.32	0.39	0.39	0.42	0.35	0.33	0.35	0.40	0.35	0.31	0.33	0.40	0.33	0.25	0.33	0.37

Мусковит

Компо- нент	Мусковит																			
	244	245	250	252	253	269	271	274	280ц	280	282ц	282	284ц	284	268	270	273	248	264	266
SiO ₂	46.45	47.80	47.75	47.29	47.08	46.84	49.11	47.47	46.30	46.57	47.90	47.61	49.70	47.30	47.46	48.71	50.38	49.51	47.47	45.91
TiO ₂	0.81	0.96	0.39	0.56	0.71	0.70	0.18	0.77	0.75	0.36	0.11	0.95	0.52	0.85	1.06	0.35	0.38	0.37	1.06	0.52
Al ₂ O ₃	35.85	36.00	36.63	35.91	35.30	35.26	36.77	35.50	35.22	35.82	36.17	36.18	36.55	36.65	34.61	35.47	35.28	35.59	34.62	35.94
FeO	1.34	1.36	0.88	1.22	1.16	0.98	0.93	1.28	1.20	1.04	0.83	0.85	1.09	0.85	0.87	1.08	1.15	1.06	0.88	1.05
MgO	0.35	0.41	0.47	0.40	0.51	0.52	0.44	0.54	0.42	0.35	0.39	0.58	0.40	0.53	0.68	0.80	0.83	0.70	0.69	0.61
Na ₂ O	0.45	0.36	0.56	1.08	0.72	0.83	0.83	0.75	0.83	1.12	0.49	0.35	0.71	0.32	0.36	0.61	0.57	0.61	0.35	0.72
K ₂ O	10.12	8.68	9.42	9.93	10.26	10.31	8.73	10.31	10.17	9.50	7.85	7.51	8.36	7.53	8.90	8.62	8.55	8.59	8.91	10.21
Сумма	95.36	95.57	96.09	96.40	95.76	95.44	97.16	96.62	94.94	94.78	94.16	94.05	97.43	94.07	93.99	95.71	97.26	96.51	93.98	94.96

II(O)

Si	3.078	3.124	3.111	3.098	3.108	3.103	3.150	3.108	3.088	3.094	3.152	3.129	3.170	3.109	3.154	3.172	3.221	3.192	3.154	3.058
Ti	0.040	0.047	0.019	0.027	0.035	0.035	0.008	0.038	0.037	0.018	0.005	0.047	0.025	0.042	0.053	0.017	0.018	0.018	0.053	0.026
Al ^{IV}	0.922	0.876	0.889	0.902	0.892	0.897	0.850	0.892	0.912	0.906	0.848	0.871	0.830	0.891	0.846	0.828	0.779	0.808	0.846	0.942
Al ^{VI}	1.877	1.897	1.924	1.870	1.855	1.856	1.930	1.847	1.856	1.898	1.957	1.932	1.918	1.948	1.864	1.894	1.880	1.897	1.864	1.880

Компо- нент	Мусковит											280	282	284	288	292	296	300	304	308	312	316	320	324	328	332
	244	245	250	252	253	269	271	274	280	282	284															
Fe	0.074	0.074	0.048	0.067	0.064	0.054	0.050	0.070	0.067	0.058	0.046	0.047	0.058	0.047	0.049	0.059	0.061	0.057	0.049	0.058						
Mg	0.034	0.040	0.046	0.039	0.050	0.051	0.042	0.053	0.042	0.035	0.038	0.056	0.038	0.052	0.068	0.078	0.079	0.067	0.068	0.060						
Na	0.057	0.046	0.071	0.137	0.092	0.106	0.103	0.095	0.107	0.144	0.062	0.044	0.088	0.041	0.047	0.077	0.071	0.076	0.047	0.093						
K	0.856	0.724	0.783	0.830	0.864	0.872	0.714	0.861	0.865	0.805	0.659	0.630	0.681	0.631	0.754	0.717	0.697	0.706	0.754	0.868						
X _K	0.938	0.940	0.917	0.858	0.904	0.892	0.874	0.901	0.890	0.848	0.914	0.935	0.886	0.939	0.941	0.903	0.908	0.903	0.942	0.903						
X _{AlVI}	0.927	0.922	0.945	0.934	0.926	0.930	0.948	0.920	0.927	0.945	0.956	0.928	0.941	0.933	0.916	0.925	0.922	0.930	0.915	0.929						
X _{Na}	0.062	0.060	0.083	0.142	0.096	0.108	0.126	0.099	0.110	0.152	0.086	0.065	0.114	0.061	0.059	0.097	0.092	0.097	0.060	0.097						
X _{Fe}	0.037	0.036	0.024	0.033	0.032	0.027	0.025	0.035	0.033	0.029	0.022	0.023	0.028	0.022	0.024	0.029	0.030	0.028	0.025	0.029						
X _{Mg}	0.806	0.799	0.819	0.748	0.775	0.771	0.790	0.763	0.765	0.757	0.604	0.809	0.763	0.817	0.790	0.773	0.772	0.804	0.790	0.779						
X _{Pg}	0.053	0.051	0.074	0.124	0.082	0.093	0.114	0.084	0.095	0.136	0.079	0.056	0.098	0.053	0.050	0.083	0.078	0.084	0.050	0.084						

Компо- нент	Хлорит				Хлоритгонд				Ставролит				And	Ку	Sil	Ilm							
	248	268	270	273	264	266	270	273	264	266	270	273					271	283	282	253	244		
SiO ₂	22.52	23.57	24.29	23.34	23.32	24.51	24.42	24.48	24.77	24.43	24.43	24.48	24.42	24.41	24.43	28.38	28.16	28.03	36.99	225	282	253	244
TiO ₂	0.05	0.01	0.03	0.04	0.06	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.52	0.13	0.10	0.10	36.99	0.00	0.00	0.38
Al ₂ O ₃	22.48	23.17	24.13	22.68	23.41	22.43	41.21	40.03	40.24	39.75	39.75	40.03	39.81	39.81	39.75	54.74	54.19	54.88	62.94	62.94	62.94	62.33	0.11
FeO	31.66	30.28	28.48	31.31	27.42	29.40	24.14	24.81	25.51	24.54	24.80	24.31	24.81	24.80	24.54	13.00	13.44	12.61	0.22	0.22	0.22	0.24	48.48
MnO	0.39	0.31	0.21	0.31	0.13	0.11	0.97	0.58	0.72	0.51	0.59	0.61	0.58	0.59	0.51	0.28	0.11	0.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25
MgO	9.22	10.61	10.90	10.45	11.18	10.53	1.77	2.37	2.12	2.37	2.37	2.73	2.37	2.37	2.23	1.49	0.84	0.91	0.02	0.02	0.08	0.08	0.06
Na ₂ O	0.04	0.05	0.03	0.01	0.14	0.01	0.04	0.07	0.08	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00
K ₂ O	0.01	0.02	0.07	0.04	0.05	0.02	0.01	0.00	0.04	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.51	0.18	0.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	86.41	88.04	88.26	88.19	85.80	87.05	92.48	92.24	93.60	91.52	92.06	92.24	92.07	92.06	91.52	98.98	97.05	97.91	100.2	100.2	100.3	100.6	99.58

Компо- нент	14(O)				12(O)				48(O)				5(O)	3(O)	
	2.51	2.55	2.58	2.54	2.01	2.03	2.03	2.04	2.04	2.03	2.04	2.04			2.04
Si	2.51	2.55	2.58	2.54	2.01	2.03	2.03	2.04	2.04	2.03	2.04	2.04	2.04	8.10	1.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.95	2.95	3.02	2.90	4.01	3.91	3.91	3.90	3.90	3.91	3.90	3.92	3.92	18.58	0.96
Fe	2.96	2.74	2.53	2.84	1.67	1.73	1.69	1.75	1.75	1.73	1.72	1.72	1.72	18.69	1.97
Mn	0.04	0.03	0.02	0.03	0.07	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.07	3.04	0.00
Mg	1.54	1.71	1.73	1.69	0.22	0.30	0.34	0.26	0.26	0.29	0.28	0.28	0.36	0.10	0.01
Na	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.10	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.39	0.00
K	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00
X _{Fe}	0.66	0.62	0.59	0.63	0.88	0.85	0.83	0.87	0.87	0.85	0.85	0.86	0.86	0.86	0.00

Примечание. $X_{Alm} = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca})$, $X_{Pg} = \text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca})$, $X_{Sps} = \text{Mn}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca})$, $X_{Grs} = \text{Ca}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca})$, $X_{An} = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$, $X_{Fe} = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$, $X_{Alm} = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ti} + \text{Al}^{VI})$, $X_{Pg} = \text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ti} + \text{Al}^{VI})$, $X_{Sps} = \text{Al}^{VI}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ti} + \text{Al}^{VI})$, $X_{Grs} = \text{Na}/(\text{Na} + \text{K})$, $X_{An} = (\text{X}_{Al^{VI}})^2$, $X_{Pg} = (\text{X}_{Na}) \cdot (\text{X}_{Al^{VI}})$. Суммарное железо приведено в форме FeO, 0.00 — ниже уровня обнаружения микрозонда. Структурные формулы минералов рассчитаны на фиксированное количество атомов кислорода, обозначенное как n(O); ц — центральные части зерен для зональных минералов, для биотита — состав включений биотита внутри центральных частей граната.

сопоставлялись с оценками температур, полученных с помощью эмпирических калибровок Bt-Ms геотермометра [Hoisch, 1989] и Chl-Cld геотермометра [Vidal et al., 1999].

Для гранатсодержащих пород максимальные температуры и давления определялись с использованием калибровок и соответствующих моделей смешения [Hodges, Spear, 1982] для Grt-Bt геотермометра [Ferry, Spear, 1978] и Grt-Bt-Ms-Pl геобарометра [Ghent, Stout, 1981] с модификацией [Hodges, Crowley, 1985]. Для независимого контроля температуры эти значения сопоставлялись с оценками температур, полученных с помощью трех калибровок для Grt-Bt геотермометра [Perchuk, Lavrent'eva, 1983; Kleeman, Reinhardt, 1994; Kaneko, Miyano, 2004], и упомянутого выше Pl-Ms [Green, Usdansky, 1986b] геотермометра. Контроль оценок давления осуществлялся с использованием калибровки и соответствующей модели смешения [Hoisch, 1991] для Grt-Bt-Ms-Pl геобарометра [Hoisch, 1990].

Величины *PT*-параметров этих пород были вычислены при совместном использовании геотермометров и геобарометров в пакете MATHEMATICA 5.0 с помощью процедуры NullSpace [Wolfram, 2003]. Результаты геотермобарометрии приведены в табл. 2 и на рис. 4. Ошибки определения *PT*-параметров при совместном использовании Grt-Bt геотермометра [Ferry, Spear, 1978] и Grt-Bt-Ms-Pl геобарометра [Hodges, Crowley, 1985], вычисленные с учетом аналитических погрешностей микрозондовых определений и энтальпии реакций использованных геотермобарометров, не превышают ± 30 °C по температуре и ± 0.5 кбар по давлению [Likhanov et al., 2004]. Величины ошибок не превышают часто цитируемых в литературе погрешностей геотермобарометров [Hodges, McKenna, 1987; Kohn, Spear, 1991]. Полученные данные свидетельствуют о постепенном повышении давления при приближении к надвигу от исходных 4.0—4.5 кбар в зоне I метapelитов андалузит-силлиманитового типа, до 5.0—6.0 кбар во внешней зоне II метapelитов кианит-силлиманитового типа и до 6.0—7.3 кбар во внутренней зоне III существенно кианитовых blastomylonитов кианит-силлиманитового типа. Небольшое повышение температуры (от 575 до 645 °C) при приближении к надвигу свидетельствует о весьма низком геотермическом градиенте при метаморфизме — не более 8—9 °C/км. По сравнению с другими регионами Заангарья эти породы отличаются промежуточными величинами *PT*-параметров — в интервале между максимальными оценками температур и давлений для Чапского и Маяконского участков.

Для оценки достоверности результатов геотермобарометрии эти значения с учетом точности определений сопоставлялись с оценками *PT*-условий, полученных при использовании программы

Таблица 2. Оценки *PT*-условий регионального и коллизийного метаморфизма в районе горы Гаревский Полкан (расположение зон см. на рис. 2)

№ обр.	<i>T</i> , °C									<i>P</i> , кбар				
	[1]	[2]	[3]	[4]	[5]	[6]	[7]	[8]	[9]	[10]	[11]	[12]	[13]	[9]
Зона I														
264	—	—	—	—	556	565	559	560	578 ± 19	—	—	4.2—4.5	4.1—4.4	4.1 ± 1.1
266	—	—	—	—	572	557	556	562	581 ± 20	—	—	4.0—4.3	4.2—4.5	4.4 ± 1.2
Зона II														
244	575	574	582	607	—	—	569	581	—	5.04	4.55	—	—	—
245	581	565	582	620	—	—	574	585	—	5.05	4.62	—	—	—
248	—	—	—	—	587	606	—	596	602 ± 14	—	—	5.2—5.4	5.9—6.1	5.5 ± 1.4
250	596	575	571	623	—	—	594	592	—	5.56	5.04	—	—	—
268	—	—	—	—	601	576	—	588	585 ± 46	—	—	4.6—4.8	5.0—5.2	5.1 ± 1.2
269	573	578	587	611	—	—	582	586	590 ± 13	4.98	4.65	—	—	5.7 ± 0.3
270	—	—	—	—	608	578	—	593	—	—	—	4.8—5.0	5.4—5.6	—
271	608	581	607	641	—	—	595	606	601 ± 61	5.11	4.55	—	—	5.6 ± 0.9
273	—	—	—	—	578	610	—	594	—	—	—	5.1—5.3	5.8—6.0	—
Зона III														
252	617	587	605	626	—	—	609	609	591 ± 13	6.25	6.05	—	—	5.7 ± 0.8
253	621	604	611	614	—	—	616	613	629 ± 14	6.48	6.77	—	—	6.7 ± 0.6
274	600	585	592	622	—	—	606	601	608 ± 48	6.01	6.07	—	—	6.4 ± 1.7
280	620	605	607	623	—	—	624	616	610 ± 15	6.50	7.18	—	—	6.4 ± 0.3
282	624	591	617	662	—	—	629	625	639 ± 35	6.89	6.53	—	—	6.8 ± 0.8
284	645	611	613	637	—	—	642	630	646 ± 15	7.28	7.80	—	—	7.7 ± 0.3

Примечание. Геотермометры: [1] — Grt-Bt [Ferry, Spear, 1978], [2] — Grt-Bt [Kleeman, Reinhardt, 1994], [3] — Grt-Bt [Perchuk, Lavrent'eva, 1983], [4] — Grt-Bt [Kaneko, Miyano, 2004], [5] — Chl-Cld [Vidal et al., 1999], [6] — Bt-Ms [Hoisch, 1989], [7] — Pl-Ms [Green, Usdansky, 1986], [8] — среднее по использованным геотермометрам, [9] — результаты, полученные с применением программы THERMOCALC [Powell, Holland, 1994], представленные с доверительным интервалом $\pm 2\sigma$. Геобарометры: [10] — Grt-Bt-Ms-Pl [Hodges, Crowley, 1985], [11] — Grt-Bt-Ms-Pl [Hoisch, 1990], [12] — Bt-Ms-Chl [Powell, Evans, 1983], [13] — Bt-Ms-Chl [Bucher-Nurminen, 1987].

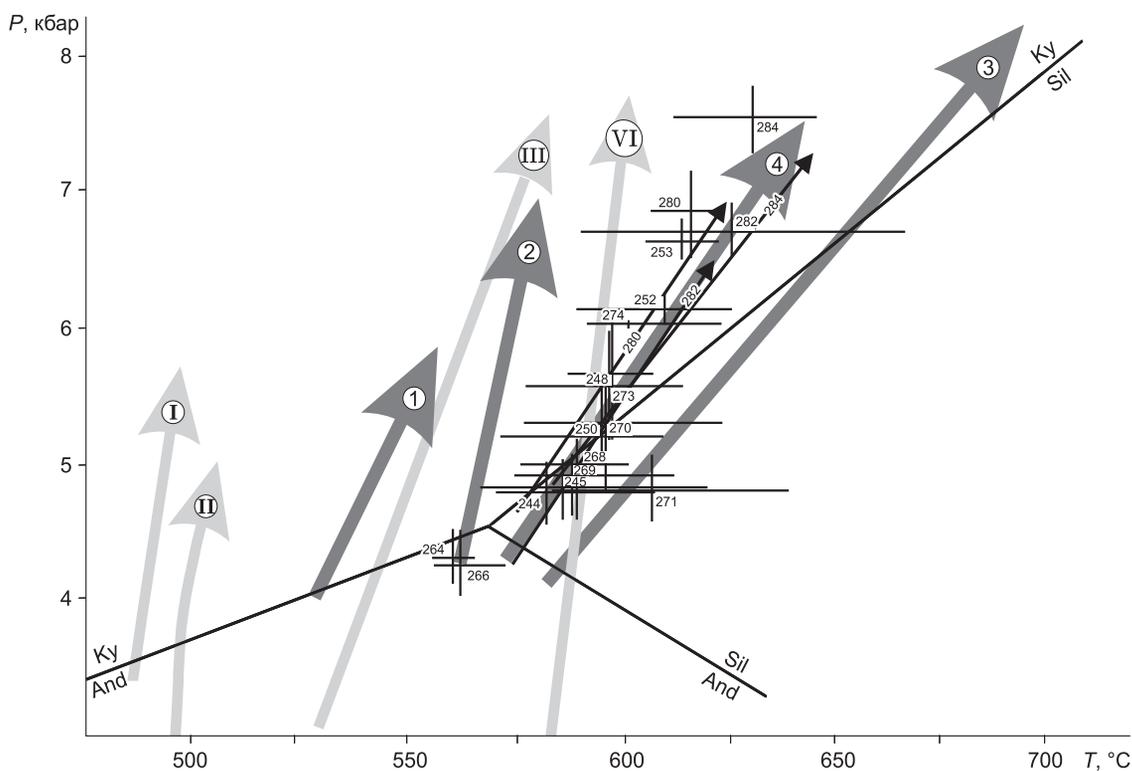


Рис. 4. *P*-*T*-условия и тренды метаморфизма для метapelитов района горы Гаревский Полкан в сравнении с *P*-*T*-эволюцией коллизионного метаморфизма в других регионах с надвиговой тектоникой.

Для каждого образца показаны средние значения *P*-*T*-параметров (крестом) и их разброс, полученные по разным геотермобарометрам (см. табл. 2) без учета их погрешности. Цифры у крестов соответствуют номерам образцов из табл. 2. Направления *P*-*T*-трендов, построенных по зональным метаморфическим минералам из образцов 280, 282 и 284, показаны тонкими черными стрелками от центра зерен граната к краю. 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 — Маяковский участок, Енисейский кряж [Likhanov et al., 2004], 3 — Чапский участок, Енисейский кряж [Лиханов и др., 2008б], 4 — Гаревский участок, Енисейский кряж (настоящая работа). Римские цифры на *P*-*T*-траекториях, обозначенных светло-серыми стрелками, соответствуют другим метаморфическим комплексам с установленными проявлениями непосредственного замещения андалузита кианитом: I — Беллоу Фоллз, Аппалачи, США [Spear 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]. Координаты тройной точки и линии моновариантных равновесий полиморфов Al_2SiO_5 по [Holland, Powell, 1985].

THERMOCALC [Powell, Holland, 1994] с внутренне согласованной термодинамической базой данных и моделями смешения [Holland, Powell, 1998]. Полученные результаты показывают неплохую сходимость (см. табл. 2) в пределах точности использованных геотермобарометров: $T = \pm 50$ °C и $P = \pm 1$ кбар [Kohn, Spear, 1991; Essene, 1989; Spear, 1989].

***P*-*T*-тренды метаморфизма** представляют собой запись сопряженного изменения температуры и давления в ходе геологической истории метаморфических пород. Именно поэтому они являются важным инструментом познания геодинамических процессов. В литературе наиболее известны два комплекса компьютерных программ, разработанных для реконструкции *P*-*T*-трендов: GEOPATH [Gerya, Perchuk, 1990] и PTRATH [Spear et al., 1991]. В этой статье мы используем программный пакет PTRATH, так как все *P*-*T*-тренды эволюции метаморфических комплексов Енисейского кряжа и других регионов мира, представленные на рис. 4, получены по этой методике с помощью одних и тех же термодинамических данных для минералов [Spear et al., 1991]. Теоретическое обоснование для расчета *P*-*T*-трендов, основанное на аналитической формулировке фазового равновесия для конкретной минеральной ассоциации, позволяющее использовать вариации составов сосуществующих минералов для моделирования изменений в *P*-*T*-параметрах, дано в работе [Spear, Selverstone, 1983]; математические выражения и аппарат термодинамических вычислений представлены в работе [Spear, 1993]. Следует отметить, что все необходимые дифференциальные термодинамические уравнения записываются без учета модалных содержаний минералов или валового химического состава пород. В целом для построения *P*-*T*-трендов метаморфизма с помощью этого метода требуется информация о микроструктурных особенностях пород, минеральных

ассоциациях, последовательности протекания минеральных реакций, химических составах минералов и *PT*-параметрах, корреляции между химическими составами зональных минералов. Вычисления *PT*-трендов для трех образцов зоны III (обр. 280, 282 и 284, химические составы и концентрационные профили зональных гранатов из них приведены в табл. 1 и на рис. 3) были сделаны с помощью компьютерной программы РТРАТН [Spear et al., 1991] и термодинамической базы данных [Verma, 1988].

При построении *PT*-трендов была определена минеральная ассоциация, в которой рос гранат. Главной структурной особенностью этих пород является развитие псевдоморфоз по андалузиту, состоящих из Ky, St и Bt (без Grt). Основная масса (матрикс) представлена ассоциацией Grt + St + Bt + Ms + Qtz + Pl ± Sil ± Cld ± Chl (без Ky и And). Исходя из этих соображений можно предположить, что ассоциация Grt + Bt + Ms + Qtz + Pl + St + Chl + Cld ответственна за начальный рост граната, а заключительные стадии его роста связаны с развитием ассоциации Grt + St + Bt + Ms + Qtz + Pl + Sil. Локальные минеральные преобразования в матриксе, ответственные за рост центральных частей граната, могут быть записаны в следующем виде: Chl + Ms + Cld + Pl → Grt + St + Bt + H₂O, что отражает характер минеральных превращений в зональности андалузит-силлиманитовой серии [Whitney et al., 1996]. Минеральные превращения при последующем росте граната могли происходить за счет реакции: Chl + Ms + St + Pl → Bt + Sil + Grt + H₂O [Foster, 1986].

Рассмотренные модельные ассоциации состоят из восьми основных фаз, включая H₂O (поровый флюид). Взаимоотношения между минералами могут быть полностью описаны 10-компонентной системой SiO₂—Al₂O₃—FeO—MnO—MgO—K₂O—CaO—Na₂O—TiO₂—H₂O. Термодинамическая вариантность пород (число степеней свободы системы) равняется четырем, что требует ввести четыре переменных для решения общей системы уравнений. В качестве этих переменных были выбраны X_{Alm} , X_{Sps} , X_{Grs} и X_{An} при условии, что составы граната и плагиоклаза скоррелированы. Выбор этих компонентов в качестве ключевых параметров обусловлен сильной зависимостью перераспределения CaO между гранатом и плагиоклазом от давления [Ghent, Stout, 1981]. Также учитывались медленные скорости диффузии, обеспечивающие сохранность концентрационной зональности при метаморфизме [Cygan, Lasaga, 1985]. Для наиболее полного внутреннего согласования между результатами геотермобарометрии и расчетом *PT*-трендов метаморфизма для граната и плагиоклаза использовались модели состав—активность [Hodges, Spear, 1982].

Величины *PT*-параметров для начальных стадий роста граната были вычислены при совместном использовании Grt-Bt геотермометра [Ferry, Spear, 1978] и Grt-Bt-Ms-Pl геобарометра [Hodges, Crowley, 1985] с применением модели смещения [Hodges, Spear, 1982]. При этом было принято, что состав внутренних частей зерен граната отвечает начальной стадии его роста, а постепенное изменение состава плагиоклаза коррелировалось с прогрессивным ростом граната. Вычисленные *PT*-тренды эволюции имеют почти одинаковые положительные наклоны в координатах *P* и *T* и различаются только длиной траектории (см. рис. 4). Они показывают, что в метапелитах свиты хр. Карпинского с востока на запад по мере приближения к надвигу во всех случаях происходило постепенное увеличение общего давления в среднем на 2.2—2.5 кбар при незначительном увеличении температуры. Это свидетельствует о низком геотермическом градиенте — не более 8—9 °C/км. Полученные результаты согласуются с данными геотермобарометрии и *PT*-эволюцией метаморфических пород из коллизионных орогенов мира (см. рис. 4), где прогрессивные преобразования андалузита в кианит объяснялись в рамках тектонического утолщения коры в результате надвигов [Crawford, Mark, 1982; Kohn et al., 1992; Whitney et al., 1999; Spear et al., 2002; Likhanov et al., 2004].

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ КИАНИТ-СИЛЛИМАНИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА В ЗААНГАРЬЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

На основании представленной в предыдущих разделах геолого-петрологической информации по метаморфической эволюции ряда комплексов заангарской части Енисейского кряжа установлено, что кианит-силлиманитовый метаморфизм умеренных давлений накладывался на регионально-метаморфические породы низких давлений. Особенностью этого метаморфизма, локализованного в узких, непосредственно примыкающих к надвигу зонах шириной от 2.5 до 6—8 км, является развитие деформационных текстур/структур и бластокатаклазитов/бластомилонитов с кианитом, силлиманитом, гранатом и ставролитом по андалузитсодержащим минеральным ассоциациям, сформированным при постепенном повышении давления при приближении к надвигам и низком геотермическом градиенте (~12 °C/км). Совокупность этих особенностей является определяющим признаком коллизионного метаморфизма при надвигах континентальных блоков (вне связи с субдукцией) и может свидетельствовать о погружении пород под нагрузкой «холодной» надвинутой плиты [Ревердатто, Шеплев, 1998]. Особенности коллизионного метаморфизма рассмотрим на примере Гаревского участка.

Для обоснования механизмов, ответственных за эволюцию метапелитов в режиме почти изотермического погружения пород, можно предложить несколько вариантов тектонических моделей.

1. Метаморфизм пород происходил под действием литостатического давления и нормального (среднеземного) потока тепла. Впоследствии условия залегания толщи были изменены в результате тектонического события. При метаморфизме интервал давления между подошвой и кровлей толщи (на расстоянии 4—5 км или менее) должен быть меньше 1.5 кбар, а температурный диапазон составлять (при нормальном геотермическом градиенте — 1 кбар/3.5 км) — 150—175 °С. Это противоречит оценкам *PT*-параметров, полученных с использованием минеральной геотермобарометрии: интервал давления был измерен в 2.2—2.5 кбар, а вариации температур — не более 60 °С.

2. Метаморфическая зональность могла образоваться в результате раздельного движения нескольких пластин, «выдавленных» с разных глубин в процессе надвига [Beaumont et al., 2001]. Однако при реализации этой модели должны возникнуть тектонические контакты и перепады температур между породами различных зон, что противоречит геологическим наблюдениям и результатам минеральной геотермобарометрии.

3. Причиной роста давления мог являться тектонический стресс в связи с коллизией блоков [Kusznir, Park, 1984], так как имеет место интенсивная деформация минералов со следами хрупкого разрушения в породах вблизи надвига. Однако экспериментальными работами было установлено, что тектоническое сверхдавление в присутствии флюида не может превышать обычное литостатическое давление более чем на 1.0—1.5 кбар [Brace, Kohlestedt, 1980; Etheridge et al., 1984]. Данные по реологии пород показывают, что на глубинах около 15—20 км допустимые напряжения составляют не более 0.2—0.3 кбар при геологически значимых скоростях деформации 10^{-17} — 10^{-14} с⁻¹ [Strehlau, Meissner, 1987]. Таких напряжений недостаточно, чтобы создать избыточное давление в 2.2—2.5 кбар.

4. Увеличение давления могло происходить под действием магматической «нагрузки» [Brown, Walker, 1993], вызванной внедрением интрузивного тела гранитоидов тейского комплекса с возрастом кристаллизации ~870—850 млн лет [Верниковский, Верниковская, 2006]. В этом случае в метапелитах, наряду с корреляцией между давлением в породах и расстоянием до интрузивного контакта, происходило бы значительное повышение температуры пород за счет магматического тепла [Paterson, Tobisch, 1992; Ruppel, Hodges, 1994], что не согласуется с *PT*-оценками метаморфизма.

Поскольку вышеназванные модели противоречат геологическим и петрологическим наблюдениям, нами была привлечена гипотеза о тектоническом утолщении коры в результате надвига [Crawford, Mark, 1982; England, Thompson, 1984; Baker, 1987; Clarke et al., 1987; Beddoe-Stephens, 1990; Loosveld, Etheridge, 1990; Spear et al., 1990; Ruppel, Hodge, 1994; Likhonov et al., 2004]. До надвига исходные породы низких давлений метаморфизма залегали на глубинах ~14.0—17.5 км. 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, 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.

Сложной проблемой является почти изотермический режим погружения пород. В литературе были предприняты попытки моделирования таких процессов.

1. При геодинамической интерпретации отдельных надвиговых структур Новой Англии в США Ф. Спир и др. [Spear et al., 1989, 2002] продемонстрировали, что изотермическое погружение может происходить в средней плите, расположенной между нижней и верхней плитами, если ограничивающие ее разломы движутся одновременно. Температура в данной плите при этом остается почти постоянной, так как прогрев сверху уравнивается остыванием снизу. Однако для применения этой модели к нашему случаю необходимо, чтобы под свитой хр. Карпинского находились аллохтонные породы, разделенные еще одним разломом, что противоречит геологической ситуации в регионе.

2. На примере Маяконского участка, характеризующегося наиболее низким по сравнению с другими участками геотермическим градиентом (1—7 °С/км), нами была построена термальная модель, где отсутствие заметного увеличения температуры объяснялось особенностями поведения стационарных геотерм для пород нижней и верхней плит при скорости надвигания около 350 м/млн лет [Likhonov et al., 2004]. В расчетах учитывались реальные, резко различающиеся между собой теплофизические и теплогенерирующие параметры пород — метапелитов и метакarbonатов. Для реализации этой модели необходимо, чтобы по разные стороны разлома находились блоки пород с различными свойствами, а это не согласуется с геологическими данными.

Одним из наиболее вероятных механизмов, ответственных за термальную эволюцию пород Гаревского, Чапского и Ангарского участков, может являться быстрый надвиг с последующим подъемом и эрозией пород [Peacock, 1989; Huerta et al., 1998, 1999; Jamieson et al., 1998, 2002]. В рамках этой модели низкие значения геотермического градиента связываются с относительной кратковременностью событий и с тем, что не было достигнуто термического равновесия между блоками пород на соответствующих глубинах из-за тепловой инерции относительно давления. В соответствии с имеющимися теплофизическими расчетами [Shi, Wang, 1987; Karabinos, Ketchman, 1988] было показано, что породы нижней плиты

приразломной структуры могут подвергаться почти изотермическому погружению только при высокой скорости надвига верхней плиты (до нескольких десятков сантиметров в год). 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. С учетом данных по кинетике обратных метаморфических реакций для этого необходимы высокая скорость подъема погруженных на глубину пород (1—20 см/год [Добрецов, 1981; Oliver et al., 2000]) и отсутствие флюидов на раннем этапе быстрой эксгумации [Dobretsov, 1991]. Это может быть причиной сохранности ассоциаций прогрессивного метаморфизма в областях с надвиговой тектоникой. Датирование некоторых метаморфических комплексов коллизионных орогенов, проведенное в последнее время, подтверждает, что время между пиком метаморфизма и поднятием метаморфических пород до верхних уровней коры довольно краткосрочное и составляет 5—10 млн лет [Скляров, 2006; Oliver et al., 2000].

Механизмы эксгумации представляют собой специальную проблему, которая широко обсуждается в литературе (например [Эз, 1997]). Предположение о преимущественно эрозионном механизме вывода метаморфических комплексов на поверхность с глубины ~25 км является дискуссионным в связи с отсутствием больших объемов осадочных пород соответствующего возраста на близлежащих территориях. Наиболее удовлетворительно проблема таких осадков решена для экспонирования некоторых гранулитовых и эклогитовых комплексов. Предполагается, что подъем гранулитовых комплексов и синхронное погружение пород зеленокаменных комплексов определялись гравитационным перераспределением пород в докембрийской коре, т.е. при участии корового диапиризма легкого материала [Perchuk et al., 2001; Gerya, Maresch, 2004; и др.]. Экспонирование каледонских эклогитов Норвегии, образовавшихся в процессе коллизии Балтии и Лаврентии, объясняют преимущественно тектонической денудацией (тектоническое удаление перекрывающих комплексов в процессе крупноамплитудного растяжения) [Austrheim, 1990]. Необходимых геологических предпосылок для реализации таких моделей у нас нет. Между тем исследования последних лет свидетельствуют о том, что экспонирование метаморфических комплексов, образование которых связано с процессами коллизии, обеспечивается, как правило, корпоративным эффектом тектонических механизмов при существенной роли эрозионной денудации [Скляров, 2006]. На разных стадиях процесса роль того или иного механизма может меняться, и возможны разного рода комбинированные случаи, рассмотренные в наиболее полном виде в работе [Teuysier, Whitney, 2002].

В целом предложенная модель объясняет многие минералого-петрологические особенности метаморфической эволюции метапелитов: прогрессивное замещение андалузита кианитом, 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. Нерешенной остается проблема о том, куда исчезла надвиговая толща, вызвавшая формирование метаморфической зональности.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Докембрийские кристаллические комплексы Заангарья Енисейского кряжа в зонах отдельных региональных разломов представляют собой полиметаморфические образования, сочетающие в себе регионально-метаморфические породы низких давлений андалузит-силлиманитового типа и локально проявленные метапелиты умеренных давлений кианит-силлиманитового типа. Последние являются индикаторами повышенных давлений в осевой части региона. В последовательности этих пород наиболее высокобарические и высокотемпературные метапелиты Чапского ($P = 5.8—8.4$ кбар, $T = 630—710$ °C) и Гаревского ($P = 5.0—7.3$ кбар, $T = 585—645$ °C) участков встречаются на севере региона и приурочены к более древним нижнепротерозойским толщам свиты хр. Карпинского. По сравнению с ними метапелиты Маяконкого участка, залегающие южнее среди более молодых среднерифейских пород кординской свиты, отличаются несколько пониженными значениями PT -параметров ($P = 4.5—6.7$ кбар, $T = 560—600$ °C). Самые низкобарические и низкотемпературные метапелиты ($P = 4.1—5.6$ кбар, $T = 530—560$ °C) обнаружены на юге заангарской части кряжа в наиболее молодых верхнерифейских отложениях свиты Сухого Хребта (Ангарский участок). Среди общих характерных особенностей кианит-силлиманитового метаморфизма можно выделить следующие: 1) развитие деформационных текстур/структур и кианитсодержащих бластокатаклазитов/бластомилонитов с силлиманитом, гранатом и ставролитом по андалузитсодержащим минеральным парагенезисам регионального метаморфизма; 2) незначительная видимая мощность зонального метаморфизма умеренных давлений (от 2.5 до 7 км), локализованного вблизи надвигов; 3) низкий геотермический градиент при метаморфизме (от 1—7 до 12 °C/км); 4) постепенное повышение общего давления метаморфизма при приближении к надвигам. Эти особенности являются характерным признаком коллизионного метаморфизма, развивающегося при надвигах континентальных блоков, и свидетельствуют о почти изотермическом погружении толщ пород. Обоснование специфики

этого процесса осуществлено в рамках модели тектонического утолщения земной коры в результате быстрого надвига с последующим быстрым подъемом и эрозией. Анализ полученных результатов позволяет рассматривать кианитсодержащие метапелиты умеренных давлений как продукты коллизионного метаморфизма, сформированные в процессе надвигания на Енисейский кряж блоков пород со стороны Сибирского кратона в зонах глубинных разломов (Ангарский, Маяконский и Чапский участки) или в результате встречных движений в зоне оперяющих разломов более высокого порядка (Гаревский участок).

Авторы благодарны рецензентам Н.Л. Добрецову и Е.В. Склярову за ряд комментариев и конструктивных замечаний, учтенных в окончательном варианте рукописи. Авторы также признательны О.П. Полянскому, П.О. Полянскому, Н.В. Банникову и А.Е. Вершинину за помощь в проведении полевых работ.

Исследования осуществлялись при поддержке грантов Президиума СО РАН (интеграционный проект № 20) и Президента РФ для ведущих научных школ (проект № НШ-258.2008.5).

ЛИТЕРАТУРА

Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. Л., Изд-во АН СССР, 1963, 321 с.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 5—21.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 35—52.

Волкова Н.И., Скляров Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 109—119.

Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. Енисейская складчатая область // Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Ред. М.М. Мануйлов. Л., Наука, 1968, с. 266—274.

Волобуев М.И., Ступникова Н.И., Зыков С.И. Енисейский кряж // Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий / Ред. Ю.И. Половинкина. 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. Глобальные петрологические процессы. М., Недра, 1981, 236 с.

Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соколов В.С., Соколов Н.В., Ушакова Е.Н., Хлестов В.В. Карта метаморфических фаций СССР. М-6 1:7 500 000. М., Главное управление геодезии и картографии, МГ СССР, 1966, 2 л.

Добрецов Н.Л., Соколов В.С., Соколов 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.

Звягина Е.А. Метаморфизм и золотоносность Верхнеенашимского рудного узла: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Иркутск, Изд-во ИГУ, 1989, 16 с.

Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. Геологическая карта Енисейского кряжа. М-6 1:500 000. Лист Р-46 / Под ред. А.К. Мкртчяна, М.Л. Шермана. Красноярск, Красноярскгеолсъёмка, 1998.

Козлов П.С., Лепезин Г.Г. Петрология, петрохимия и метаморфизм пород Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (5), с. 3—22.

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.

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. Минеральные равновесия и *P-T* диаграмма для железисто-глиноземистых метапелитов 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., 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., 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 метапелитов 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 метапелиты 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.

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

Ножкин А.Д. Этапы формирования и эволюции континентальной коры в докембрии юго-западной окраины Сибирского кратона // *Эволюция тектонических процессов в истории Земли*. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2004, с. 57—60.

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., Бибилова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А. Изотопно-геохронологические (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) исследования субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа // *Геология и геофизика*, 2003а, т. 44 (9), с. 881—891.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А. Радиоактивные и редкоземельные элементы в метапелитах как индикаторы состава и эволюции докембрийской континентальной коры юго-западной окраины Сибирского кратона // *Докл. РАН*, 2003б, 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 внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // *Геология и геофизика*, 2008, т. 49 (7), с. 666—688.

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.

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 Западно-Сибирской плитой и Сибирской платформой // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44 (1—2), с. 76—85.

Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В., Травин А.В. Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизионных событий // *Геология и геофизика*, 2007, т. 48 (1), с. 80—92.

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—42.

Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Вараксина И.В. Седиментационные бассейны, изотопная геохимия и геодинамическая эволюция западной окраины Сибирского кратона в рифее // *Эволюция тектонических процессов в истории Земли*. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2004, с. 244—247.

- Хераскова Т.Н.** Новые данные о строении Енисейского кряжа // Геотектоника, 1999, № 1, с. 15—27.
- Эз В.В.** Структурообразование в глубинах коры // Проблемы эволюции тектоносферы. М., Наука, 1997, с. 104—125.
- Ague J.J.** Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of pelites // *Geology*, 1991, v. 19, p. 855—858.
- Austrheim H.** The granulite-eclogite facies transition: a comparison of experimental work and natural occurrence in the Bergen Arcs, western Norway // *Lithos*, 1990, v. 25, p. 163—169.
- Baker A.J.** Models for the tectonothermal evolution of the eastern Dalradian of Scotland // *J. Metamorph. Geol.*, 1987, v. 5, p. 101—118.
- Beaumont C., Jamieson R.A., Nguyen M.H., Lee B.** Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation // *Nature*, 2001, v. 414, p. 738—742.
- 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.
- Berman R.G.** Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ // *J. Petrol.*, 1988, v. 29, p. 455—522.
- Brace W.F., Kohlestedt D.L.** Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments // *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 6248—6252.
- 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. Bul.*, 1993, v. 105, p. 479—500.
- Bucher-Nurminen K.A.** A recalibration of the chlorite-biotite-muscovite geobarometer // *Contr. Miner. Petrol.*, 1987, v. 96, p. 519—522.
- 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.
- 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.
- Cygan R.T., Lasaga A.C.** Self-diffusion of magnesium in garnet at 750 to 900 °C // *Amer. J. Sci.*, 1985, v. 285, p. 328—350.
- Dobretsov N.L.** Blueschists and eclogites: a possible plate tectonic mechanism for the emplacement from the upper mantle // *Tectonophysics*, 1991, v. 186, p. 253—268.
- England P.C., Thompson A.B.** Pressure-temperature paths of regional metamorphism, I: Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 894—928.
- 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 // *Precam. Res.*, 2008, v. 160, p. 159—178
- Essene E.J.** The current status of thermobarometry in metamorphic rocks // *Evolution of metamorphic belts* / Eds. J.S. Daly, R.A. Cliff, B.W.D. Yardley. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 43, 1989, p. 1—43.
- Etheridge M.A., Wall V.I., Cox S.F.** High fluid pressure during regional metamorphism and deformation: implication for mass transport and deformation mechanism // *J. Geophys. Res.*, 1984, v. 89, p. 4344—4358.
- Ferry J.M., Spear F.S.** Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet // *Contr. Miner. Petrol.*, 1978, v. 66, p. 113—117.
- Foster C.T., Jr.** Thermodynamic models of reactions involving garnet in sillimanite/staurolite schists // *Miner. Mag.*, 1986, v. 50, p. 427—439.
- Gerya T.V., Perchuk L.L.** GEOPATH: a new computer program for geothermobarometry and related calculations with the IBM PC computer // *IMA, 15th General Meeting, Beijing, Abstracts*, 1990, v. 2, p. 1010.
- Gerya T.V., Maresch W.V.** Metapelites of the Kanskiy granulite complex: kinked *P-T* path and geodynamic model // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, № 2, p. 1393—1412.
- Ghent E.D., Stout M.Z.** Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages // *Contr. Miner. Petrol.*, 1981, v. 76, p. 92—97.
- Green N.L., Usdansky S.I.** Ternary-feldspar mixing relations and thermobarometry // *Amer. Miner.*, 1986a, v. 71, p. 1100—1108.
- Green N.L., Usdansky S.I.** Toward a practical plagioclase-muscovite thermometer // *Amer. Miner.*, 1986b, v. 71, p. 1109—1117.
- Hodges K.V., Spear F.S.** Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire // *Amer. Miner.*, 1982, v. 67, p. 1118—1134.
- Hodges K.V., Crowley P.D.** Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic system // *Amer. Miner.*, 1985, v. 70, p. 702—709.

- Hodges K.V., McKenna L.W.** Realistic propagation of uncertainties in geologic thermobarometry // *Amer. Miner.*, 1987, v. 72, p. 671—680.
- Hoisch T.D.** A muscovite-biotite geothermometer // *Amer. Miner.*, 1989, v. 74, p. 565—572.
- Hoisch T.D.** Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet // *Contr. Miner. Petrol.*, 1990, v. 104, p. 225—234.
- Hoisch T.D.** Equilibria within the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + garnet + plagioclase and implications for the mixing properties of octahedrally coordinated cations in muscovite and biotite // *Contr. Miner. Petrol.*, 1991, v. 108, p. 43—54.
- Holdaway M.J., Dutrow B.L., Hinton R.W.** Devonian and Carboniferous metamorphism in west-central Maine: the muscovite-almandine geobarometer and the staurolite problem revisited // *Amer. Miner.*, 1988, v. 73, p. 20—47.
- 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.
- Holland T.J.B., Powell R.** An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *J. Metamorph. Geol.*, 1998, v. 16, p. 309—343.
- Huerta A.D., Royden L.H., Hodges K.V.** The thermal structure of collisional orogens as a response to accretion, erosion and radiogenic heating // *J. Geophys. Res.*, 1998, v. 103, p. 15287—15302.
- 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., Fullsack P., Lee B.** Barrovian regional metamorphism: Where's the heat? // *What drives metamorphism and metamorphic reactions?* / Eds. P.J. Treloar, P.J. O'Brien. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 138, 1998, p. 23—45.
- 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.
- Kaneko Y., Miyano T.** Recalibration of mutually consistent garnet-biotite and garnet-cordierite geothermometers // *Lithos*, 2004, v. 73, p. 255—269.
- Karabinos P., Ketchum R.** Thermal structure of active thrust belts // *J. Metamorph. Geol.*, 1988, v. 6, p. 559—570.
- Kerrick D.M.** The Al₂SiO₅ polymorphs // *Miner. Soc. Amer., Rev. Miner.*, 1990, v. 22, p. 406.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Sal'nikova E.B., Kroner A., Gibsher A.S., Didenko A.N., Degtyarev K.E., Fedotova A.A.** The Palaeo-Asian Ocean in the Neoproterozoic and early Paleozoic: new geochronologic data and paleotectonic reconstructions // *Precamb. Res.*, 2003, v. 122, p. 329—358.
- Kleemann U., Reinhardt J.** Garnet-biotite thermometry revisited: the effect of Al^{VI} and Ti in biotite // *Eur. J. Miner.*, 1994, v. 6, p. 925—941.
- Kohn M.J., Spear F.S.** Error propagation for barometers // *Amer. Miner.*, 1991, v. 76, p. 138—147.
- 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.
- Kusznir N.J., Park R.G.** The strength of intraplate lithosphere // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1984, v. 36, p. 224—235.
- 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., Memmi I.** Short-range mobilization of elements in the biotite zone of contact aureole of the Kharlovo gabbro massif (Russia) // *Eur. J. Miner.*, 1994, № 6, p. 133—144.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Vershinin 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.
- Loosveld R.J.H., Etheridge M.A.** A model for low-pressure facies metamorphism during crustal thickening // *J. Metamorph. Geol.*, 1990, v. 8, p. 257—267.
- 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.

- Passchier C.W., Trouw R.A.J.** Microtectonics. Berlin-Heidelberg-New York, Springer-Verlag, 1996, 289 p.
- Paterson S.R., Tobisch O.T.** Rates and progress in magmatic arcs—implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation // *J. Struct. Geol.*, 1992, v. 14, p. 291—300.
- Peacock S.M.** Numerical constraints on rates of metamorphism, fluid production, and fluid flux during regional metamorphism // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1989, v. 101, p. 476—485.
- Perchuk L.L., Lavrent'eva I.V.** Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite // *Kinetics and equilibrium in mineral reactions* / Ed. S.K. Saxena. Berlin-Heidelberg-New York, Springer, 1983. p. 199—239.
- Perchuk L.L., Gerya T.V., van Reenen D.D., Smit C.A.** Formation and dynamics of granulite complexes within cratons // *Gondwana Res.*, 2001, v. 4, № 4, p. 729—732.
- 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., Evans J.A.** A new geobarometer for the assemblage biotite-muscovite-chlorite-quartz // *J. Metamorph. Geol.*, 1983, v. 1, p. 331—336.
- Powell R., Holland T.J.B.** Optimal geothermometry and geobarometry // *Amer. Miner.*, 1994, v. 79, p. 120—133.
- Ruppel C., Hodges K.V.** Pressure-temperature-time paths from two-dimensional thermal models: prograde, retrograde and inverted metamorphism // *Tectonics*, 1994, v. 13, p. 17—44.
- Shaw D.M.** Geochemistry of pelitic rocks. Part III: Major elements and general geochemistry // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1956, v. 67, p. 913—934.
- Shi Y., Wang C.** Two-dimensional modeling of the *P-T* paths of regional metamorphism in simple overthrust terranes // *Geology*, 1987, v. 15, p. 1048—1051.
- 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.** PTPATH: a Fortran program to calculate pressure-temperature paths from zoned metamorphic garnets // *Comput. Geosci.*, 1986, v. 12, p. 247—266.
- Spear F.S.** Relative thermobarometry and metamorphic *P-T* paths // *Evolution of metamorphic belts* / Eds. J.S. Daly, R.A. Cliff, B.W.D. Yardley. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 43, 1989, p. 63—82.
- Spear F.S.** Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Miner. Soc. Amer. Monograph*, Washington DC, 1993, 799 p.
- Spear F.S., Selverstone J.** Quantitative *P-T* paths from zoned minerals: theory and tectonic application // *Contr. Miner. Petrol.*, 1983, v. 83, p. 348—357.
- 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.
- Strehlau J., Meissner R.** Estimation of crustal viscosities and shear stresses from an extrapolation of experimental steady state flow data // *Compositions, structure and dynamics of the lithosphere-asthenosphere system*. Washington DC, *Amer. Geophys. Union*, 1987, p. 69—87.
- Teyssier Ch., Whitney D.L.** Gneiss domes and orogeny // *Geology*, 2002, v. 30, № 12, p. 1139—1142.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.V., Kovach V.P.** Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian Craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics*, 2003, v. 375, № 1—4, p. 147—168.
- 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.
- Vidal O., Goffe B., Bousquet R., Parra T.** Calibration and testing of an empirical chloritoid-chlorite Mg-Fe exchange thermometer and thermodynamic data for daphnite // *J. Metamorph. Geol.*, 1999, v. 17, p. 25—39.
- Whitney D.L., Mechum T.A., Kuehner S.M., Dilek Y.R.** Progressive metamorphism of pelitic rocks from protolith to granulite facies, Dutchess County, New York, USA: constraints on the timing of fluid infiltration during regional metamorphism // *J. Metamorph. Geol.*, 1996, v. 14, p. 163—181.
- 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.
- Wolfram S.** *The Mathematical Book*, 5th edn. Champaign, IL, Wolfram Media Inc., 2003, 544 p.

Поступила в редакцию
19 ноября 2008 г.