

ТЕКТОНОМЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГАРЕВСКОГО ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

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

*Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН,
620075, Екатеринбург, Почтовый пер., 7, Россия*

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

Предпринято изучение гаревского метаморфического комплекса (ГМК), расположенного в зоне сочленения Центрально-Ангарского и Исаковского террейнов (западная часть Заангарья Енисейского кряжа), для выяснения особенностей его тектонометаморфической эволюции и геодинамических процессов в неопротерозойской истории региона. На основании геолого-структурных, геохронологических и петрологических данных были выделены два этапа в развитии ГМК, различающиеся термодинамическими режимами и величинами метаморфических градиентов. Эти этапы контролировались растяжением и сжатием континентальной коры в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны — крупной линейментной структуры региона. На первом этапе сформировались метаморфические комплексы в условиях средней—верхней части амфиболитовой фации регионального метаморфизма умеренных давлений с возрастом ~960 млн лет в интервале $P = 7.7\text{—}8.6$ кбар и $T = 582\text{—}631$ °С, что соответствует погружению блока пород в средние части континентальной коры при метаморфическом градиенте с dT/dH около $20\text{—}25$ °С/км. На втором этапе породы испытали позднерифейский (~880 млн лет, U-Pb SHRIMP-II и $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ датировки) динамометаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации ($P = 3.9\text{—}4.9$ кбар, $T = 461\text{—}547$ °С) при низком метаморфическом градиенте с dT/dH не более 10 °С/км с формированием бластомилонитов в узких зонах хрупкопластических деформаций. В этих зонах осуществлялся вывод (эксгумация) высокометаморфизованных блоков ГМК в верхние структурные этажи континентальной коры с последующим низкотемпературным метаморфизмом. Сравнительный анализ структурно-геологических признаков и другие особенности эволюции (синхронность возрастных датировок с учетом скорости эксгумации пород, сходный характер $P\text{--}T$ трендов, приуроченность разных типов метаморфизма к определенным геодинамическим обстановкам и пр.) гаревского и тейского комплексов позволяет рассматривать их как, по всей вероятности, единый полиметаморфический комплекс.

Метаморфизм, сдвиговые деформации, геотермобарометрия, U-Pb SHRIMP-II и $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ геохронология, Енисейский кряж.

TECTONOMETAMORPHIC EVOLUTION OF THE GAREVKA POLYMETAMORPHIC COMPLEX (*Yenisei Ridge*)

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

The Garevka metamorphic complex (GMC), located at the junction of the Central Angara and Isakovka terranes (western part of the Transangarian Yenisei Ridge), was studied in terms of its tectonometamorphic evolution and geodynamic processes in the Neoproterozoic history of the region. Geological, structural, geochronological, and petrological data permitted the recognition of two stages in the GMC evolution, which differ in thermodynamic regimes and metamorphic field gradients. These stages were related to crustal contraction and extension within the Yenisei regional shear zone, a large lineament structure in the region. Stage 1 was marked by the formation of metamorphic complexes in the middle to upper amphibolite facies moderate-pressure regional metamorphic settings at ~960 Ma, $P = 7.7\text{--}8.6$ kbar, and $T = 582\text{--}631$ °C. This suggests subsidence of the area to the middle continental crust with $dT/dH = 20\text{--}25$ °C/km. During stage 2, the rocks experienced Late Riphean (~880 Ma, SHRIMP II U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating) dynamic metamorphism under epidote-amphibolite facies conditions ($P = 3.9\text{--}4.9$ kbar; $T = 461\text{--}547$ °C), indicating a metamorphic field gradient of dT/dH no greater than 10 °C/km, with the formation of blastomylonites in narrow zones of ductile and brittle deformations. In these zones, high-grade GMC blocks were exhumed to the upper continental crust and underwent low-temperature metamorphism. Comparison of the structural, geologic, and other evolutionary features (nearly identical age constraints in view of exhumation rate, similar PT -paths, and different types of metamorphism associated with different geodynamic settings, etc.) of the Garevka and Teya complexes suggests that they constitute a single polymetamorphic complex.

Metamorphism, shear strain, geothermobarometry, SHRIMP II U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, Yenisei Ridge

КРАТКИЙ ОБЗОР ПРОБЛЕМЫ

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа, представляющего собой складчато-надвиговой пояс на западной окраине Сибирского кратона, важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов в обрамлении древних кратонов, но и для решения вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав древнего суперконтинента Родиния [Pisarevsky et al., 2003; Хаин, 2010]. В современных реконструкциях мезоэопротерозойского этапа геологической истории Земли преобладает гипотеза о существовании единого суперконтинента Родиния. По имеющимся представлениям этот суперконтинент возник на рубеже раннего и среднего рифея в результате гренвилльской орогении — первой крупной эпохи складчатости в неогее [Rivers, 2008]. Полный геодинамический цикл, включающий периоды его становления и распада, по традиционной оценке занял 600—650 млн лет (с 1300 до 700—650 млн лет), хотя как суперконтинент со стабильной конфигурацией Родиния существовала в течение значительно более короткого времени — между ~1000 и ~850 млн лет [Ernst et al., 2008; Богданова и др., 2009]. Однако характер развития земной коры на данном этапе, которому свойственна низкая эндогенная активность [Maruyama et al., 2007], остается неясным вследствие ограниченности изотопных датировок. Современные реконструкции геодинамической истории Енисейского кряжа базируются на отсутствии в рассматриваемом регионе эндогенных событий со времени внедрения гранитоидов таракского комплекса с возрастом 1900—1750 млн лет [Ножкин и др., 2003], прорывающих палеопротерозойские гранулиты и амфиболиты Ангаро-Канского террейна, до неопротерозоя [Pisarevsky et al., 2008]. После столь значительного перерыва (в течение почти 1 млрд лет) следующее магматическое событие в Енисейском кряже было зафиксировано в гранитоидах тейского комплекса (880—865 млн лет, [Ножкин и др., 1999; Верниковский, Верниковская, 2006]). По данным В.А. Верниковского с соавторами [2009], эти гранитоиды сформировались за пределами Енисейского кряжа, в составе Центрально-Ангарского террейна еще до его коллизии с Сибирским кратоном. На основании этих интерпретаций авторы сделали вывод об отсутствии на Енисейском кряже мезоэопротерозойских событий вплоть до 750 млн лет. В других работах было показано, что ороген, развитый вдоль западной окраины Сибирского кратона, мог быть датирован около 1050—850 млн лет [Ножкин и др., 2011], соответствующему максимуму эндогенной активности в позднем протерозое после главного минимума 1.7—1.1 млн лет [Добрецов, 2010]. Нами были получены U-Pb SHRIMP-II и ^{40}Ar - ^{39}Ar оценки возраста метапелитов тейского метаморфического комплекса (ТПМК) в интервале 973—953 млн лет [Ножкин и др., 2008а; Лиханов и др., 2011б, 2012б]. Наряду с мезопротерозойским (1380—1360 млн лет, [Попов и др., 2010; Лиханов и др., 2012а]) U-Pb SHRIMP-II возрастом формирования плагиогнейсогранитов, развитых среди пород немтихинского комплекса, эти результаты также свидетельствуют о более ранних проявлениях эндогенных процессов в заангарской части Енисейского кряжа.

Наименее изученной в этом отношении является западная часть Центрально-Ангарского террейна, сложенная древнейшими в регионе породами гаревского метаморфического комплекса (ГМК). Из-за отсутствия надежных петрологических и геохронологических данных вопрос о возрасте и тектонической позиции этого кристаллического комплекса является предметом дискуссий, что затрудняет построение геодинамических моделей формирования Енисейского кряжа в позднем докембрии. Например, в соответствии с имеющимися литературными данными [Легенда..., 1998] взаимоотношения между кристаллическими образованиями граничащих между собой комплексов обусловлены регрессивным наложением более поздних минеральных ассоциаций ТПМК на породы ГМК в ходе разных геодинамических событий. Это не согласуется с геологическими наблюдениями.

Для разрешения этих разногласий нами на основе новой структурно-геологической, петрологической и изотопно-геохронологической информации проведена реконструкция *P-T* эволюции пород ГМК, анализ которой позволил выделить этапы метаморфизма и их возрастные соотношения с тектонической и магматической активностью.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГМК

Енисейский кряж представляет собой покровно-складчатый пояс преимущественно СЗ-ЮВ простирания, расположенный на западной окраине Сибирской платформы. Он имеет протяженность почти 700 км при ширине от 50 до 200 км (рис. 1). По геологическим и геофизическим данным, эта крупная структура отделяется от соседних — 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 мезоэопротерозойскими породами, составляющими Восточно-Ангарский, Центрально-Ангарский и

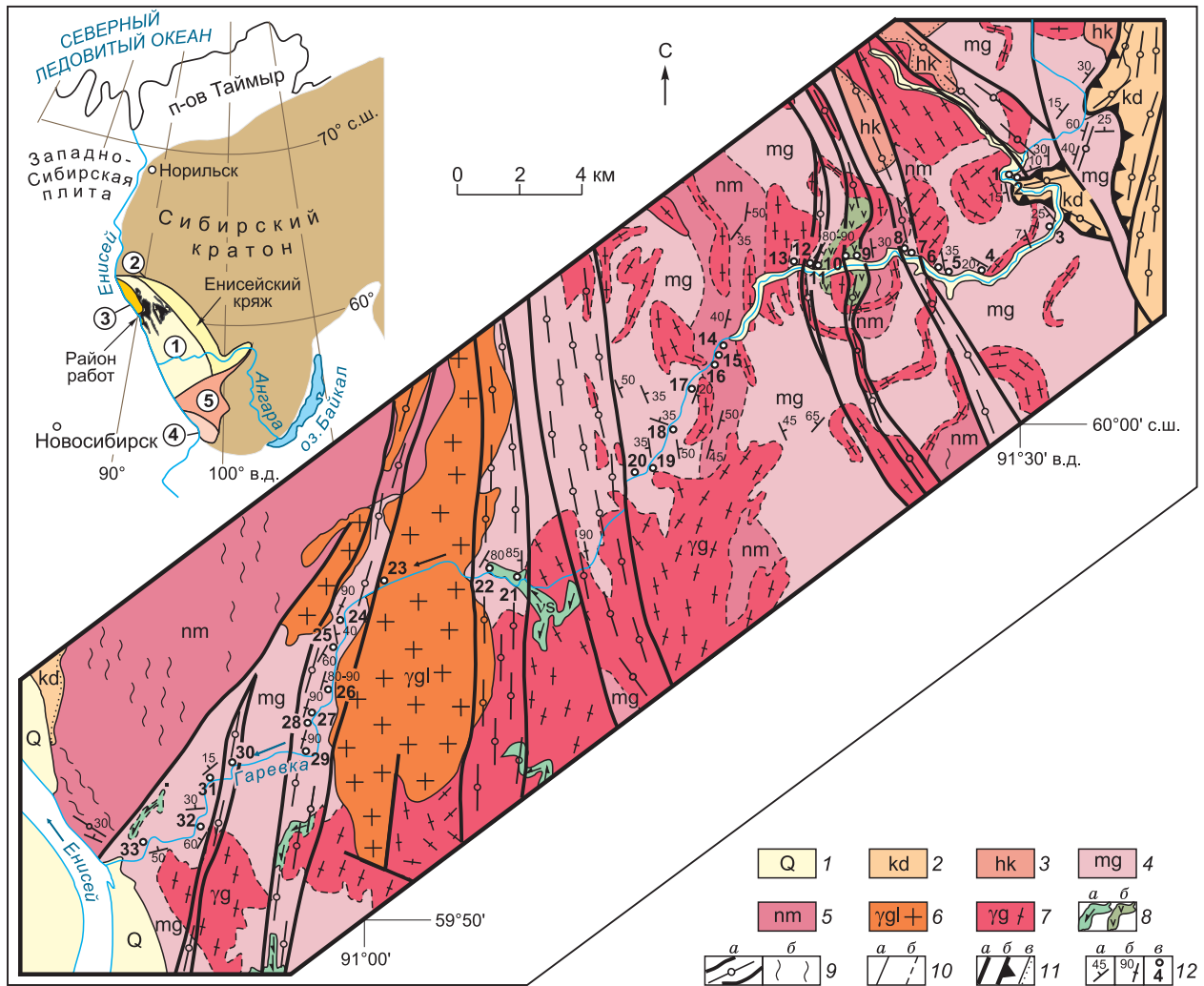


Рис. 1. Схема геологического строения гаревского метаморфического комплекса в бассейне нижнего—среднего течения р. Гаревка.

На врезке — положение Енисейского края в западной части Сибирского кратона (в увеличенном м-бе 2:1) и границы ГМК в пределах Енисейского края (темным цветом). Цифры в кружках — террейны: 1 — Центрально-Ангарский, 2 — Восточно-Ангарский, 3 — Исаковский, 4 — Предивинский, 5 — Ангаро-Канский.

1 — аллювий; ТПМК: 2 — филлиты, кварциты, кристаллические сланцы кординской свиты; 3 — высокоглиноземистые кристаллические сланцы свиты хр. Карлинского; ГМК: 4 — плагиогнейсы, кристаллические сланцы, прослои амфиболитов, метакarbonатных пород, кварцитов малогаревской толщи; 5 — плагиогнейсы, амфиболиты, мигматиты немтихинской толщи; магматические образования, пространственно залегающие в ГМК: 6 — граниты глушихинского комплекса; 7 — биотит-амфиболовые гранитогнейсы; 8 — ортоамфиболиты шумихинского комплекса (а), микроклин-цоизитовые ортоамфиболиты (б); 9 — комплексы тектонитов ПРСЗ, нерасчлененные: blastsмилониты, катаклазиты (а); мигматиты, мигматизированные породы (б); 10 — геологические границы: а — между разновозрастными геологическими образованиями и разнофациальными образованиями с резким переходом, б — между разнофациальными образованиями с постепенным переходом; 11 — крутопадающие разломы (а), надвиги (б), несогласные залегания (в); 12 — элементы залегания кристаллизационной сланцеватости: а — наклонной, б — вертикальной метаморфической полосчатости и гнейсовидности; в — места отбора проб и их номера.

Исаковский террейны [Верниковский и др., 2009]. Все террейны представляют собой тектонические блоки и пластины 200—500 км длиной и 50—80 км шириной (см. рис. 1, врезка), разделенные крупными глубинными разломами [Smit et al., 2000]. Эти региональные разломы часто сопровождаются оперяющимися структурами более высокого порядка, в зоне взаимодействия которых происходит столкновение более мелких блоков с образованием надвигов [Егоров, 2004; Сальников, 2009]. Последнее является причиной проявления неоднородного по давлению регионального метаморфизма, выраженного в сочетании двух фациальных серий: андалузит-силлиманитовой (низких давлений) и кианит-силлиманитовой (умеренных давлений) [Козлов, Лепезин, 1995; Лиханов и др., 2001, 2004, 2005, 2006, 2008б, 2009;

Likhanov et al., 2004; Коробейников и др., 2006; Козлов и др., 2011б; Likhanov, Reverdatto, 2011a]. В регионе закартировано два пояса развития гранитогнейсовых куполов [Ножкин и др., 1999], приуроченных к линейным зонам смятия вдоль Татарско-Ишимбинской и Приенисейской систем разломов [Постельников, Мусейбов, 1992].

Нами изучены разрезы в нижнем—среднем течении р. Гаревка от устья р. Малая Гаревка до места ее впадения в р. Енисей (см. рис. 1) и в правобережье Енисея в районе о. Островок. В тектоническом отношении объект исследования (ГМК) находится в зоне сочленения Центрально-Ангарского и Исаковского террейнов (см. рис. 1).

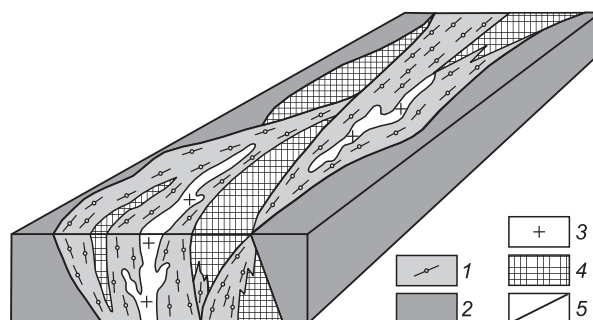
На современных схемах [Легенда..., 1998] в составе ГМК выделены немтихинский и малогаревский метаморфические комплексы. К наиболее древним метаморфическим образованиям позднего архея?—раннего протерозоя относятся мигматизированные биотитовые плагиогнейсы немтихинской толщи, которые выше по разрезу сменяются порфиробластическими плагиогнейсами и гранат-двуслюдянными кристаллическими сланцами с подчиненным количеством метатерригенно-карбонатных пород (кварцитов и кальцифиров) и амфиболитов малогаревской толщи. В зонах субгоризонтальных деформаций и вертикальных разломов по биотитовым плагиогнейсам немтихинской толщи и порфиробластическим плагиогнейсам и кристаллическим сланцам малогаревской толщи развиты комплексы D_1 - и D_2 -бластомилонитов соответственно. Самые древние магматические образования сложены нижнепротерозойскими биотит-амфиболовыми гранитогнейсами гаревского комплекса [Легенда..., 1998], образующими неправильные по форме тела с нечеткими контактами в поле крупнопорфиробластических гранитогнейсов и кристаллических сланцев малогаревской толщи. Более поздние магматические породы представлены лейкократовыми порфиоровидными гранитами глушихинского комплекса верхнерифейского возраста [Верниковский, Верниковская, 2006]. Они слагают интрузивные тела субмеридионального простирания и прорывают образования ГМК, маркируя верхнюю возрастную границу метаморфизма. На юго-западе разреза складчатые кристаллические образования района исследований перекрываются неметаморфизованными платформенными преимущественно палеозойскими осадочными отложениями Чернореченского грабена. В разрезе покровно-надвиговых структур Центрально-Ангарского террейна ГМК надстраивается тейским полиметаморфическим комплексом (ТПМК), что выражается перекрытием малогаревской толщи, стратиграфически выше залегающей нижнепротерозойской свитой хребта Карпинского тейской серии.

Расположение района исследований на стыке Центрально-Ангарского и Исаковского террейнов (см. рис. 1, врезка) и тесное пространственное совмещение разнообразных магматических и метаморфических комплексов свидетельствуют о весьма сложной тектонической структуре региона. На основе ряда ключевых диагностических признаков, характерных для зон хрупкопластических сдвиговых деформаций — «шиарзон» или зон смятия [Чиков, 1992], нами выделена Приенисейская региональная сдвиговая зона (ПРСЗ), в качестве тектонотипа которой рассматривается ГМК. В строении этой зоны устанавливаются: комплексы тектонитов; морфологически выраженные разломы преимущественно сдвигового характера; тела-включения инъекционной природы; реликтовые блоки слабо преобразованного исходного субстрата (рис. 2).

Основные формации **комплексов тектонитов** в ПРСЗ представлены D_1 - и D_2 -бластомилонитами, сформированными в условиях стесненного множественного сдвига. Минеральный состав D_1 -бластомилонитов (рис. 3, а) представлен низкотемпературными парагенезисами с участием хлорита, альбита, микроклина, мусковита, эпидота, стильпномелана и сфена, образованными в условиях эквивалентных хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. Часто D_1 -бластомилониты сопровождаются поздней интенсивной микроклиннизацией по проницаемым зонам (см. рис. 3, б). Главной особенностью их строения в структуре ПРСЗ является достаточно пологое залегание пластов пород от субгоризонтального до слабо-наклонного (максимальные углы падения до 25—30°) вдали от разломов (см. рис. 1), ширина выходов которых на дневную поверхность достигает первых десятков километров. Для них типичны тектониты, слагающие пологонаклонные зоны катакластического течения, в которых множественные сдвиги маркируются низкотемпературными слоистыми силикатными минералами с образованием сланцеватой текстуры с деформированными порфиробластами

Рис. 2. Структурная модель сдвиговых зон, по [Чиков, 1992].

1 — комплексы тектонитов, 2 — комплексы обрамления, 3 — тела включения, 4 — реликтовые блоки исходного субстрата, 5 — морфологически выраженные разломы сдвигового типа.



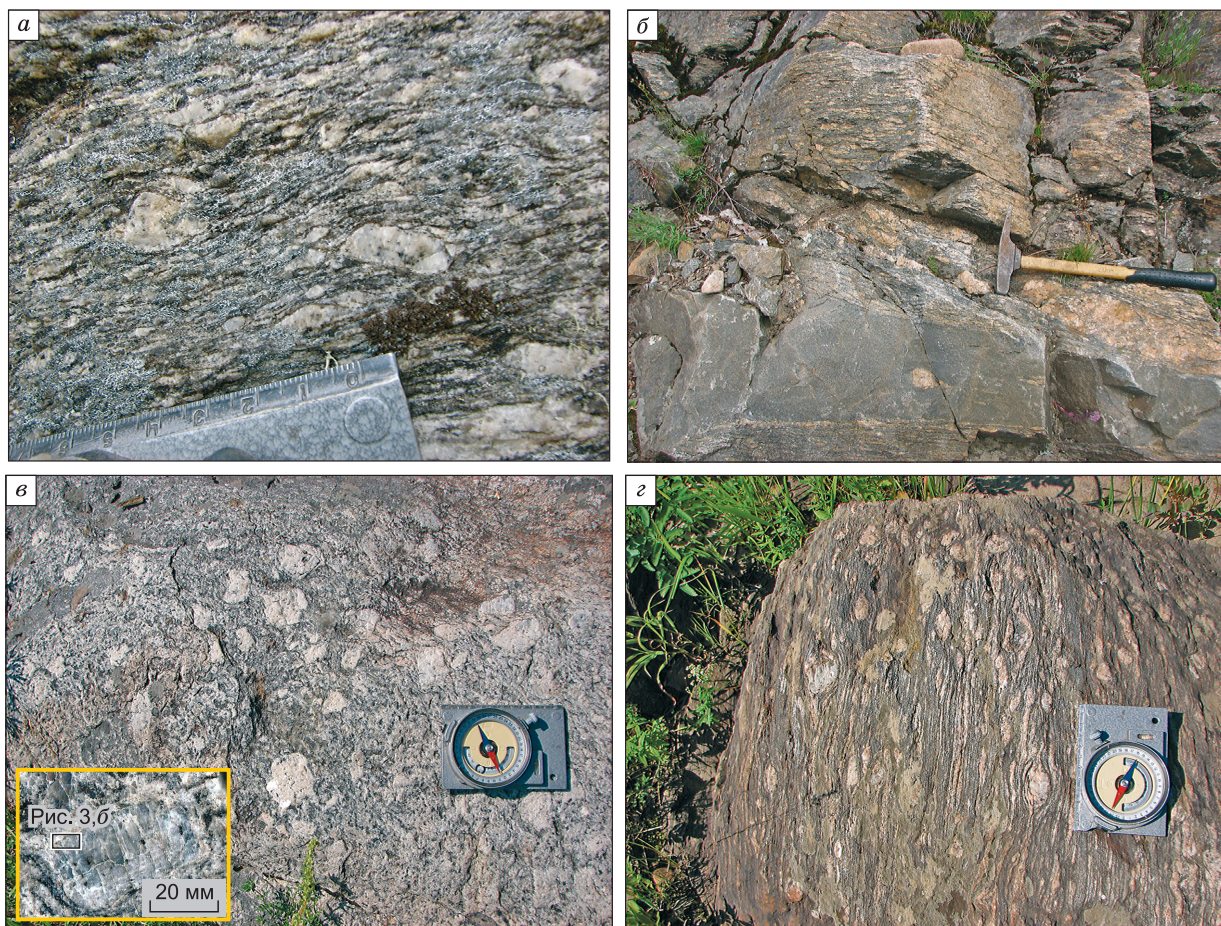


Рис. 3. Структурно-текстурные особенности бластомилонитов ГМК на макроуровне.

a — развитие D_1 -бластомилонитов по крупнопорфиробластическим гнейсам малогаревской толщи, левый берег р. Гаревка, т.н. 19; *б* — развитие микроклинового порфиробластеза по зонам D_1 -бластомилонитов в биотитовых плаггиогнейсах немтихинской толщи, правый берег р. Енисей, в 1.3 км ниже устья Гаревки; *в* — рапакивиоподобные граниты с мегаовоидами ортоклаза (светлое) с тонкой оболочкой плаггиоклаза (в левом нижнем углу), фрагмент центральной части будины, р. Енисей, о. Островок; *г* — развитие позднего микроклина в D_2 -бластомилонитах, вмещающих будину рапакикиподобных гранитов.

(порфирокластами) полевого шпата. В зонах сдвиговых деформаций северо-западного и субмеридионального простираний в порфиробластических плаггиогнейсах и кристаллических сланцах малогаревской толщи отмечены вертикальные и субвертикальные падения кристаллизационной синтетектонической сланцеватости и проявление согласных зон D_2 -бластомилонитов, содержащих плаггиоклаз, биотит, мусковит, кварц и эпидот и деформированные синтетектонические порфиробласты хлоритизированного граната в метапелитах и цоизита, амфибола и микроклина в metabазитах. Характерными признаками D_2 -бластомилонитов являются линейная деформационная гнейсовидность, наличие упорядоченных структур катакlastического и пластического течения, растяжение и разрыв складок течения с кулисообразной морфологией, полосы излома в слюдах, «тени давления» перекристаллизованного кварца, S-образные и сильнодеформированные зерна граната со структурами «снежного кома» (рис. 4, *a*), разрывы минеральных зерен со смещением и формированием лоскутных полосок, параллелизм в распределении мелкозернистых линзообразных минеральных агрегатов, а также рассланцевание, катаклаз и будинаж мигматитов. В бластомилонитовых комплексах фиксируются лево- и правосторонние сдвиги, с некоторым преобладанием вторых над первыми в соотношении 40 к 60 % (направление перемещения породных масс в тектонитах установлены по анализу структур изгиба и вращения порфирокластов и порфиробластов). Тела бластомилонитов ограничиваются поверхностями срыва и притирания по латерали и фестончатыми ограничениями по простиранию. Крутопадающие зоны прослеживаются на десятки и сотни километров при ширине от сотен метров до первых километров и сопровождаются ортоклазовыми жилами пегматитов, поздними зонами микроклинизации и окварцевания. В целом установленные для бластомилонитовых комплексов ПРСЗ признаки идентичны и для тектонитов других региональных

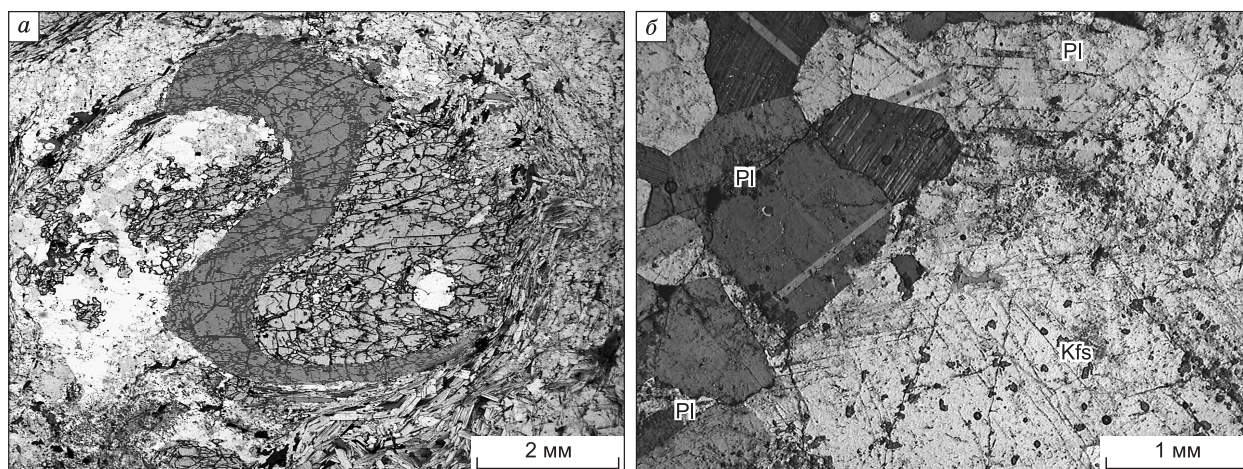


Рис. 4. Микрофотографии петрографических шлифов.

a — S-образные и сильнодеформированные зерна граната со структурой снежного кома в D_2 -бластомилонитах (никели ||), *б* — порфировые оvoidные выделения ортоклаза, окруженные тонкой каймой из зерен плагиоклаза (маргинационная структура) в рапакивиподобных гранитах (никели ×).

сдвиговых зон [Чиков и др., 2008; Зиновьев, Чиков, 2010; Владимиров и др., 2011]. По нашим представлениям они отражают различные стадии деформаций в геодинамических обстановках растяжения (D_1 -бластомилониты) и сжатия (D_2 -бластомилониты) континентальной коры.

В пределах ПРСЗ отчетливо выделяются **морфологически выраженные разломы** северо-западного простирания, преимущественно сдвигового и сдвигово-надвигового типов. Наиболее крупные из разломов ограничивают зоны бластомилонитов, ориентированы в соответствии с их простиранием и образуют единый с ними структурно-метаморфический парагенезис с наложенными на них зонами поздней микроклинизации и окварцевания.

Крупные **тела-включения** в регионе представлены гранитами глушихинского комплекса, нарушенными разломами северо-западного простирания. Они обособлены в виде удлиненных тел, ориентированных согласно общему простиранию ПРСЗ (см. рис. 1). Краевые части массивов катаклазированы, развальцованы и представляют собой апогранитные динамокластиты, в которых сохраняется реликтовая гранитная структура. Участками выявляются узкие, маломощные зоны тектоносланцев шириной до десятков сантиметров, что свидетельствует о поздних деформационных событиях. Мелкие тела-включения представлены дайковыми телами метабазитов и рапакивиподобных гранитов. Бластомилонитизированные метабазиты преобразованы в микроклин-цоизитовые ортоамфиболиты с линейно-сланцеватой и линзовидно-тонкополосчатой текстурами. В правобережье р. Енисей (о. Островок) обнаружены будинированные тела биотитовых гранитов рапакиви (см. рис. 3, *в*) [Козлов и др., 2011а] среди гранатовых мигматизированных очковых гнейсов с порфирукластами микроклинизированного ортоклаза (см. рис. 3, *г*). В этих породах хорошо сохраняются мегакристаллы двойникованного ортоклаза, маргинационная структура, овоидная и слабопроявленная плоскопараллельная текстуры первично-магматических пород [Лиханов и др., 2012в]. Часто вокруг мегаовоидов ортоклаза наблюдается кайма олигоклаза шириной 2—3 мм (см. рис. 4, *б*). По минеральному составу и текстурно-структурным особенностям эти породы схожи с биотитовыми гранитами рапакиви — выборгитами [Левковский, 1975]. Простирание будин согласуется с генеральным СЗ простиранием субвертикальных разломов, проникающего кливажа-сланцеватости и тонкой крутопадающей полосчатости D_2 -бластомилонитов, согласных с общим простиранием ПРСЗ.

Выделение контуров **реликтовых блоков** слабопреобразованного метаморфогенного субстрата на региональном уровне затруднительно из-за существенных деформационно-метаморфических преобразований в пределах ПРСЗ. Однако в некоторых зонах бластомилонитов, отвечающих более низкотемпературным условиям, сохраняются реликты мигматитов и минеральных парагенезисов амфиболитовой фации.

На схематической тектонической карте Енисейского кряжа [Верниковский, Верниковская, 2006] ПРСЗ пространственно относится к зоне сочленения Центрально-Ангарского и Исаковского террейнов. В пределах гаревского метаморфического комплекса ПРСЗ тяготеет к правобережной части Енисея и протягивается вдоль западной окраины кряжа не менее чем на 200 км при ширине от 70 до 90 км, согласуясь с общим СЗ простиранием региональных структур и данными [Постельников, Муσειбов, 1992].

Контур ПРСЗ и слагающие ее полихронные докембрийские комплексы пород образуют неправильное по форме вытянутое в СЗ направлении тело с клиновидным северо-западным замыканием, возможно, свидетельствующим о директивных западных направлениях тектонических движений в неопротерозойское время.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Биотитовые плагиогнейсы немтихинской толщи слагают пластовые тела с субгоризонтальным и слабонаклонным залеганием. Это однородные по минеральному составу темно-серые мелкозернистые породы лепидогранобластовой структуры существенно Bt-Pl-Qz состава с незначительной примесью минералов группы эпидота. Здесь и далее в тексте символы минералов приняты по [Whitney, Evans, 2010]. Плагиоклаз в ассоциации с кварцем образуют тонкие прослои параллельно сланцеватости. Характерной особенностью плагиогнейсов является присутствие в них включений зонального ортита, внешняя часть зерен которого представлена поздним эпидотом. Вторичные изменения проявлены развитием хлорита и кальцита в зонах интенсивного расщепления.

Порфиробластические плагиогнейсы малогаревской толщи представляют собой бластомилонитизированные породы с отчетливо выраженной первичной крупнозернистой порфиробластовой структурой и линзовидно-пятнистой текстурой за счет ориентированных в плоскости расщепления порфирокластов ортоклаза. На порфирокластовую структуру указывает первичный порфиробластический облик с наложенными хрупкопластическими деформациями. Кристаллы ортоклаза (до 20—25 об %) размером до 10 см часто сдвойникованы, и в них отчетливо фиксируются следы деформаций в виде волнообразного изгиба микрополосок пертита и залечивания микротрещин агрегатом кварца. Матрикс бластомилонитов представлен раздробленным и перекристаллизованным агрегатом плагиоклаза с кварцем и слюдами с незначительными содержаниями граната и аксессуарных минералов: апатита, турмалина, циркона и ортита. Он имеет тонкополосчатую и волнисто-полосчатую текстуры и отличается чередующимися зернами плагиоклаза и кварца в примерно равных количествах. Крупночешуйчатые лепидобласты биотита и мусковита образуют тонкую линзовидно-полосчатую и сланцеватую текстуры. В межзерновом пространстве гранитогнейсов проявлен поздний решетчатый микроклин, развивающийся как по плагиоклазу (антипертиты), так и по периферии порфирокластов ортоклаза.

Гранат-двуслюдяные кристаллические сланцы малогаревской толщи проявлены локально. Для них характерны субвертикальные и вертикальные залегания сланцеватости и метаморфической полосчатости. Биотит-мусковитовые скопления образуют сланцеватую и полосчатую текстуры. Порфиробласты зонального граната размером до 5 мм деформированы в плоскости (D_2) кристаллизационной сланцеватости. По периферии и в микротрещинах гранат часто замещается мелкочешуйчатым агрегатом позднего хлорита.

Биотит-амфиболовые гранитогнейсы гаревского комплекса в разрезе образуют неправильной формы складчатые тела среди порфиробластических плагиогнейсов малогаревской толщи. В районе исследования они представлены крупнозернистыми гнейсовидными гранитоидами преимущественно Qz-Pl-Bt состава. Реже в них встречаются крупные (до 5—7 мм) порфиробласты незонального граната, отмечен новообразованный решетчатый микроклин, образующий порфиробласты.

Микроклин-цоизитовые ортоамфиболиты распространены локально и сложены линейно ориентированными в плоскости (D_2) расщепления нематобластами амфибола (40—50 об %), плагиоклаза (30—40 об %), мелкопризматического цоизита (до 10 об %) и микроклина (до 20 об %). Вторичные изменения вызваны развитием хлорита, эпидота и кальцита.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ ГМК

Содержания главных и редких элементов определялись с помощью рентгеновского спектрометра VRA-20R (Carl Zeiss, Jena) и высокочувствительного масс-спектрометра высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS анализатор Element, Finigan Mat) в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, Новосибирск (аналитики — Л.Д. Холодова и И.В. Николаева) по методикам, описанным ранее [Likhanov, Reverdatto, 2008]. Полученные петрохимические данные для пород ГМК показывают следующие вариации составов (мас. %): $\text{SiO}_2 = 62.22\text{—}74.16$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1.17\text{—}8.20$, $\text{MgO} = 0.10\text{—}3.34$, $\text{CaO} = 0.47\text{—}2.99$, при умеренном содержании суммы щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 5.79\text{—}8.80$) и относительно высокой железистости ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.7\text{—}0.9$), где $\text{FeO}^* = 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$. Вариации содержаний других компонентов менее существенны. По сравнению с порфиробластическими плагиогнейсами и кристаллическими сланцами малогаревской толщи ортоамфиболиты существенно обеднены SiO_2 (48.01—56.96 мас. %), с пониженной концентрацией суммы щелочей (2.71—5.23 мас. %) и низкой железистостью (0.4—0.6) и отличаются повышенными содержаниями MgO (6.89—8.32 мас. %) и CaO (10.11—10.63 мас. %). По содержанию редких, включая редкоземельные (РЗЭ), элементов породы немтихинской

и малогаревской толщ ГМК близки к таковым в тейском гранитогнейсовом куполе [Туркина и др., 1988]. По сравнению с ортоамфиболитами их редкоэлементный состав характеризуется повышенными концентрациями литофильных (Rb, Cs, Ba), высокозарядных (Th, U, Ta, Nb) и большинства РЗЭ и пониженными содержаниями транзитных (Ni, Co, V, Sc) элементов.

Химический состав минеральных фаз в породах ГМК установлен с помощью рентгеноспектрального микроанализатора Jeol JXA-8100 в ИГМ СО РАН. Присутствие графита в кристаллических сланцах и практически чистого ильменита в каждой породе означает, что окислительный потенциал был достаточно низок, и содержание Fe^{3+} в структурных формулах железосодержащих фаз было незначительно [Likhanov et al., 1994]. В соответствии с этим уточнением вычислялась минеральная стехиометрия. Полученные результаты представлены в табл. 1—5. Ниже приведены основные закономерности изменения химических составов породообразующих минералов. По сравнению с гранатами из других проявлений метаморфизма Енисейского кряжа [Лиханов, Ревердатто, 2002; Likhanov, Reverdatto, 2011a], состав которых меняется 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, $Alm_{72-81}, Prp_{8-14}, Grs_{4-10}, Sps_{1-13}$ для полканского, $Alm_{70-73}, Prp_{9-13}, Sps_{6-14}, Grs_{5-11}$ для чапского и до $Alm_{69-85}, Prp_{5-14}, Grs_{5-10}, Sps_{1-14}$ для тейского, компонентный состав большинства гранатов из пород ГМК варьирует в несколько более широком диапазоне: $Alm_{74}-Alm_{85}, Prp_{7}-Prp_{13}, Grs_3-GrS_{13}, Sps_3-Sps_{12}$, с незначительным изменением железистости ($X_{Fe} = 0.86-0.92$). При отсутствии значительных вариаций состава пород это может свидетельствовать о более широких колебаниях *P-T* условий метаморфизма ГМК, типичных для совмещенных в одном разрезе нескольких этапов метаморфизма. Регрессивный характер зональности гранатов с постепенным уменьшением содержания гроссулярового

Таблица 1. Химический состав граната (мас. %) и структурная формула

Компонент	2с	5с	7с	12г	12с	13с	19г	19с	20с	27с
SiO ₂	36.67	36.96	37.46	36.51	36.31	36.56	36.55	37.25	37.28	37.37
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	20.66	20.63	2.09	20.51	20.36	20.49	20.62	20.82	21.09	20.82
FeO	37.44	33.58	32.91	37.66	33.76	33.56	33.80	34.94	34.86	33.00
MnO	1.89	5.30	0.80	1.87	4.96	5.01	4.47	1.29	1.60	1.19
MgO	2.13	1.68	2.67	2.11	1.89	1.85	2.14	3.31	3.32	2.73
CaO	0.91	1.40	4.56	0.95	1.52	1.39	1.21	1.54	1.58	4.46
Сумма	99.75	99.59	99.39	99.71	98.87	98.90	98.83	99.19	99.77	99.62
	12(O)									
Si	2.994	3.017	3.016	2.988	2.994	3.006	3.001	3.015	3.002	3.009
Ti	0.000	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Al	1.988	1.985	1.984	1.978	1.978	1.986	1.996	1.987	2.001	1.976
Fe	2.556	2.293	2.216	2.577	2.327	2.308	2.321	2.366	2.347	2.222
Mn	0.131	0.367	0.055	0.130	0.346	0.349	0.311	0.089	0.109	0.081
Mg	0.259	0.204	0.321	0.258	0.232	0.226	0.262	0.399	0.398	0.328
Ca	0.080	0.122	0.394	0.084	0.134	0.123	0.106	0.133	0.136	0.385
X_{Alm}	0.845	0.768	0.742	0.845	0.766	0.768	0.773	0.792	0.785	0.737
X_{Prp}	0.086	0.068	0.108	0.085	0.076	0.075	0.087	0.134	0.133	0.109
X_{Grs}	0.026	0.041	0.132	0.028	0.044	0.041	0.035	0.045	0.046	0.128
X_{Sps}	0.043	0.123	0.018	0.043	0.114	0.116	0.104	0.030	0.037	0.027
X_{Fe}	0.908	0.918	0.874	0.902	0.909	0.911	0.899	0.856	0.855	0.871

Примечание. Здесь и далее представлены следующие разновидности пород ГМК: 2, 7, 27 — порфиробластические плагиогнейсы и 5, 12, 13, 19, 20 — гранат-двуслюдяные кристаллические сланцы малогаревской толщи; 21, 22 — биотит-амфиболовые гранитогнейсы гаревского комплекса; 9, 10 — микроклин-цоизитовые ортоамфиболиты. $X_{Alm} = Fe/(Fe + Mg + Mn + Ca)$, $X_{Prp} = Mg/(Fe + Mg + Mn + Ca)$, $X_{Sps} = Mn/(Fe + Mg + Mn + Ca)$, $X_{Grs} = Ca/(Fe + Mg + Mn + Ca)$, $X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg)$, X_{An} в плагиоклазе и X_{Ca} в амфиболе = $Ca/(Ca + Na + K)$, $X_{Ann} = Fe/(Fe + Mg + Mn + Ti + Al^{VI})$, $X_{Phl} = Mg/(Fe + Mg + Mn + Ti + Al^{VI})$, $X_{Al^{VI}} = Al^{VI}/(Fe + Mg + Mn + Ti + Al^{VI})$, $X_K = Na/(Na + K)$. 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); $Al_{обм} = Al^V + Al^{VI}$ рассчитано на 13 катионов; с — центральные части зерен для зональных минералов, для биотита — состав включений биотита внутри центральных частей граната; г — внешние каймы.

Таблица 2. Химический состав плагиоклаза (мас. %) и структурная формула

Компонент	2с	5с	7с	12r	12с	13с	19r	19с	20с	27с	9с	10с	21с	22с
SiO ₂	67.18	66.52	63.63	66.02	66.71	66.48	65.13	65.37	65.97	62.29	58.73	60.53	59.83	60.10
Al ₂ O ₃	19.92	20.22	23.01	21.69	20.24	20.21	22.09	21.59	21.72	23.76	25.97	24.65	25.16	24.74
FeO	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.05	0.01	0.03	0.05	0.09	0.10	0.09	0.02
CaO	1.06	1.82	4.28	2.31	1.79	1.58	3.30	2.92	2.38	5.56	7.68	6.65	7.21	7.06
Na ₂ O	11.45	11.51	7.93	10.32	11.49	11.48	10.15	10.35	10.47	8.91	6.76	8.36	7.86	7.65
K ₂ O	0.04	0.03	0.28	0.03	0.02	0.04	0.06	0.11	0.03	0.09	0.69	0.13	0.12	0.17
Сумма	99.68	100.1	99.16	100.3	100.2	99.83	100.8	100.3	100.6	100.7	100.0	100.4	100.3	99.76
8(O)														
Si	2.955	2.925	2.821	2.887	2.927	2.929	2.85	2.871	2.882	2.749	2.626	2.689	2.664	2.685
Al	1.033	1.048	1.202	1.118	1.047	1.050	1.14	1.117	1.119	1.236	1.368	1.291	1.320	1.303
Fe	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.002	0.003	0.004	0.004	0.001
Ca	0.050	0.086	0.203	0.108	0.084	0.075	0.155	0.138	0.111	0.263	0.368	0.317	0.344	0.338
Na	0.977	0.981	0.681	0.875	0.978	0.981	0.861	0.882	0.887	0.763	0.586	0.720	0.679	0.663
K	0.002	0.002	0.016	0.002	0.001	0.002	0.003	0.006	0.002	0.005	0.040	0.007	0.007	0.010
X _{An}	0.05	0.08	0.23	0.11	0.08	0.07	0.15	0.13	0.11	0.26	0.37	0.30	0.33	0.33

Таблица 3. Химический состав биотита (мас. %) и структурная формула

Компонент	2с	5с	7с	12r	12с	13с	19r	19с	20с	27с
SiO ₂	35.52	34.08	36.21	35.50	35.48	34.13	34.99	36.72	36.35	36.28
TiO ₂	2.25	1.60	2.32	2.62	2.23	2.64	1.98	2.22	2.27	2.23
Al ₂ O ₃	18.87	18.15	16.99	19.28	18.88	18.30	19.53	17.46	17.16	17.33
FeO	22.48	24.60	18.85	19.27	22.45	22.27	18.91	18.79	18.59	19.06
MnO	0.05	0.08	0.28	0.06	0.06	0.05	0.03	0.27	0.27	0.28
MgO	7.24	6.55	10.68	8.71	7.25	7.27	9.70	10.18	10.01	10.18
Na ₂ O	0.11	0.21	0.12	0.11	0.10	0.16	0.28	0.09	0.13	0.12
K ₂ O	9.17	8.29	9.36	9.33	9.21	8.88	9.14	9.57	9.39	9.64
Сумма	95.76	93.82	94.83	94.88	95.66	93.73	94.56	95.30	94.23	95.12
8(O)										
Si	2.724	2.700	2.767	2.710	2.723	2.683	2.674	2.787	2.789	2.768
Ti	0.130	0.095	0.133	0.150	0.129	0.156	0.113	0.126	0.131	0.128
Al ^{IV}	1.276	1.300	1.233	1.290	1.277	1.317	1.326	1.213	1.211	1.232
Al ^{VI}	0.430	0.395	0.297	0.436	0.431	0.378	0.435	0.349	0.341	0.326
Fe	1.442	1.630	1.204	1.231	1.441	1.464	1.209	1.192	1.193	1.216
Mn	0.003	0.005	0.018	0.005	0.004	0.003	0.002	0.018	0.018	0.018
Mg	0.827	0.773	1.216	0.992	0.829	0.852	1.107	1.151	1.146	1.158
Na	0.016	0.032	0.017	0.016	0.015	0.024	0.040	0.014	0.019	0.018
K	0.897	0.838	0.912	0.907	0.902	0.891	0.890	0.926	0.919	0.938
X _{Fe}	0.64	0.68	0.50	0.55	0.64	0.63	0.52	0.51	0.51	0.51
X _{Ann}	0.51	0.56	0.42	0.44	0.51	0.51	0.42	0.42	0.42	0.43
X _{Phl}	0.29	0.27	0.42	0.35	0.29	0.30	0.39	0.41	0.41	0.41
X _{Al^{VI}}	0.15	0.14	0.10	0.15	0.15	0.13	0.15	0.12	0.12	0.12
X _{Ti^{IV}}	0.046	0.032	0.05	0.05	0.05	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04

Таблица 4. Химический состав мусковита (мас. %) и структурная формула

Компонент	2	5	7	12	13	19	20	27
SiO ₂	47.85	46.71	46.90	47.24	46.23	46.83	45.08	46.52
TiO ₂	0.29	0.73	0.76	1.04	0.66	0.78	0.12	0.12
Al ₂ O ₃	36.39	36.89	35.21	31.81	36.75	37.50	34.31	35.28
FeO	1.01	1.12	1.82	3.17	1.13	1.22	3.25	3.31
MgO	0.82	0.59	0.67	1.16	0.49	0.51	0.42	0.44
Na ₂ O	1.07	0.95	0.34	0.22	1.01	0.73	0.27	0.33
K ₂ O	9.16	9.05	9.75	9.76	9.20	9.11	9.82	10.24
Сумма	96.59	96.02	95.47	94.46	95.48	96.68	94.12	96.27
	11(O)							
Si	3.107	3.054	3.103	3.185	3.046	3.040	3.064	3.084
Ti	0.014	0.036	0.038	0.053	0.033	0.038	0.006	0.006
Al ^{IV}	0.893	0.946	0.897	0.815	0.954	0.960	0.936	0.916
Al ^{VI}	1.892	1.897	1.848	1.713	1.900	1.909	1.812	1.841
Fe	0.055	0.061	0.101	0.179	0.062	0.066	0.185	0.184
Mg	0.079	0.057	0.066	0.116	0.048	0.049	0.043	0.044
Na	0.134	0.120	0.044	0.029	0.129	0.092	0.036	0.042
K	0.759	0.755	0.823	0.840	0.774	0.755	0.851	0.866
X _K	0.850	0.863	0.949	0.967	0.857	0.891	0.959	0.954
X _{Al} ^{VI}	0.928	0.925	0.900	0.830	0.930	0.926	0.885	0.887
X _{Na}	0.150	0.137	0.051	0.034	0.143	0.109	0.041	0.046
X _{Fe}	0.027	0.030	0.049	0.087	0.030	0.032	0.090	0.089

Таблица 5. Химический состав (мас. %) и структурные формулы минералов

Компонент	Хлорит			Амфибол				КПШ		Эпидот	
	7	9	19	9	10	21	22	7	9	12	22
SiO ₂	23.47	23.02	22.85	40.55	40.41	39.99	40.14	65.10	65.45	38.97	39.53
TiO ₂	0.05	0.07	0.06	0.46	0.47	0.78	0.98	0.00	0.00	0.14	0.085
Al ₂ O ₃	21.47	21.53	21.33	11.32	11.72	11.97	11.85	17.93	17.89	28.42	24.97
FeO	31.82	30.92	32.66	29.71	28.93	29.67	29.72	0.00	0.04	5.59	9.72
MnO	0.15	0.141	0.15	0.69	0.75	0.70	0.77	0.00	0.00	0.08	0.15
MgO	9.18	10.12	8.66	1.08	1.10	1.14	1.19	0.01	0.01	0.07	0.07
CaO	0.03	0.03	0.07	10.53	10.10	10.26	10.28	0.01	0.02	23.46	22.34
Na ₂ O	0.04	0.07	0.03	1.34	1.67	1.62	1.63	0.73	0.70	0.02	0.30
K ₂ O	0.01	0.01	0.02	2.01	2.24	1.71	1.59	16.29	15.82	0.01	0.02
Сумма	86.30	85.98	85.90	97.69	97.39	97.84	98.15	100.1	99.93	96.77	97.28
	14(O)			23(O)				8(O)		25(O)	
Si	2.617	2.569	2.579	6.535	6.518	6.428	6.429	3.010	3.020	6.151	6.333
Ti	0.004	0.006	0.005	0.056	0.057	0.094	0.118	0.000	0.000	0.017	0.010
Al	2.822	2.831	2.837	2.151	2.229	2.268	2.238	0.977	0.973	5.287	4.715
Fe	2.967	2.885	3.083	4.004	3.903	3.989	3.981	0.000	0.001	0.738	1.302
Mn	0.015	0.013	0.014	0.094	0.102	0.095	0.104	0.000	0.000	0.011	0.021
Mg	1.525	1.684	1.457	0.259	0.264	0.273	0.284	0.001	0.000	0.016	0.016
Ca	0.003	0.004	0.008	1.818	1.746	1.767	1.764	0.000	0.001	3.966	3.834
Na	0.009	0.014	0.007	0.419	0.522	0.505	0.506	0.065	0.063	0.006	0.093
K	0.001	0.001	0.003	0.413	0.461	0.351	0.325	0.961	0.931	0.002	0.003
X _{Fe}	0.66	0.63	0.68	0.94	0.94	0.93	0.93	—	—	—	—
X _{Ca}	—	—	—	0.69	0.64	0.67	0.68	—	—	—	—
Al _{обш}	—	—	—	2.134	2.216	2.242	2.211	—	—	—	—

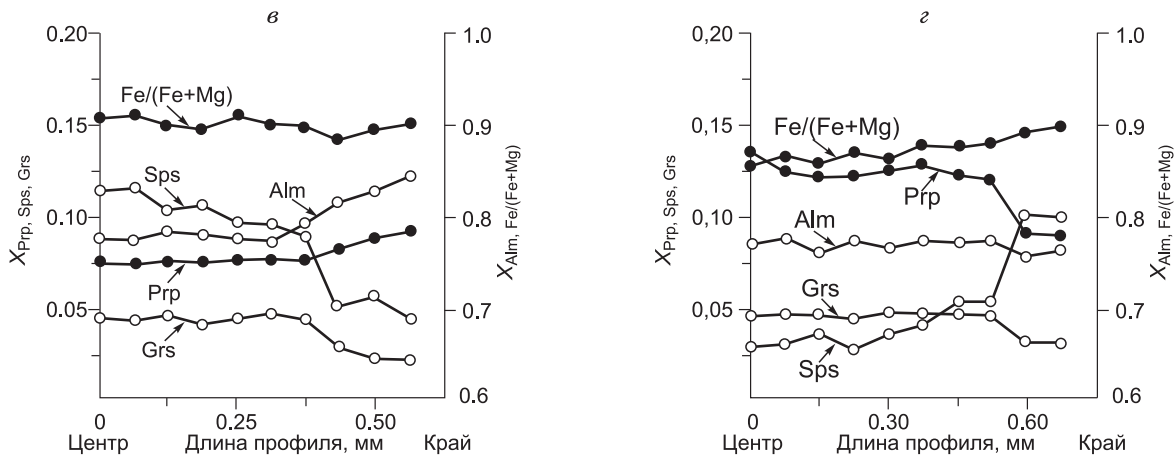
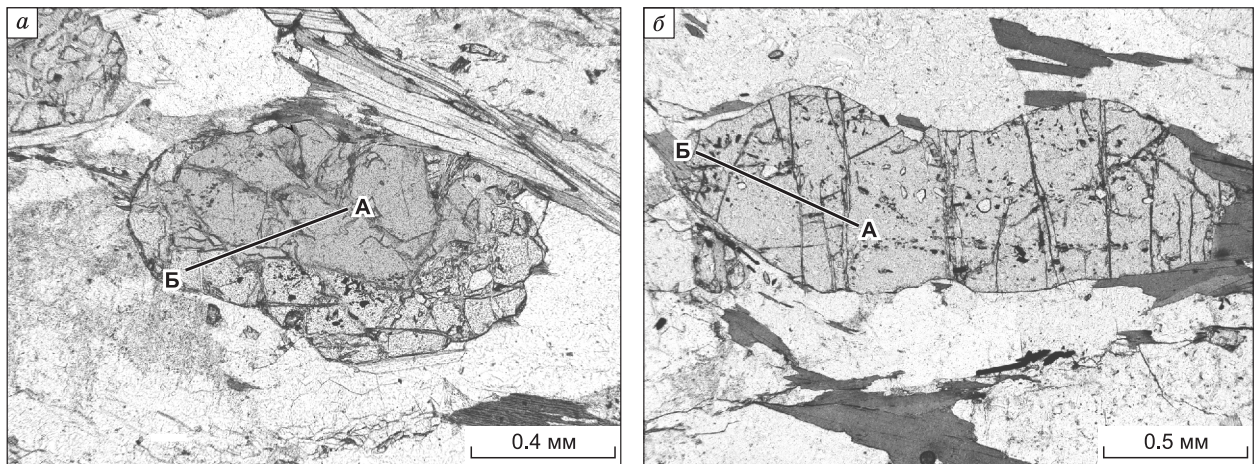


Рис. 5. Микрофотографии зерен граната из образцов 12 (а) и 19 (б) и концентрационные профили (обр. 12 — а; обр. 19 — б), построенные по линии А—Б.

Белыми кружками на профилях показаны составы гранатов, использованные для построения *P-T* трендов метаморфизма.

компонента от центра зерна к краю указывает на снижение давления на более поздних этапах его роста (рис. 5). Биотит незонален, его химический состав отличается существенными вариациями железистости ($X_{Fe} = 0.51—0.68$). Мусковитам свойственны слабые вариации содержания селадонитового компонента $((Mg + Fe)/(Mg + Fe + Al^{VI}) = 0.05—0.15$) и несколько более значительные изменения парагонитовой составляющей ($X_{Na} = 0.03—0.15$). Состав плагиоклаза варьирует в более широком диапазоне от альбита $X_{An} = 0.07$ в кристаллических сланцах до олигоклаза $X_{An} = 0.26$ в порфиробластических плагиогнейсах. Зерна плагиоклаза из кристаллических сланцев характеризуются зональным строением с постепенным увеличением основности от $X_{An} = 0.08—0.13$ в ядре до $X_{An} = 0.11—0.15$ в краях. Составы плагиоклаза из микроклин-цоизитовых амфиболитов представлены андезином и варьируют в узком диапазоне $X_{An} = 0.30—0.37$. Калиевые полевые шпаты представлены ортоклазом и микроклином с химическим составом, близким к чистому $KAlSi_3O_8$ (в пределах чувствительности микрозонда) с малой примесью Na_2O (до 0.73 мас. %). Амфибол представлен роговой обманкой с небольшими вариациями железистости ($X_{Fe} = 0.93—0.94$) и более существенными колебаниями содержаний TiO_2 (0.46—0.98 мас. %), K_2O (2.24—1.59 мас. %) и Na_2O (1.34—1.67 мас. %) в микроклин-цоизитовых амфиболитах и биотит-амфиболовых гранитогнейсах. Хлорит химически однороден во всех образцах с постоянной железистостью $X_{Fe} = 0.63—0.68$. Состав эпидота из кристаллических сланцев и плагиогнейсов близок к его стехиометрической формуле с незначительными вариациями в содержаниях Al_2O_3 и FeO .

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

На основе составов породообразующих минералов и их зональности были получены оценки *P-T* условий метаморфизма и построены *P-T* тренды. Для этих целей были использованы известные мине-

ральные геотермобарометры с соответствующими моделями смешения, согласованная база термодинамических данных и набор компьютерных программ.

Геотермобарометрия

Для гранатсодержащих пород максимальные температуры и давления метаморфизма определялись с использованием экспериментальной калибровки и соответствующих моделей смешения [Hodges, Spear, 1982] для Grt-Bt геотермометра [Ferry, Spear, 1978] и Grt-Bt-Ms-Pl геобарометра [Ghent, Stout, 1981] в модификации [Hodges, Crowley, 1985]. Выбор такой системы дает возможность сравнивать полученные результаты с имеющимися сведениями по другим метаморфическим комплексам на основе единой методики, т.е. с использованием одних и тех же взаимосогласованных геотермометров и геобарометров. Для независимого контроля температуры эти значения сопоставлялись с оценками температур, полученных с помощью четырех калибровок для Grt-Bt геотермометра [Perchuk, Lavrent'eva, 1983; Kleeman, Reinhardt, 1994; Holdaway et al., 1997; Kaneko, Miyano, 2004]. Контроль оценок давления осуществлялся с использованием калибровки и соответствующей модели смешения [Hoisch, 1991] для Grt-Bt-Ms-Pl геобарометра [Hoisch, 1990]. Для амфибол-плагноклазовых метаморфических пород, характеризующихся отсутствием минеральных ассоциаций с гранатом, давления определялись с помощью двух модификаций роговообманкового геобарометра [Hollister et al., 1987; Anderson, Smith, 1995]. Оценки температур были получены с использованием двух калибровок и соответствующих моделей смешения для Amf-Pl геотермометров [Blundy, Holland, 1990; Perchuk, 1991].

Величины P - T параметров формирования 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. 6 и на рис. 6. Ошибки определения P - T параметров при совместном использовании Grt-Bt геотермометра [Ferry, Spear, 1978] и Grt-Bt-Ms-Pl геобарометра [Hodges, Crowley, 1985], вычисленные с учетом аналитических погрешностей микронзондовых 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 превышали часто

Таблица 6. Оценки P - T условий метаморфизма пород гаревского метаморфического комплекса

Номер образца	T , °C								P , кбар			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Порфиробластические плагногнейсы и кристаллические сланцы												
2с	605	592	612	607	629	—	—	609	8.64	9.26	—	—
5с	619	602	621	652	664	—	—	631	8.27	8.21	—	—
7с	577	573	570	593	598	—	—	582	8.30	8.90	—	—
12с	602	585	608	634	619	—	—	610	8.31	8.84	—	—
12г	486	541	547	543	488	—	—	521	4.70	4.89	—	—
13с	585	581	595	627	611	—	—	600	8.26	8.34	—	—
19с	598	585	604	603	576	—	—	593	7.72	7.88	—	—
19г	477	540	531	561	462	—	—	514	4.30	3.89	—	—
20с	601	588	607	609	563	—	—	594	8.24	8.08	—	—
27с	587	582	581	606	566	—	—	584	8.08	8.42	—	—
Биотит-амфиболовые гранитогнейсы и микроклин-цоизитовые ортоамфиболиты												
9с	—	—	—	—	—	615	623	—	—	—	7.37	7.90
10с	—	—	—	—	—	600	610	—	—	—	7.81	8.10
21с	—	—	—	—	—	610	635	—	—	—	8.03	8.30
22с	—	—	—	—	—	595	645	—	—	—	7.86	8.00

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 — Grt-Bt [Holdaway et al., 1997], 6 — Amf-Pl [Perchuk, 1991], 7 — Amf-Pl [Blundy, Holland, 1990], 8 — среднее по использованным геотермометрам; геобарометры: 9 — Grt-Bt-Ms-Pl [Hodges, Crowley, 1985], 10 — Grt-Bt-Ms-Pl [Hoisch, 1990], 11 — Al-Hrb [Hollister et al., 1987], 12 — Al-Hrb [Anderson, Smith, 1995]. P - T оценки получены по (г) регрессивным каймам зональных минералов (этап экзугмации) и (с) ядрам зональных минералов (этап регионального метаморфизма).

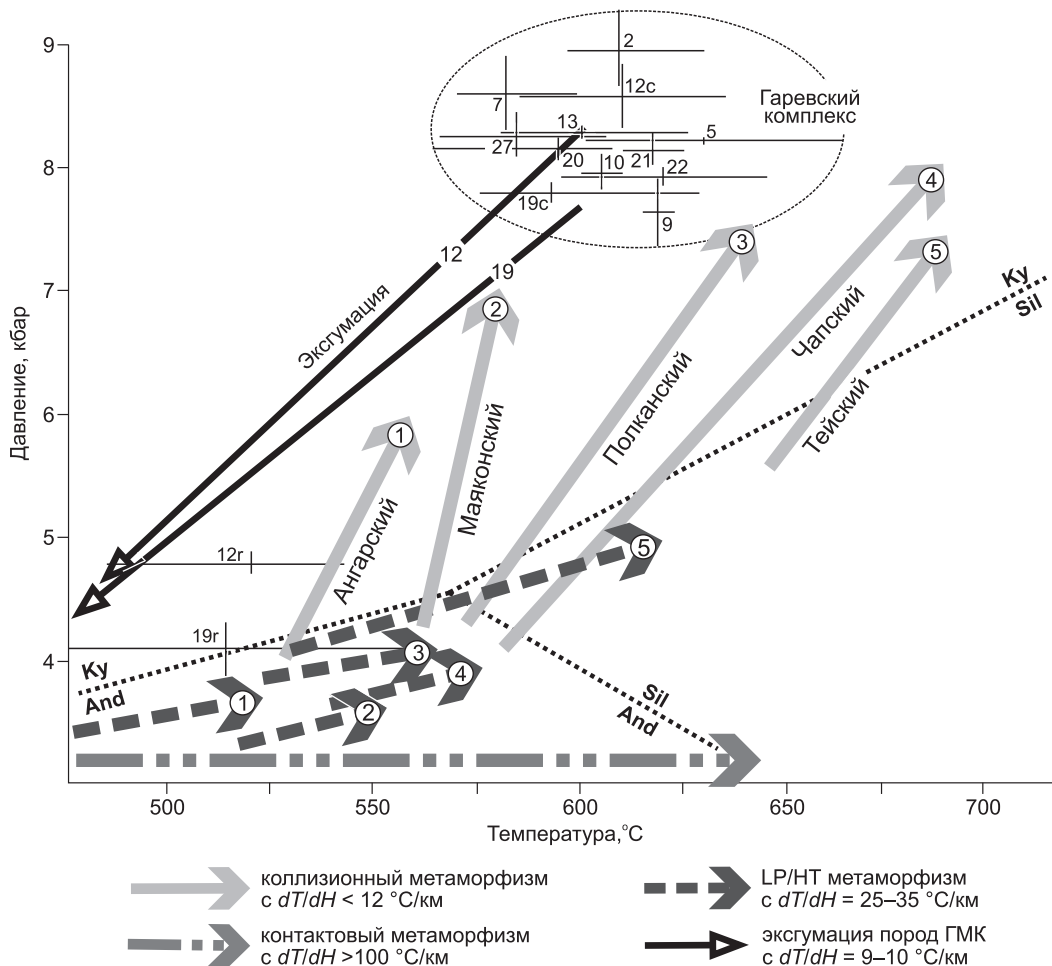


Рис. 6. *P-T* условия метаморфизма и тренды при эксгумации пород ГМК в сравнении с эволюцией метаморфизма разных типов для метapelитов Заангарья Енисейского кряжа.

Для каждого образца ГМК показаны средние значения *P-T* параметров (крестом) и их разброс, полученные по разным геотермобарометрам без учета их погрешности. Цифры у крестов соответствуют номерам образцов на рис. 1; г — каймы зональных минералов (этап эксгумации), с — ядра зональных минералов (этап регионального метаморфизма). Направления *P-T* трендов при эксгумации пород, построенных по зональным метаморфическим минералам (см. рис. 5), показаны тонкими черными стрелками от центра зерен граната к краю. Арабские цифры на *P-T* траекториях, обозначенных толстыми серыми стрелками, соответствуют другим изученным участкам Енисейского кряжа (в скобках — возраст метаморфизма): 1 — ангарский (864 ± 9.1 млн лет, [Likhonov, Reverdatto, 2011a,b]), ТПМК: 2 — маяконский (854—851 млн лет, [Лиханов и др., 2008; Likhonov, Reverdatto, 2009]), 3 — полканский (802—798 млн лет, [Лиханов и др., 2010в, 2011а]); 4 — чапский (857—850 млн лет, [Лиханов и др., 2010б; Likhonov et al., 2010]), 5 — тейский (853—849 млн лет, [Лиханов и др., 2012б]). Координаты тройной точки и линии моновариантных равновесий полиморфов Al_2SiO_5 показаны штрихпунктиром, по [Pattison, 1992].

цитируемых в литературе погрешностей геотермобарометров [Hodges, McKenna, 1987; Kohn, Spear, 1991].

Полученные данные указывают, что для разнообразных по составу толщ ГМК при метаморфизме достигались весьма близкие давления и температуры ($P = 7.72—8.64$ кбар и $T = 582—631$ °C), отвечающие переходным условиям между верхами амфиболитовой и низами гранулитовой фаций (см. рис. 6). Это свидетельствует о погружении блока описываемых пород в средние части континентальной коры на глубину до 28 км (принимая литостатическое давление в континентальной коре 1 кбар/3.5 км) при метаморфическом градиенте с dT/dH около 20—25 °C/км, что близко к среднеземной величине [Ревердатто, Шеплев, 1998]. Наложенный метаморфизм происходил локально в зонах D_2 -бластомилонитов при постепенном снижении давления до 3.9—4.9 кбар и температуры до 461—547 °C, что соответствует условиям эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Эти оценки приближаются к *P-T* параметрам внешних зон коллизионного метаморфизма ТПМК в пределах маяконского, чапского, полканского и тейского участков [Likhonov, Reverdatto, 2011a].

Первое появление силлиманита в ассоциации с калиевым полевым шпатом в породах ГМК позволяет оценить парциальное давление воды во флюиде по экспериментально изученному равновесию $Ms + Qz = Sil + Kfs + H_2O$ [Chatterjee, Johannes, 1974]. Линия равновесия, рассчитанная при $P_{H_2O} = 0.5—0.7P_s$ (P_s — давление нагрузки) [Кориковский, 1979; Александров, 2010], располагается вблизи вычисленных $P-T$ параметров на Sil-in изограде. В целом эти оценки соответствуют данным для амфиболитовых пород Джугджуро-Становой складчатой области, характеризующихся развитием похожего набора минеральных парагенезисов [Александров, 2010], и отличаются от моделей флюидного режима, разработанных на примере гранулитовых комплексов Сибирского кратона [Перчук, 1973] с экстремальной зависимостью P_{H_2O} от P_s , по которой P_{H_2O} достигает максимума в средних по глубинности зонах и закономерно убывает в более или менее глубинных сечениях земной коры.

***P-T* тренды метаморфизма**

$P-T$ тренды метаморфизма представляют собой запись сопряженного изменения температуры и давления в ходе геологической истории метаморфических пород. Именно поэтому они являются важным инструментом изучения геодинамических процессов. Для этих целей мы используем программный пакет PТРАТН [Spear et al., 1991], так как все рассчитанные $P-T$ тренды эволюции метаморфических комплексов Енисейского кряжа получены по этой методике с помощью одних и тех же термодинамических данных для минералов. Теоретическое обоснование для расчета $P-T$ трендов, основанное на аналитической формулировке фазового соответствия для конкретной минеральной ассоциации, позволяющей 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 монографии [Spear, 1993]. Вычисления $P-T$ трендов для двух образцов пород (обр. 12 и 19) были сделаны с помощью компьютерной программы PТРАТН и термодинамической базы данных [Berman, 1988].

При построении $P-T$ трендов (см. рис. 6) в качестве базовой была использована минеральная ассоциация кристаллических сланцев $Grt + Bt + Ms + Qz + Pl + Kfs + Ep$, в которой рос гранат. Эта модельная ассоциация состоит из восьми основных фаз, включая H_2O (поровый флюид). Взаимоотношения между минералами могут быть полностью описаны 9-компонентной системой $SiO_2-Al_2O_3-FeO-MnO-MgO-K_2O-CaO-Na_2O-H_2O$. Термодинамическая вариантность в соответствии с правилом фаз Гиббса равняется $4 (9 + 2 - 7)$, 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 тем, что перераспределение CaO между гранатом и плагиоклазом имеет сильную зависимость от давления [Ghent, Stout, 1981] и учитывается медленная скорость диффузии компонентов, обеспечивающая сохранность концентрационной зональности при метаморфизме [Cygan, Lasaga, 1985]. Для согласования между результатами геотермобарометрии и расчетом $P-T$ трендов метаморфизма для граната и плагиоклаза использовались модели состав—активность [Hodges, Spear, 1982].

Величины начальных $P-T$ параметров метаморфизма вычислялись при совместном использовании экспериментально откалиброванного Grt-Bt геотермометра [Ferry, Spear, 1978] и Grt-Bt-Ms-Pl геобарометра [Hodges, Crowley, 1985] с применением модели смешения [Hodges, Spear, 1982]. При этом было принято, что состав внутренних частей зерен граната отвечает начальной стадии его роста, а постепенное изменение состава плагиоклаза (от $X_{An} = 0.08—0.13$ в ядре до $X_{An} = 0.11—0.15$ в краях) коррелировалось с ростом граната во внешних частях зерен (см. табл. 6). Характер зональности гранатов с постепенным уменьшением содержания гроссулярового компонента от центра зерна к краю указывает на понижение давления в течение более поздних этапов его роста (см. рис. 5). Вычисленные $P-T$ тренды метаморфизма имеют почти одинаковые положительные наклоны в координатах P и T и незначительно различаются длиной траектории (см. рис. 6). Они показывают, что в изученных породах ГМК в целом происходило постепенное существенное уменьшение общего давления на 3.4—3.6 кбар при незначительном уменьшении температуры на 120 °C (см. рис. 6). Это может свидетельствовать о режиме декомпрессионного остывания пород при низком метаморфическом градиенте с dT/dH не более 10 °C/км. Такие особенности можно объяснить эксгумацией высокометаморфизованных блоков ГМК из средней коры с глубин порядка 28 км и их становления в верхней части континентальной коры на уровне 14—16 км с остыванием на 80—120 °C. Причем крутопадающие шпирзоны, вероятно, являлись сместителями, по которым осуществлялась транспортировка блоков пород (эксгумация). Вероятно, D_2 -бластомилониты, образованные по продуктам регионального метаморфизма в зонах сдвиговых деформаций, отражали специфику тектонометаморфической эволюции в участке сопряжения Центрально-Ангарского и Исаковского террейнов. Рассчитанные $P-T$ тренды декомпрессионного охлаждения для изученных гнейсов совпадают по величинам метаморфического градиента с трендами почти изотермического пог-

ружения пород ТПМК при коллизионном метаморфизме, обусловленном тектоническим утолщением земной коры в результате быстрого надвига с последующим быстрым подъемом блоков пород [Лиханов и др., 2011a] (см. рис. 5). Сходный характер P - T трендов и другие структурно-геологические признаки ГМК и ТПМК позволяют нам предполагать близкую связь между тектоническими механизмами их формирования.

Интерпретация геолого-структурных и петрологических данных в Заангарье Енисейского кряжа позволила выделить два этапа в развитии ГМК. Этапы различаются термодинамическими режимами и величинами метаморфических градиентов. На первом этапе сформировались метаморфические комплексы в условиях средней—верхней части амфиболитовой фации регионального метаморфизма умеренных и отчасти повышенных давлений в узком интервале $P = 7.7$ — 8.6 кбар и $T = 582$ — 631 °С, что может быть объяснено погружением пород в среднюю часть континентальной коры (около 28 км) при метаморфическом градиенте с dT/dH около 20 — 25 °С/км. На втором этапе породы ГМК испытали метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации ($P = 3.9$ — 4.9 кбар и $T = 461$ — 547 °С) при низком метаморфическом градиенте с dT/dH не более 10 °С/км. Это метаморфическое событие имеет локальный характер, накладываясь на предыдущие метаморфические события. Схожие условия были типичны для пород ТПМК, подвергнутых позднерифейскому коллизионному метаморфизму умеренных давлений кианит-силлиманитового типа (4.5 — 6.7 кбар/ 560 — 600 °С — маяконский; 5.0 — 7.3 кбар/ 585 — 645 °С — полканский; 5.7 — 7.1 кбар/ 660 — 698 °С — тейский и 5.7 — 7.1 кбар/ 660 — 698 °С — чапский участки) вблизи надвигов [Лиханов и др., 2009], что позволяет предполагать близкую связь между этими событиями. Поздний метаморфизм, проявившийся в P - T условиях мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев, характеризует низкотемпературные изменения средневысокотемпературных пород ГМК при их эксгумации в условия верхней коры.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В рамках изучения гаревского комплекса были проведены изотопно-геохронологические исследования blastsмилонитизированных порфиробластических плагиогнейсов малогаревской толщи и микроклин-цоизитовых ортоамфиболитов. U-Pb датирование цирконов выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, аналитик И.П. Падерин) по методике, описанной в работе [Попов и др., 2010]. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (АЦ ИГМ СО РАН, Новосибирск, аналитик А.В. Травин) по стандартным процедурам, описанным нами ранее [Лиханов и др., 2010б].

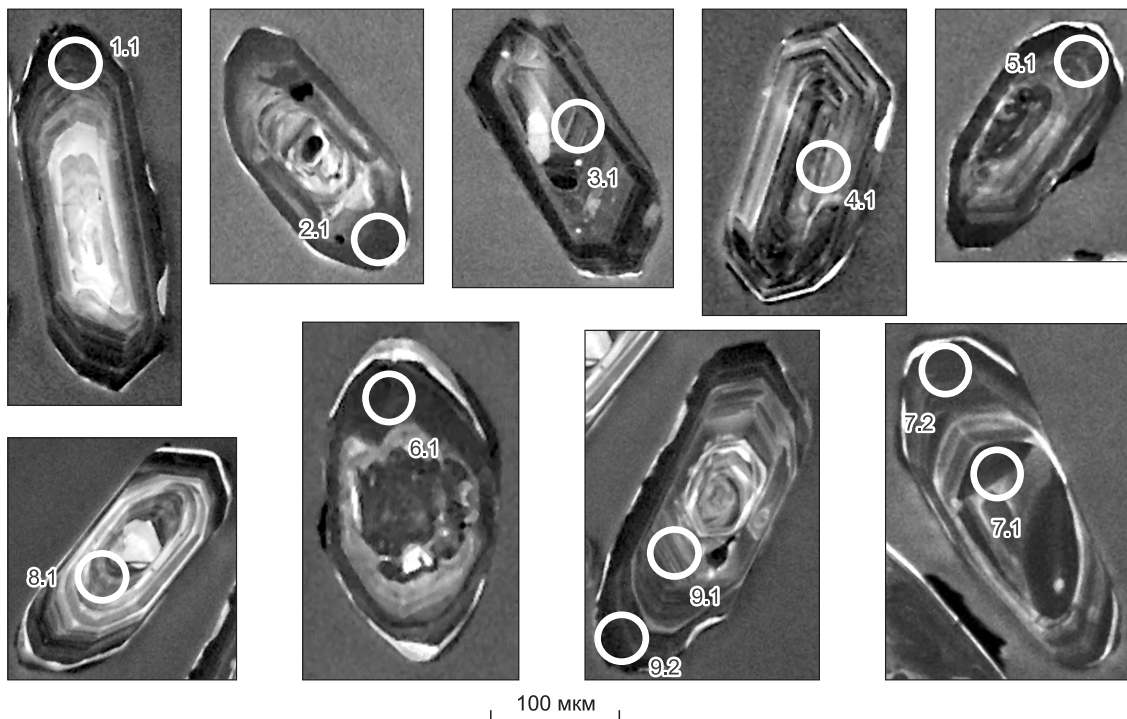


Рис. 7. Катодолюминесцентное изображение зерен цирконов из порфиробластических плагиогнейсов малогаревской толщи ГМК (обр. 2) с расположением точек измерений из табл. 7.

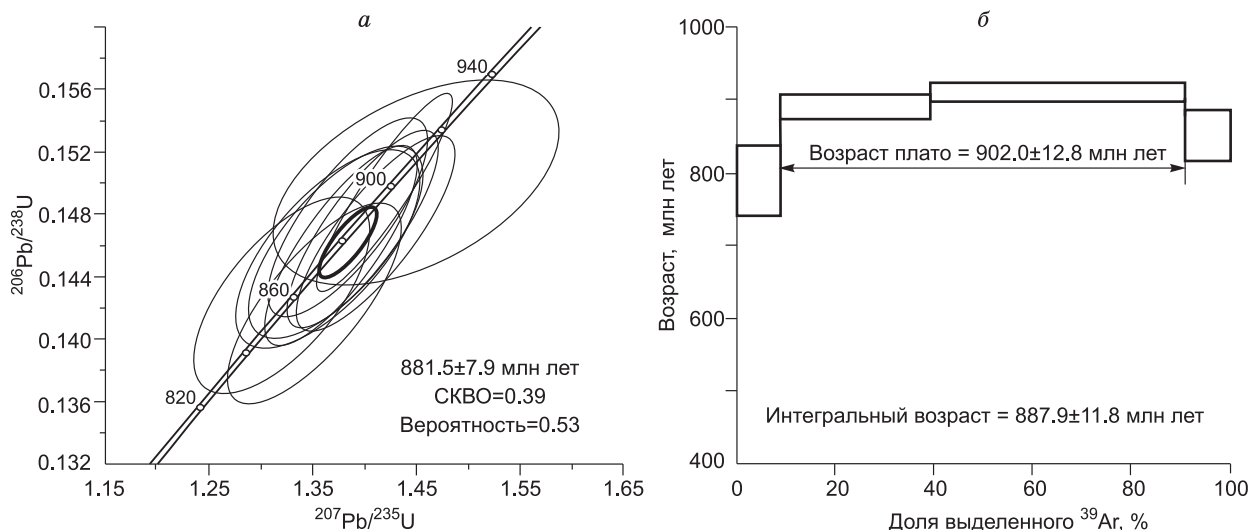


Рис. 8. Диаграммы с конкордией для цирконов из порфиробластических плагиогнейсов (а); результаты $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ определения для роговой обманки из микроклин-цоизитовых ортоамфиболитов ГМК (б).

а — обр. 2, 11 точек; величина эллипсов соответствует 2σ ; б — обр. 10, приведен интегральный возраст; стрелками показан возраст, рассчитанный по методу плато.

В катодоллюминесцентном изображении зерна циркона характеризуются наличием светлых длиннопризматических ядер с тонкой секториальной зональностью и темных незональных внешних оболочек (рис. 7). Большинство центральных частей зерен имеют нормальные Th/U отношения в диапазоне 0.14—0.29, что с учетом тонкой зональности и наличием расплавных включений свидетельствует о магматической природе циркона. Внешние оболочки отличаются более низкими величинами Th/U отношений (0.03—0.07), что свойственно цирконам метаморфического происхождения [Туркина и др., 2009] (табл. 7).

Фигуративные точки одиннадцати центральных и краевых частей зерен цирконов располагаются вдоль конкордии в диапазоне, соответствующем интервалу 860—900 млн лет, со средним значением

Таблица 7.

Результаты изотопного анализа и возраст цирконов из порфиробластических плагиогнейсов малогаревской толщи (обр. 2)

Номер точки	U г/г	Th г/г	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}_c$, %	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Изотопные отношения ¹						Rho	Возраст, млн лет		D, %
						$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
1.1r	547	39	0.07	0.08	68.9	0.068	1.7	1.372	2.5	0.1463	1.8	0.725	880 ± 15	869 ± 35	-1
2.1r	1895	49	0.03	0.01	243	0.06889	0.78	1.419	1.9	0.1493	1.7	0.911	897 ± 14	896 ± 16	0
3.1c	614	107	0.18	0.05	78	0.06793	1.4	1.383	2.2	0.1477	1.8	0.792	888 ± 15	866 ± 28	-2
4.1c	426	118	0.29	0.16	52.3	0.0671	1.9	1.32	2.6	0.1428	1.8	0.683	860 ± 14	840 ± 40	-2
5.1c	478	30	0.07	0.37	60.1	0.068	2	1.368	2.7	0.1459	1.8	0.669	878 ± 15	868 ± 41	-1
6.1r	1104	37	0.03	0.20	140	0.06889	1.2	1.397	2.1	0.147	1.7	0.812	884 ± 14	895 ± 26	1
7.1c	657	61	0.10	0.10	83	0.06969	1.3	1.41	2.2	0.1468	1.8	0.799	883 ± 15	919 ± 27	4
7.2r	748	43	0.06	0.18	93.8	0.068	2.1	1.365	2.7	0.1457	1.8	0.643	877 ± 14	868 ± 44	-1
8.1c	282	39	0.14	0.05	34.4	0.0689	1.7	1.352	2.5	0.1423	1.8	0.727	858 ± 15	896 ± 36	5
9.1c	897	50	0.06	2.35	119	0.0701	3.4	1.45	3.9	0.15	1.8	0.460	901 ± 15	932 ± 70	3
9.2r	672	43	0.07	0.05	84.2	0.06839	1.2	1.376	2.2	0.1459	1.8	0.818	878 ± 15	880 ± 26	0

Примечание. с — ядро, г — оболочка. Ошибки приведены на уровне 1σ . Pb_c и Pb^* — обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта не превышает 0.55 %. D — дискордантность, Rho — коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$.

¹ Поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb .

881.5 ± 7.5 млн лет (рис. 8, а). Результаты U-Pb геохронологических исследований циркона хорошо согласуются с ⁴⁰Ar-³⁹Ar данными, полученными методом ступенчатого прогрева. Для спектра роговой обманки, выделенной из ортоамфиболитов, получено четкое плато с возрастом 902 ± 12.8 млн лет соответствующим этапу охлаждения пород до температуры (500 °С, [Hodges, 2004]) закрытия K-Ar изотопной системы в роговой обманке (см. рис. 8, б). Это позволяет рассматривать эти возрастные оценки на рубеже среднего—позднего протерозоя для обоснования времени формирования бластомилонитов в сдвиговых зонах деформаций в пределах ГМК [Лиханов и др., 2011в]. Результаты U-Pb датирования согласуются с данными по зернам цирконов (865—880 млн лет) из древних коллизионных гранитоидов тейского комплекса Заангарья Енисейского кряжа [Ножкин и др., 1999; Верниковский, Верниковская, 2006], вблизи которых проявлялся контактовый метаморфизм позднерифейского (867—855 млн лет) возраста с высоким $dT/dH > 100$ °С/км [Лиханов и др., 1999; Likhonov et al., 2001; Лиханов, 2003]. Почти синхронно с этими процессами вблизи надвигов в зоне Татарского глубинного разлома локально проявлен позднерифейский (863—849 млн лет) [Лиханов и др., 2007, 2010б, 2011а] коллизионный метаморфизм умеренных давлений кианит-силлиманитового типа с повышением давления вблизи надвигов от 4.5—5 до 6.5—8 кбар; метаморфизм отличался низким dT/dH — не более 12 °С/км, обусловленным возможным надвиганием блоков пород со стороны Сибирского кратона на Енисейский кряж (см. рис. 6). Это подтверждается геофизическими данными [Егоров, 2004], результатами исследования природы и U-Pb SHRIMP-II и Sm-Nd оценками возрастов протолитов метапелитов, сформированных 1.9—2.0 млрд л.н. в пределах Сибирского кратона [Likhonov, Reverdatto, 2007; Ножкин и др., 2008б; Лиханов и др., 2008а; Лиханов, Ревердатто, 2011].

Более позднее внедрение постколлизионных внутриплитных гранитоидов глушихинского комплекса с возрастом цирконов 730—752 млн лет, маркирующих верхнюю возрастную границу полиметаморфизма в пределах контуров ГМК, связывается с другим геодинамическим событием — столкновением Центрально-Ангарского террейна с Сибирским кратоном (760—750 млн лет) [Верниковский, Верниковская, 2006].

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

На основании геолого-структурных, петрологических и геохронологических данных были выделены два этапа в развитии ГМК, приуроченного к зоне сочленения Центрально-Ангарского и Исаковского террейнов в Заангарье Енисейского кряжа. На первом этапе сформировались метаморфические комплексы в условиях средней—верхней (мигматизация) части амфиболитовой фации регионального метаморфизма умеренных давлений с возрастом 973—953 млн лет в узком интервале $P = 7.72—8.64$ кбар и $T = 582—631$ °С, что может быть объяснено погружением блока пород в среднюю часть континентальной коры при метаморфическом градиенте с dT/dH около 20—25 °С/км. На втором этапе эти породы испытали позднерифейский (900—880 млн лет) динамометаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации ($P = 3.9—4.9$ кбар и $T = 461—547$ °С) при низком метаморфическом градиенте с dT/dH не более 10 °С/км, с формированием D_2 -бластомилонитов в сдвиговых зонах.

По времени все эти метаморфические события соответствуют завершающей эпохе гренвильской орогении с пиками 970—950 и 880—860 млн лет, имевших место примерно в то же время и в других литосферных блоках азиатского континента. Синхронность возрастных датировок, похожий вид P - T трендов погружения и эксгумации блоков пород, близкий характер метаморфических и деформационных процессов и другие особенности эволюции ГМК и ТПМК предоставляют нам основания для их объединения в составе единого гаревско-тейского полиметаморфического комплекса (ГТМК) на западной окраине Сибирского кратона. Тектонометаморфическое развитие этого комплекса контролировалось растяжением и сжатием континентальной коры в пределах крупных линейментных структур региона — Приенисейской и Тейской региональных сдвиговых зон, сформировавших тектонический облик Заангарья Енисейского кряжа. Эти исследования являются основой для разработки новой геодинамической модели формирования Енисейского кряжа в позднем докембрии. Наряду с созданием таких геодинамических моделей, корректно описывающих совокупность геологических процессов в регионе, это открывает перспективы в разрешении имеющихся противоречий в понимании его геодинамической природы.

Авторы благодарны рецензентам А.Д. Ножкину, П.Я. Азимову и В.А. Верниковскому за конструктивные замечания. Исследования осуществлялись при поддержке Президиума СО РАН (партнерский проект фундаментальных исследований № 12) и РФФИ (грант 11-05-00321).

ЛИТЕРАТУРА

Александров И.А. Метаморфические породы амфиболитовой фации Джугджуро-Становой складчатой области (условия образования и состав протолитов). Владивосток, Дальнаука, 2010, 211 с.

Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, т. 17, № 3, с. 29—45.

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

Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (4), с. 502—519.

Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Бабин Г.А., Травин А.В., Хромых С.В., Юдин Д.С., Кармышева И.В., Корнеева И.Б., Михеев Е.И. Роль плюм-тектоники и сдвигово-раздвиговых деформаций литосферы в эволюции ранних каледонид Центральной Азии // Изв. СО РАН (секция наук о Земле), 2011, № 1, с. 104—118.

Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 761—784.

Егоров А.С. Глубинное строение и геодинамика литосферы Северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотраверсов России). СПб., ВСЕГЕИ, 2004, 199 с.

Зиновьев С.В., Чиков Б.М. Геолого-структурная модель Кедровско-Бутачихинской деформационно-метаморфической зоны (Рудный Алтай) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (7), с. 1018—1026.

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

Козлов П.С., Лиханов И.И., Попов Н.В. Первая находка гранитов рапакиви в докембрии Заангарья Енисейского кряжа и ее значение // Проблемы плейт- и плюм-тектоники докембрия. СПб., ИГД РАН, 2011а, с. 79—81.

Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В. *P-T* эволюция кристаллических комплексов Заангарья Енисейского кряжа как следствие тектонических процессов растяжения и сжатия континентальной коры в Приенисейской региональной сдвиговой зоне // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2011б, с. 118—121.

Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М., Наука, 1979, 263 с.

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.

Левковский Р.З. Рапакиви. Л., Недра, 1975, 223 с.

Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 (второе издание) / Ред. Л.К. Качевский. Красноярск, Красноярскгеологосъемка, 1998, 197 с.

Лиханов И.И. Минеральные реакции в высокоглиноземистых и железистых 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 глинозесто-железистых метапелитах Енисейского кряжа // Петрология, 2002, т. 10, № 5, с. 541—558.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Нижнепротерозойские метапелиты Енисейского кряжа: природа и возраст протолита, поведение вещества при коллизионном метаморфизме // Геохимия, 2011, т. 49, № 3, с. 239—267.

Лиханов И.И., Шеплев В.С., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Киреев А.Д. Об изохимической природе контактового метаморфизма высокоглиноземистых метапелитов: ореол Аяхтинского гранитоидного массива, Енисейский кряж // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (1), с. 90—97.

Лиханов И.И., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е., Кребс М., Мемми И. Метаморфическая эволюция высокоглиноземистых метапелитов вблизи Панимбинского надвига (Енисейский кряж): минеральные ассоциации, *P-T* параметры и тектоническая модель // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1205—1220.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. Петрогенетическая решетка для железисто-глиноземистых метапелитов в системе $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ // Докл. РАН, 2004, т. 394, № 1, с. 46—50.

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

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.

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

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

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

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

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Коллизионные метаморфические комплексы Енисейского кряжа: особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации // Геология и геофизика, 2011а, т. 52 (10), с. 1593—1611.

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

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

Лиханов И.И., Попов Н.В., Ножкин А.Д. Древнейшие гранитоиды Заангарья Енисейского кряжа: U-Pb и Sm-Nd данные, обстановки формирования // Геохимия, 2012а, т. 50, № 8, с. 824—832.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. U-Pb и ^{40}Ar - ^{39}Ar свидетельства гренвильских событий на Енисейском кряже при формировании тейского полиметаморфического комплекса // Геохимия, 2012б, т. 50, № 6, с. 607—614.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Попов Н.В., Козлов П.С. Первая находка гранитов рапакиви на Енисейском кряже: возраст, *PT*-условия и обстановки формирования // Докл. РАН, 2012в, т. 443, № 2, с. 207—213.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикина 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., Бибикина Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А. Изотопно-геохронологическое исследование (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) субщелочных порфиридных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (9), с. 879—889.

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, 2008а, т. 49 (7), с. 666—688.

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

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

Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., Наука, 1973, 318 с.

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

Постельников Е.С., Мусейбов Н.И. Об особенностях глубинного строения Заангарья // Бюл. МОИП, 1992, т. 67, вып. 2, с. 20—32.

- Ревердатто В.В., Шеплев В.С.** Геодинамические факторы метаморфизма и их моделирование: обзор и анализ проблемы // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (12), с. 1679—1692.
- Сальников А.С.** Сейсмологическое строение земной коры платформенных и складчатых областей Сибири по данным региональных сейсмических исследований преломленными волнами. Новосибирск, СНИИГТИМС, 2009, 132 с.
- Старосельцев В.С., Мигурский А.В., Старосельцев К.В.** Енисейский кряж и его сочленение с Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 76—85.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бобров В.А.** Типы распределения редкоземельных и радиоактивных элементов и рудоносность гранитоидов (Енисейский кряж) // Геология и геофизика, 1988 (1), с. 64—72.
- Туркина О.М., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н., Пресняков С.Л., Салтыкова Т.Е.** Палеоархейский тоналит-грандьемитовый комплекс северо-западной части Шарьжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): результаты U-Pb и Sm-Nd исследования // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (1), с. 21—37.
- Хаин В.Е.** Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 753—760.
- Хераскова Т.Н.** Новые данные о строении Енисейского кряжа // Геотектоника, 1999, № 1, с. 15—27.
- Чиков Б.М.** Сдвиговое стресс-структурообразование в литосфере: разновидности, механизмы, условия (обзор проблемы) // Геология и геофизика, 1992 (9), с. 3—39.
- Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Деев Е.В.** Мезозойско-кайнозойские коллизионные структуры Большого Алтая // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (5), с. 426—438.
- Anderson J.L., Smith D.R.** The effects of temperature and f_{O_2} of the Al-in-hornblende barometer // Amer. Miner., 1995, v. 80, p. 549—559.
- Berman R.G.** Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O—K₂O—CaO—FeO—MgO—Al₂O₃—SiO₂—TiO₂—H₂O—CO₂ // J. Petrol., 1988, v. 29, p. 455—522.
- Blundy J.D., Holland T.J.B.** Calcic amphibole equilibria and new amphibole—plagioclase geothermometer // Contr. Miner. Petrol., 1990, v. 104, p. 208—224.
- Chatterjee N.D., Johannes W.S.** Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M₁-muscovite, KAl₂Al₃Si₃O₁₀(OH)₂ // Contr. Miner. Petrol., 1974, v. 48, p. 89—114.
- 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.
- 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.
- 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.
- Ghent E.D., Stout M.Z.** Geobarometry and geothermometry of plagioclase—biotite—garnet—muscovite assemblages // Contr. Miner. Petrol., 1981, v. 76, p. 92—97.
- Hodges K.V.** Geochronology and thermochronology in orogenic system // Treatise on geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford, UK, Elsevier, 2004, p. 263—292.
- Hodges K.V., Spear F.S.** Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ 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.** 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., Mukhopadhyay B., Dyar M.D., Guidotti C.V., Dutrow B.L.** Garnet—biotite geothermometry revised: new Margules parameters and a natural specimen data set from Maine // Amer. Miner., 1997, v. 82, p. 582—595.
- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B.** Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // Amer. Miner., 1987, v. 72, p. 231—239.
- Kaneko Y., Miyano T.** Recalibration of mutually consistent garnet—biotite and garnet—cordierite geothermometers // Lithos, 2004, v. 73, p. 255—269.

- 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.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.** Provenance of Precambrian Fe- and Al-rich metapelites in the Yenisey Ridge and Kuznetsk Alatau, Siberia: geochemical signatures // Acta Geol. Sinica (English Edition), 2007, v. 81, № 3, p. 409—423.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.** Precambrian Fe- and Al-rich pelites from the Yenisey Ridge, Siberia: geochemical signatures for protolith origin and evolution during metamorphism // Int. Geol. Rev., 2008, v. 50, № 7, p. 597—623.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.** Precambrian kyanite-sillimanite metamorphism in overthrust terranes of the Yenisey Ridge, Siberia // Geochim. Cosmochim. Acta, 2009, v. 73, p. A763.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.** Neoproterozoic collisional metamorphism in overthrust terranes of the Trans-Angarian Yenisey Ridge, Siberia // Int. Geol. Rev., 2011a, v. 53, № 7, p. 802—845.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.** Precambrian *P-T-t* history of the Yenisey Ridge as a consequence of contrasting tectonic settings in the western margin of the Siberian Craton // Miner. Mag., 2011b, v. 75, № 3, p. 1327.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Memmi I.** Short-range mobilization of elements in the biotite zone of contact aureole of the Kharlovo gabbro massif (Russia) // Eur. J. Miner., 1994, v. 6, № 1, p. 133—144.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Verschinin A.E., Kozlov P.S.** Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia, Russia // Lithos, 2001, v. 58, p. 55—80.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I.** Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // J. Metamorph. Geol., 2004, v. 22, № 8, p. 743—762.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Popov N.V.** Metamorphic *P-T-t* evolution of the Trans-Angarian region, Yenisey Ridge, as a consequence of geodynamic events in the western margin of the Siberian craton // Acta Mineralogica-Petrogr., 2010, Ser 6, p. 594.
- Maruyama S., Santosh M., Zhao D.** Superplume, supercontinent, and post-perovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core—mantle boundary // Gondwana Res., 2007, v. 11, p. 7—37.
- Pattison D.R.M.** Stability of andalusite and sillimanite and the Al₂SiO₅ triple point: constraints from the Ballachulish aureole, Scotland // J. Geol., 1992, v. 100, p. 423—446.
- Perchuk L.L.** Derivation of a thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks // Progress in metamorphic and magmatic petrology / Ed. L.L. Perchuk. Cambridge, Cambridge University Press, 1991, p. 93—112.
- 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.
- Pisarevsky S.A., Wingate M.T.D., Powell C., Johnson S., Evans D.** Models of Rodinia assembly and fragmentation // Proterozoic East Gondwana: supercontinent assembly and breakup / Eds. M. Yoshida, B.F. Windley. Geol. Soc. London Spec. Publ., 2003, v. 206, p. 35—55.
- Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Vernikovskiy V.A.** Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // Precam. Res., 2008, v. 160, p. 66—76.
- Rivers T.** Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province — implications for the evolution of large hot long-duration orogens // Precam. Res., 2008, v. 167, p. 237—259.
- Smit C.A., Van Reenen D.D., Gerya T.V., Varlamov D.A., Fed'kin A.V.** Structural-metamorphic evolution of the Yenisey Range of Eastern Siberia // Miner. Petrol., 2000, v. 69, p. 35—67.
- Spear F.S.** Metamorphic phase equilibria and pressure—temperature—time paths. Washington DC, Mineral. Soc. Amer. Monograph, 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., 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.
- Whitney D.L., Evans B.W.** Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Miner., 2010, v. 95, p. 185—187.
- Wolfram S.** The mathematica book, 5th ed. Champaign IL: Wolfram Media Inc., 2003, 544 p.