

DOI <https://doi.org/10.30695/zrmo/2019.1485.01>

© Д. члены Ю. Л. ГУЛЬБИН,* Е. В. МИХАЛЬСКИЙ**

МОДЕЛИРОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ И ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ МЕТАВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД СЕРИИ РУКЕР, ЮЖНЫЕ ГОРЫ ПРИНС-ЧАРЛЬЗ, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА

* Санкт-Петербургский горный университет,
199106, Санкт-Петербург, 21-я линия, 2;
e-mail: ygulbin@yandex.ru

** ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга,
190121, Санкт-Петербург, Английский пр., 1;
e-mail: emikhalsky@mail.ru

В горах Принс-Чарльз вскрыты разнообразные геологические комплексы, формирующие кристаллический фундамент Восточно-Антарктической платформы. Серия Рукер входит в число метасадочных комплексов, слагающих палеопротерозойско-неопротерозойскую супраструктуру Рукерской тектонической провинции. Она делится на две толщи, включающие метасадочные и метавулканические породы, интенсивно дислоцированные и метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев. С целью реконструкции P – T параметров метаморфизма изучен вещественный состав представительных образцов метавулканических пород и выполнено физико-химическое моделирование минеральных парагенезисов. Проанализирована зависимость минерального состава метабазитовых сланцев от состава протолита и соотношения компонентов водно-углекислотного флюида, участвующего в фазовых реакциях. Рассчитана мольная доля CO_2 во флюиде, равновесном с карбонатсодержащими парагенезисами (0.13–0.27). Показано, что хлоритоидные сланцы образовались в результате метаморфизма апобазальтовых латеритов. Результаты моделирования и данные хлорит-фенгитовой термобарометрии указывают на условия метаморфизма пород серии Рукер, соответствующие высокобарической части зеленосланцевой фации (температура 300–450 °С, давление до 7–8 кбар). Эти условия значительно превышают геотерму стабильной континентальной коры и близки к условиям эндогенного режима в зонах «медленной» субдукции океанической коры. По имеющимся геологическим данным подобная геодинамическая обстановка могла сложиться в ходе эволюции неопротерозойского осадочного бассейна внутриплитного заложения в связи с погружением фрагментов фундамента на большие глубины как результат тектонического сжатия при закрытии бассейна.

Ключевые слова: метабазитовый сланец, хлоритоидный сланец, изохимическая диаграмма, Theriak/Domino, хлорит-фенгитовая термобарометрия, серия Рукер, нижний протерозой, Восточная Антарктида.

Yu. L. GULBIN, E. V. MIKHALSKY.*** MODELING OF MINERAL PARAGENESES
AND THERMOBAROMETRY OF METAVOLCANIC ROCKS OF THE RUKER GROUP
IN THE SOUTHERN PRINCE CHARLES MOUNTAINS, EAST ANTARCTICA

* Saint Petersburg Mining University, Saint Petersburg, Russia

** VNIIOkeangeologia, Saint Petersburg, Russia

There are diverse geological complexes that expose at Prince Charles Mountains and form the crystalline basement of the East Antarctic Platform. One of them is the Ruker Metasedimentary Group that is a part of the Palaeoproterozoic-Neoproterozoic suprastructure of the Ruker Terrane and

is divided into two sequences of metasedimentary and metavolcanic rocks, highly deformed and metamorphosed in greenschist facies. In order to estimate metamorphic conditions in this group, mineral and major element compositions of metavolcanic rocks were studied and isochemical phase diagram were calculated with the Theriak/Domino program. Mafic schists contain the mineral assemblage $\text{Chl—Ep—Ab—Qz—Ttn} \pm \text{Act} \pm \text{Bt} \pm \text{Ms} \pm \text{Cal}$ that is typical of metabasites, and which varies with the bulk rock composition and ratio of components in a water-carbon dioxide fluid involved in phase reactions. The calculated mole fraction of CO_2 in the fluid equilibrated with carbonate-bearing parageneses lies in a range between 0.13 and 0.27. The chloritoid schist is essentially composed of Cld , Chl , Ms , and Rt . It is debated whether this rock is genetically related to metamorphism of laterites derived from the basalts. Results of forward thermodynamic modeling, supplemented by chlorite-phengite thermobarometry, indicate that metamorphism of the Ruker Group occurred under conditions of high-P part of the greenschist facies (temperature 300—450 °C, pressure up to 7—8 kbar). These conditions significantly higher than the stable continental geotherm and is close to temperatures and pressures corresponding to those along the slow subduction geotherm. According to available geological data, the same geodynamic setting may have taken place in a course of the evolution of the Neoproterozoic intraplate sedimentary basin in connection with sinking of parts of the basement at large depth as a consequence of tectonic aggregation during the closure of the basin.

Key words: mafic schist, chloritoid schist, isochemical phase diagram, Theriak/Domino, chlorite-phengite thermobarometry, Ruker Group, Palaeoproterozoic, East Antarctica.

ВВЕДЕНИЕ

В горах Принс-Чарльз вскрыты разнообразные геологические комплексы, формирующие кристаллический фундамент Восточно-Антарктической платформы (Геология., 1990). В структуре фундамента выделяются раннедокембрийские протократонные блоки, частично мобилизованные на последующих этапах развития, и подвижные пояса преимущественно средне- и раннепротерозойского—раннепротерозойского этапа развития (Fitzsimons, 2000; Михальский, 2007). В раннем протерозое и/или позднем протерозое—кембрии значительные по размерам фрагменты фундамента были подвергнуты тектоно-магматической активизации и метаморфизму, на некоторых участках протекавшему в высокотемпературных и высокобарических условиях (Harley, 2003).

Исследованный район расположен в пределах раннедокембрийской Рукерской тектонической провинции (рис. 1, А), в строении которой выделяются архейско-среднепалеопротерозойская гранито-гнейсовая инфраструктура и палеопротерозойско-неопротерозойская парагнейсово-сланцевая супраструктура. Инфраструктура была сформирована на временных интервалах 3400—2700 и 2500—2100 млн лет назад (Vogel et al., 2006; Mikhalsky et al., 2010) и сложена разнообразными орто- и парагнейсами. Супраструктура включает три в различной степени метаморфизованных осадочных комплекса, максимальный возраст накопления которых составляет 2500 млн лет (серия Рукер), 1800 млн лет (серия Мензис) и 1000 млн лет (серия Содружества) (по данным U—Pb датирования детритового циркона, Phillips et al., 2006). Серия Рукер установлена только в районе горы Рукер.

В ходе двух тектонотермальных событий (орогения Рейнер, 1050—950 млн лет и орогения Прюдс, 580—500 млн лет) породы Рукерской провинции были деформированы и метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. С орогенией Прюдс в Рукерской провинции связаны мощные субширотные зоны вязкопластического течения (милонитизации), развитые в породах инфраструктуры, и надвиги, лучше проявленные в породах супраструктуры (Phillips et al., 2005). Ранние исследования пород серии

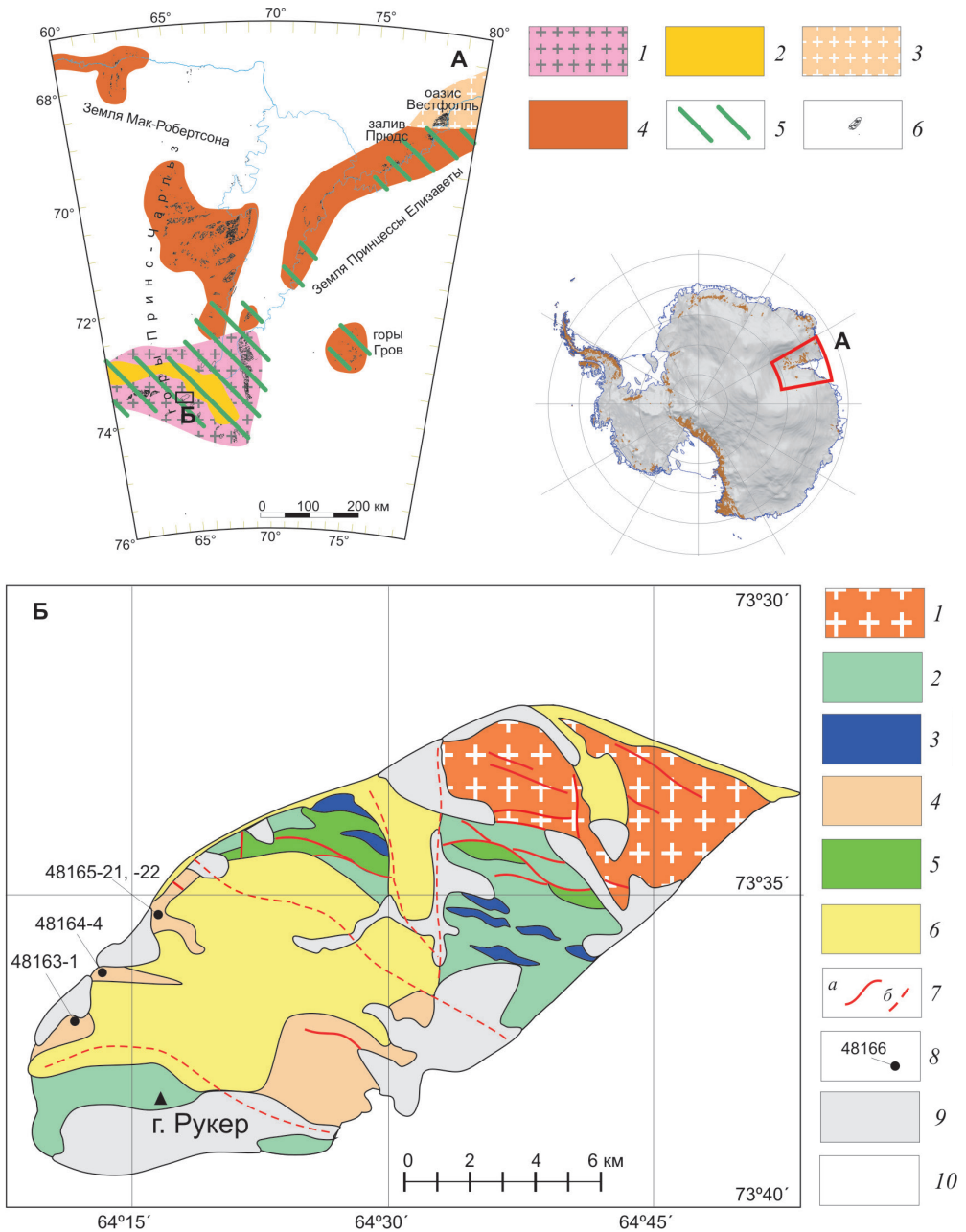


Рис. 1. Главные черты тектонического строения региона (А) и геологическая схема горы Рукер (Б); составлена с использованием неопубликованных данных А. А. Лайбы, ПМГРЭ.

А. 1—2 — Рукерская провинция (1 — архейско-палеопротерозойский гранито-гнейсовый фундамент, серия Рукер и серия Мензис, нерасчлененные, 2 — серия Содружества); 3 — провинция Вестфолль; 4 — Рейнерская провинция; 5 — области интенсивной тектонотермальной переработки в позднем неопротерозое—кембрии (орогения Прюдс); 6 — выходы горных пород. Б. 1 — мезоархейские граниты; 2—4 — серия Рукер (2 — вулканогенная толща, 3 — железистые кварциты, 4 — вулканогенно-осадочная толща); 5 — метадолериты и метагабброиды; 6 — кайнозойские отложения; 7 — тектонические нарушения (а — установленные, б — предполагаемые); 8 — места отбора образцов; 9 — постоянный снежник; 10 — континентальный ледниковый покров.

Fig. 1. The general tectonic setting of the region (A) and the geological scheme of the Ruker Mountain (B) which was drawn using unpublished data from A. A. Laiba.

Содружества указывают на возраст метаморфизма около 500 ± 50 млн лет (Rb—Sr метод, Halpern, Griukov, 1975). Возраст зон милонитизации по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования биотита и амфибола (Phillips et al., 2007) и (Th + U)—Pb датирования монацита (Phillips et al., 2009) составляет 550—480 млн лет. Пиковые параметры метаморфизма для пород фундамента не превышают 5.8—6.1 кбар и 625—635 °C (Phillips et al., 2009). По оценке тех же авторов породы серии Содружества были метаморфизованы в условиях: $P > 3.5$ кбар и $T > 550$ °C. На некоторых участках, в пределах подошвенных зон надвигов серии Содружества, давление могло повышаться до 10—11 кбар при температуре 570—610 °C (Гульбин и др., 2015). Для пород серии Рукер оценок P — T условий метаморфизма ранее получено не было.

Особенности геологического развития и вещественный состав гранито-гнейсовой инфраструктуры изучены достаточно подробно (Mikhalsky et al., 2010, и ссылки в этой работе), тогда как комплексы супраструктуры — только на рекогносцировочном уровне (Равич и др., 1978). Без реконструкции вещественного состава субстрата и характера метаморфизма этих толщ невозможно дальнейшее развитие представлений о тектонической эволюции как данного региона, так и всей Восточно-Антарктической платформы.

Основой для настоящего исследования явились геологические наблюдения и коллекция каменного материала, собранная одним из авторов (ЕВМ) во время международной экспедиции PCMEGA 2002/03.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Гора Рукер представляет собой крупный (около 10×25 км) горный массив с уплощенной вершинной поверхностью и крутым северным склоном, где вскрыт разрез вулканогенно-осадочной толщи серии Рукер (Равич и др., 1978; рис. 1, Б). Разрез сложен разнообразными метаосадочными и метавулканическими породами, сложно дислоцированными и метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев (Федоров, Тарутин, 1977; Равич и др., 1978).

По литологическим особенностям серия Рукер делится на две подсерии или толщи (Равич и др., 1978; Иванов, Каменев, 1990). Нижняя (вулканогенная или джеспилитовая) толща включает в себя горизонты слюдисто-карбонат-хлоритовых, хлорит-актинолитовых, черных кремнистых сланцев и полосчатых железистых кварцитов. Эти породы обнажаются в восточной части северного склона и на вершинной поверхности г. Рукер. Толща смята в сжатые (вплоть до изоклинальных) складки и прорвана силлами и дайками метадолеритов, деформированных и метаморфизованных совместно со вмещающими породами. Мощность толщи оценивается в 2700 м (Равич и др., 1978), она предположительно перекрывает мезоархейские (~3000 млн лет, Mikhalsky et al., 2001) граниты, слагающие северо-восточную оконечность массива.

Верхняя (вулканогенно-осадочная) толща выходит на поверхность в западной части северного склона массива. Она сложена пачками метапсаммитов и метабазитовых сланцев (преимущественно хлорит-биотитовых, карбонат-хлорит-амфиболовых и карбонат-серицит-альбитовых, по крайней мере частично, рассматриваемых как метаморфизованные вулканиты) мощностью первые сотни метров с отдельными пачками конгломерато-брекчий (содержащих плохо окатанные и угловатые обломки кварцитов, метапесчаников и мрамор-

ризованных известняков, заключенных в тонкозернистом кварц-серицит-хлоритовом матриксе). Псаммитовые породы в составе толщи резко преобладают. Второстепенными минералами перечисленных пород выступают эпидот и клиноцоизит, в одном случае в хлоритовом сланце встречен гранат (Phillips et al., 2005). Так же в единичном случае найдена порода существенно хлоритовидного состава. Присутствие в метаосадках детритового циркона с возрастом от 3200 до 2500 млн лет и отсутствие более молодых популяций циркона указывает на их палеопротерозойский возраст (Phillips et al., 2006). Мощность толщи по разным оценкам варьирует от 1700 м (Равич и др., 1978) до 2000—3000 м и более.

Серия Рукер характеризуется многоэтапной складчатостью и широким развитием тектонических нарушений, преимущественно имеющих характер пологих зон вязкопластического течения (милонитизации) (Phillips et al., 2005). На вулканогенно-осадочную толщу с юга надвинуты породы, отвечающие более высокой степени метаморфизма (биотит-эпидот-роговообманковые сланцы) и, возможно, представляющие собой более глубоко метаморфизованные фрагменты нижней (вулканогенной) толщи.

ОПИСАНИЕ ОБРАЗЦОВ

Предметом исследования стали метабазитовые сланцы и метабазиты. Их валовый химический состав определялся полным силикатным анализом (ВНИИОкеангеология, аналитики Н. Л. Лунёва, Л. В. Тесанова, Н. Е. Трофимова). Результаты анализа приведены в таблице.

По данным петрографического изучения сланцы обладают мелкозернистой лепидонематобластовой структурой, отчетливо выраженной сланцеватостью и в некоторых случаях реликтовой миндалекаменной текстурой, указывающей на их вулканическое происхождение; метабазиты — мелко-среднезернистой структурой с признаками реликтового строения исходных субвулканических образований (габбро, долеритов). Главные минералы пород — хлорит, актинолит, эпидот, биотит, мусковит, кварц и карбонат. Наибольшим распространением пользуются Chl—Cb (\pm Bt \pm Ms \pm Ab) и Act—Chl—Ep—Ab (зеленосланцевые) ассоциации, подчиненное значение имеют Chl—Ms, Bt—Act—Ms, Tlc—Tr парагенезисы.¹

Для детального изучения были выбраны три представительных образца метабазитовых сланцев из точек наблюдения, показанных на рис. 1, Б.

Обр. 48163-1 является примером породы, сложенной альбит—карбонат—хлоритовым парагенезисом. Количественный минеральный состав породы (%): Chl 40—45, Ab+Qz 37—35, Cb 15—12, Plm ~6, Ttn ~2, Ms, Ap, Zrn <<1. Хлорит образует мелкие (0.1 мм) пластинчатые кристаллы светло-зеленой окраски с аномальными цветами интерференции. Совместно с альбитом и кварцем он входит в состав матрикса, характеризующегося микролепидогранобластовым строением и содержащего вкрапленность карбоната, мелкочешуйчатого (0.03 мм) мусковита и титанита. На фоне основной ткани выделяются мономинеральные кальцитовые и хлоритовые сегрегации, а также вкрапленность пластинчатых и неправильных по форме выделений ильменита размером до 0.5—0.7 мм.

¹ Обозначения минералов приводятся по: Whitney, Evans, 2010.

**Химические составы представительных образцов метабазитовых сланцев
и метабазитов серии Рукер (мас. %)**

**Whole-rock chemistry of representative mafic schists
and metabasites (wt %) of the Ruker Group**

Образец	48161-1	48161-6	48161-10	48163-1	48163-4	48164-3	48164-4
Порода	Сланец	Метадолерит	Метараббро	Сланец	Метадолерит	Мета- базальт	Сланец
Минеральная ассоциация	Cb—Bt—Chl	Cb—Bt—Chl	Act—Chl—Ep	Cb—Chl	Act—Chl—Ep	Chl—Ms	Cld
SiO ₂	55.77	42.12	50.51	46.10	51.29	54.02	30.18
TiO ₂	0.74	1.64	2.26	1.32	1.53	0.49	1.19
Al ₂ O ₃	15.46	12.28	12.91	12.47	13.07	12.60	26.18
Fe ₂ O ₃ *				18.40			
Fe ₂ O ₃	2.24	1.47	2.25		1.04	3.08	3.98
FeO	11.72	9.97	11.65		12.02	14.14	24.68
MnO	0.10	0.24	0.22	0.17	0.22	0.11	0.45
MgO	4.14	5.00	5.76	6.59	6.52	3.76	1.68
CaO	0.48	8.02	9.39	5.38	8.84	1.75	0.13
Na ₂ O	1.55	0.97	1.45	1.49	1.57	0.99	0.21
K ₂ O	2.47	3.33	0.47	0.34	0.25	2.81	2.76
P ₂ O ₅	0.45	0.21	0.12	0.12	0.07	0.18	0.01
ппп	4.32	14.47	3.00	7.32	3.24	5.55	7.96
Сумма	99.44	99.72	99.98	99.70	99.67	99.98	99.42

Продолжение таблицы

Образец	48165-1	48165-21	48165-22	48173-2	48173-4	48173-5
Порода	Сланец	Сланец	Сланец	Сланец	Метараббро	Метадолерит
Минеральная ассоциация	Cb—Chl	Bt—Act—Ms	Act—Chl—Ep	Tlc—Tr	Act—Chl—Ep	Act—Chl—Ep
SiO ₂	45.82	48.71	50.88	48.79	47.30	53.50
TiO ₂	0.82	0.79	0.81	0.22	2.45	0.88
Al ₂ O ₃	14.74	14.79	12.39	7.27	16.74	10.35
Fe ₂ O ₃ *	11.17		15.14	9.86		12.39
Fe ₂ O ₃		1.66			4.39	
FeO		10.80			9.00	
MnO	0.18	0.13	0.18	0.17	0.17	0.17
MgO	13.51	9.79	6.94	21.56	3.00	8.94
CaO	2.38	3.18	5.98	7.49	8.99	9.81
Na ₂ O	1.03	1.37	3.78	0.14	3.02	1.91
K ₂ O	1.23	4.68	0.55	0.17	1.48	0.57
P ₂ O ₅	0.11	0.05	0.12	0.06	0.23	0.15
ппп	8.46	3.88	2.76	4.1	3.32	1.3
Сумма	99.44	99.83	99.53	99.83	100.09	99.97

Примечание. * — суммарное железо.

Обр. 48165-22 представляет собой типичный зеленый сланец. Количественный минеральный состав (%): Chl 35—40, Act 30—25, Ab 12—15, Ttn 10—8, Cb 6—5, Ep ~4, Qz ~3, Ms, Bt < 1. Актинолит образует сноповидные агрегаты игольчатых кристаллов длиной до 0.4 мм, характеризуется светло-зеленой окраской и слабым плеохроизмом, находится в тесном сростании с лейстовидными кристаллами альбита и пластинками светло-зеленого хлорита (0.1—0.2 мм), слагающего мономинеральные агрегаты струйчатой формы, согласные со сланцеватостью. В основной ткани породы наблюдаются тонкая (0.01—0.03 мм) вкрапленность зерен титанита, редкие мелкие (0.1 мм) кристаллы эпидота, обособленные пластинки мусковита и биотита. Кроме основной ткани, эпидот входит в состав изометричных или линзовидных минеральных сегрегаций (миндалин), где он образует более крупные (до 0.5 мм) призматические кристаллы и их скопления. Часто эти кристаллы совместно с хлоритом располагаются по периферии сегрегаций, тогда как их центральная часть оказывается заполненной кварцем, кальцитом и хлоритом. Наблюдаются и случаи «обтекания» порфиробластов эпидота струйчатыми агрегатами хлорита, что свидетельствует об их синкинематическом происхождении. Еще одной отличительной чертой породы выступают линзовидные агрегаты полигональных зерен кальцита с полисинтетическими двойниками и признаками пластических деформаций.

В **обр. 48165-21** актинолит ассоциирует с биотитом и мусковитом. Количественный минеральный состав (%): Bt 35—40, Act 30—25, Ms 20—25, Qz 10—5, Ab ~3, Ttn ~2, Kfs, Ap <<1. Биотит наблюдается в виде зеленовато-коричневых пластинчатых кристаллов с резким плеохроизмом размером 0.2—0.3 мм. Эти кристаллы совместно с пластинками мусковита занимают промежутки между сноповидными агрегатами бледно-зеленого актинолита, размеры индивидов которого не превышают 0.5 мм по удлинению. В основной ткани породы рассеяны субизометричные зерна кварца, альбита и редкого микроклина размером 0.1 мм, а также скопления очень мелких (0.01 мм) зерен титанита.

В верхней части разреза вулканогенно-осадочной толщи встречены хлоритоидные сланцы. Ранее подобные породы в составе серии Рукер не описывались. Их примером служит **обр. 48164-4**, в котором хлоритоид ассоциирует с хлоритом и мусковитом. Количественный минеральный состав породы (%): Cld 80—85, Chl 17—12, Ms ~3, рудный минерал (герсдорфит), Rt <<1. Она характеризуется мелкозернистой лепидобластовой структурой и неясно выраженной сланцеватостью. Хлоритоид образует беспорядочно-ориентированные таблитчатые кристаллы размером 0.1×0.5 мм, собранные в сноповидные и радиально-лучистые сростки. Промежутки между ними заполнены агрегатами мелкочешуйчатого хлорита. В других случаях хлоритовые микропрожилки пересекают кристаллы хлоритоида. Подчиненную роль в составе породы играет мусковит, слагающий ксеноморфные кристаллы размером до 0.5 мм. Характерными минеральными примесями выступают герсдорфит и рутил, в виде тонкой вкрапленности рассеянные в хлорит-хлоритоидном агрегате.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Состав минералов изучался при помощи сканирующего электронного микроскопа JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL) (ИГГД РАН, аналитик О. Л. Галанкина). Условия съемки: ускоряющее

напряжение 20 кВ, ток зонда 1.0 нА, диаметр области возбуждения 2 мкм, ZAF-метод коррекции матричных эффектов. Стандартные образцы: Si, Mg, Fe — оливин, Al — керсутит, Ca — диопсид, Na — жадеит, K — ортоклаз, Mn — спессартин, оксиды и металлы. Результаты анализа и рассчитанные кристаллохимические формулы суммированы в электронном приложении (http://www.researchgate.net/profile/Yuri_Gulbin/research).

По данным микронзондового анализа *биотит*, наблюдаемый в метабазитовых сланцах, отличается пониженными содержаниями Ti (0.06—0.08 к. ф.), Al^{VI} (0.20—0.31 к. ф.) и магнезиальностью Mg# = Mg/(Mg + Fe), уменьшающейся от 0.52—0.53 (обр. 48165-21) до 0.46—0.47 (обр. 48165-22) с падением содержания MgO в породах (см. таблицу).

Мусковит представляет собой твердый раствор, который может быть описан в рамках четверной системы мусковит—парагонит—Mg-селадонит—Fe-селадонит (Keller et al., 2005). Его состав закономерно меняется при смене минеральной ассоциации, в которую входит этот минерал. Мусковит из зеленых сланцев характеризуется заметно повышенными содержаниями Mg-Cel и Fe-Cel миналов (0.15—0.26 и 0.12—0.20 соответственно) и пониженным — Pг минала (0.02—0.06). Содержание Si в светлой слюде варьирует в пределах 3.24—3.39 к. ф., Mg — 0.12—0.38 к. ф., Fe — 0.15—0.29 к. ф. (O = 11), примесными элементами выступают V (до 0.02 к. ф., обр. 48163-1) и Ba (до 0.03 к. ф., обр. 48165-21). Мусковит из хлоритоидного сланца, напротив, отличается низкими значениями $X_{\text{Mg-Cel}}$ и $X_{\text{Fe-Cel}}$ (0.00—0.02 и 0.05—0.07 соответственно) при повышенной доле $X_{\text{Pг}}$ (0.09—0.17). Содержание Si в нем не превышает 3.08 к. ф., Mg — 0.03 к. ф., Fe — 0.09 к. ф.

Амфибол представлен актинолитом (Si 7.83—7.98 к. ф.) с магнезиальностью, варьирующей от 0.59—0.62 (обр. 48165-22) до 0.67—0.72 (обр. 48165-21). Содержание Al в нем не превышает 0.23 к. ф., Na — 0.05 к. ф. (O = 23).

Эпидот характеризуется содержанием Fe³⁺ 0.75—0.89 к. ф. Содержание Mn в нем <0.02 к. ф. (O = 12.5).

Плагиоклаз представлен альбитом с содержанием анортитового минала от 0—2 (обр. 48165-21, 48165-22) до 3—10 мол. % (48163-1).

Состав *хлоритов* из метабазитовых сланцев по классификации М. Хей (Heу, 1954) соответствует ряду пикнохлорит—рипидолит (Si 2.70—2.92 к. ф., Mg# 0.46—0.50), из хлоритоидного сланца — псевдотюрингиту (Si 2.39—2.52 к. ф., Mg# 0.07—0.11). Содержание Al в них варьирует в пределах от 2.23—2.74 к. ф. (метабазитовые сланцы) до 2.94—3.10 к. ф. (хлоритоидный сланец). На диаграмме R²⁺—Si (Wiewióra, Weiss, 1990) точки анализов располагаются вблизи линии (клинохлор, дафнит) — амезит, демонстрируя крайне незначительную степень ди-триоктаэдрического замещения $3R^{2+} = 2Al^{VI} + \square$. В хлоритах постоянно отмечается примесь Mn (0.01—0.04 к. ф.); примесью Cr (0.02—0.09 к. ф.) обогащены преимущественно хлориты из хлоритоидного сланца, тогда как в хлоритах из метабазитовых сланцев он встречается спорадически.

Хлоритоид представлен высокожелезистой разновидностью (Mg# 0.01—0.03) и характеризуется зональностью. От центральных к краевым зонам его кристаллов содержание Mg возрастает от 0.02 до 0.05 к. ф. Минальный состав минерала выражается формулой Fe-Cld_{0.957—0.973}Mn-Cld_{0.012—0.017}Mg-Cld_{0.031—0.010}, он содержит примеси Cr (до 0.02 к. ф.) и V (до 0.02 к. ф.).

Карбонат — кальцит с незначительным содержанием примесей (Fe, Mg, Mn ≤ 0.02 к. ф.). *Титанит* имеет состав близкий к теоретическому, содержит примесь Al (≤ 0.07 к. ф.). *Герсдорфит* наблюдается в виде зерен

неправильной формы размером 30—50 мкм, содержит примесь железа и кобальта, характеризуется незначительным преобладанием мышьяка над серой, о чем свидетельствует его формула (2 анализа, расчет на 3 атома): $(\text{Ni}_{0.50}\text{Fe}_{0.32-0.30}\text{Co}_{0.23-0.25})_{1.05}\text{As}_{1.01-1.02}\text{S}_{0.93}$.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ И P—T УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Для реконструкции условий метаморфизма использовался метод изохимических диаграмм (метод псевдосечений). Моделирование минеральных парагенезисов выполнялось с помощью программы Theriak/Domino (de Capitani, Petrakakis, 2010) на основе базы внутренне согласованных термодинамических данных tcdb55c2d (Holland, Powell, 1998) и моделей активностей компонентов тройного раствора полевых шпатов (Holland, Powell, 2003; Baldwin et al., 2005), четверных растворов граната (Holland, Powell, 1998) и светлой слюды (Holland, Powell, 1998; Coggon, Holland, 2002), твердых растворов биотита (White et al., 2007), хлоритоида (Mahar et al., 1997; White et al., 2000), ставролита, ильменита, хлорита (Holland et al., 1998), амфиболов (Diener et al., 2007), моноклинных пироксенов (Holland, Powell, 1996), минералов группы эпидота (Holland, Powell, 1998). Альбит, кварц, рутил, титанит, лавсонит, пренит, пумпеллиит, вайрацит, кальцит рассматривались в качестве чистых фаз (конечных членов изоморфных серий).

Данными для расчетов служили валовые химические анализы пород. Как следует из таблицы, метабазитовые сланцы характеризуются широкими вариациями содержаний петрогенных компонентов, что затрудняет определение состава протолита. Содержание SiO_2 в них изменяется от 46 до 56 мас. %. Потери при прокаливании проб достигают 7—8 %, что связано с повышенным содержанием хлорита в сланцах. На диаграмме Б. Муана и Н. Ля Роша (Ефремова, Стафеев, 1985), предназначенной для разделения метаморфических пара- и ортопород, большая часть фигуративных точек располагается в пределах поля основных изверженных пород, меньшая — в пределах полей туфов, туфогенных песчаников и граувакк (рис. 2, а). На аналогичной диаграмме А. А. Предовского (1980) точки изученных пород попадают в поля основных, ультраосновных изверженных пород и их туфов (метабазиты, зеленые сланцы, хлорит-карбонатные и тальк-тремолитовые сланцы), пород смешанного генезиса и пелитов (биотит-актинолит-мусковитовые и хлорит-карбонатные сланцы) (рис. 2, б).

Примерами апобазитовых сланцев выступают обр. 48163-1 и 48165-22. В сравнении с метабазитами они характеризуются пониженным содержанием CaO (5.4—6.0 мас. %), что указывает на возможность их образования за счет вулканитов, измененных под воздействием наложенных процессов, например в ходе низкотемпературного гидротермального метаморфизма или «метаморфизма морского дна». Известно, что при взаимодействии базальтов с нагретой морской водой протекают разнообразные катионно-обменные реакции, которые сопровождаются выщелачиванием из пород Ca (Bach et al., 2012).

Отличительной чертой образца биотит-актинолит-мусковитового сланца 48165-21, кроме пониженного содержания CaO , выступает обогащенность калием (K_2O 4.68 мас. %). На диаграмме Предовского он тяготеет к полю «продуктов глубокого выветривания основных и ультраосновных пород». Известно, что к подобным породам относятся некоторые разновидности измененных

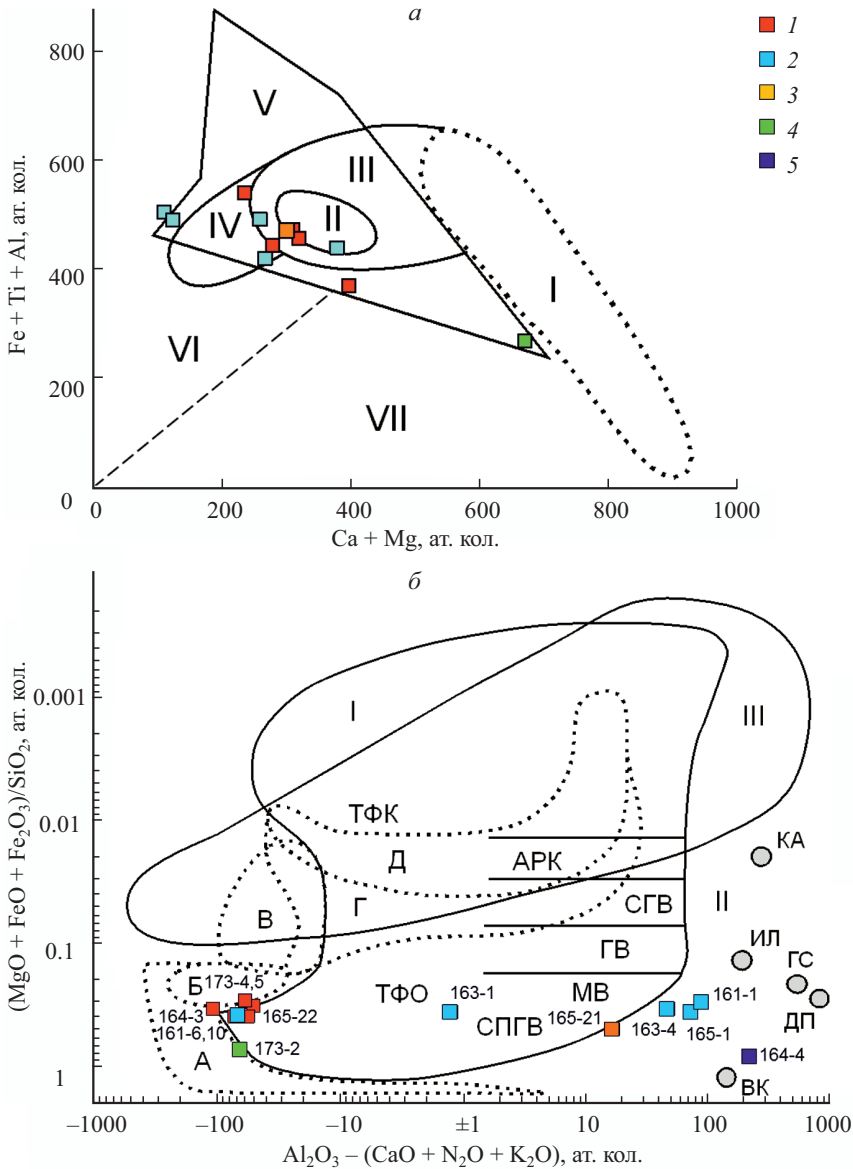


Рис. 2. Диаграммы Б. Муана и Н. Ля Роша (Ефремова, Стафеев, 1985) (а) и А. А. Предовского (1980) (б) для определения протолита метаморфических пород.

а — поля: I — ультраосновных пород, II и III — основных пород (II — наибольшая плотность точек составов), IV — средних изверженных пород, песчано-глинистых граувакк и пелитовых туфов, V — туфогенных песчаников, граувакк и известковых туфов, VI — глин, аргиллитов, алевролитов, аркозовых и мергелистых песчаников, VII — глинистых, доломитовых и известковых мергелей. б — поля осадочных и вулканогенно-осадочных пород (границы — сплошные линии): I — обломочных осадочных и смешанных (АРК — аркозы, СГВ — субграувакки, ГВ — граувакки, МВ — мелановакки, ТФК — туфы с кислым и средним материалом, ТФО — туфы с основным и ультраосновным материалом, СПГВ — смешанные продукты глубокого выветривания основных и ультраосновных пород), II — пелитов (КА — каолинит, ИЛ — гидрослюда, ГС — гиббсит, ДП — диаспор, ВК — вермикулит), III — хемогенных силицитов. Поля изверженных пород (границы — точечный пунктир): А — ультраосновных, Б — основных, В — щелочных, Г — средних и умеренно кислых, Д — кислых. 1—5 точки составов пород серии Рукер (1 — зеленые сланцы и метабазиты, 2 — хлорит-карбонатные и хлорит-мусковитовые сланцы, 3 — биотит-актинолит-мусковитовый сланец, 4 — тальк-тремолитовый сланец, 5 — хлоритоидный сланец). Номера точек совпадают с номерами образцов в таблице.

Fig. 2. Diagrams of Moine and La Roche (Efremova, Stafeyev, 1985) (a) and Predovsky (1980) (b) to determine the protolith of metamorphic rocks.

базальтов, образовавшихся в подводных условиях и обогащенных селадонитом — одним из типичных продуктов субмаринного выветривания вулканитов (Baker et al., 2012). Содержание K_2O в них достигает первых процентов (Holms, 1988; Rodríguez-Losada et al., 2000; Mas et al., 2008, и др.).

Моделирование выполнялось в системах NCKFMASHT ($Na_2O-CaO-K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-TiO_2$), MnNCKFMASHT (+MnO) или, учитывая присутствие в некоторых образцах карбонатов, NCKFMASHTC (+ CO_2). В последнем случае отношение H_2O/CO_2 задавалось таким образом, чтобы достигалось наилучшее соответствие между природными и модельными парагенезисами. Все железо считалось закисным, поскольку введение в рассмотрение Fe_2O_3 способствовало устойчивости минералов (ильменита с повышенным содержанием гематитового минала, магнетита), отсутствующих в изученных породах.

На рис. 3 показано $P-T$ псевдосечение, построенное для обр. 48165-22. В области пониженных температур и давлений большую часть диаграммы

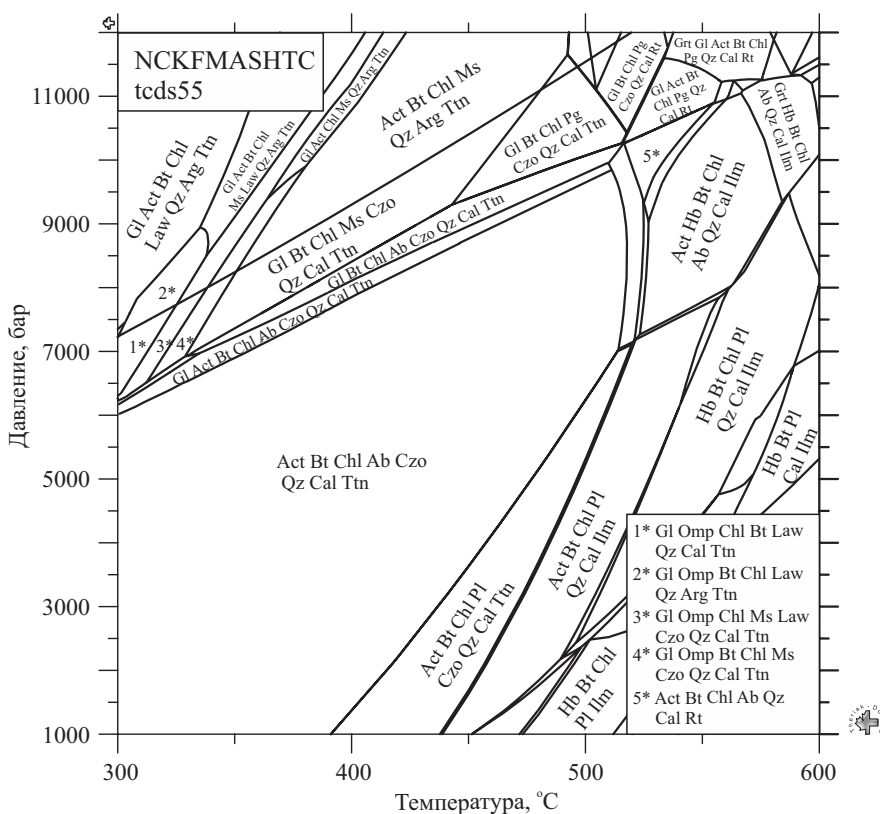


Рис. 3. Isoхимическая $P-T$ диаграмма, построенная в системе NCKFMASHTC для обр. 48165-22. Валовый химический состав породы, использованный для расчетов (мол. %): SiO_2 55.91, TiO_2 0.67, Al_2O_3 8.02, FeO 12.52, MgO 11.37, CaO 7.04, Na_2O 4.03, K_2O 0.39, CO_2 3.0, вода в избытке. Содержание CO_2 задавалось таким образом, чтобы при пониженных температурах и давлениях кальцит находился в равновесии с титанитом в соответствии с реакцией $Ttn + CO_2 = Cal + Rt + Qz$ (Grapes, Watanabe, 1992). Расчеты выполнены в предположении, что соотношение активностей и концентраций компонентов твердого раствора светлой слюды описывается в рамках модели (Holland, Powell, 1998). Это позволило исключить парагонит из числа минералов, стабильных при пониженных температурах и давлениях.

Fig. 3. Isochemical phase diagram computed for sample 48165-22 in the NCKFMASHTC system.

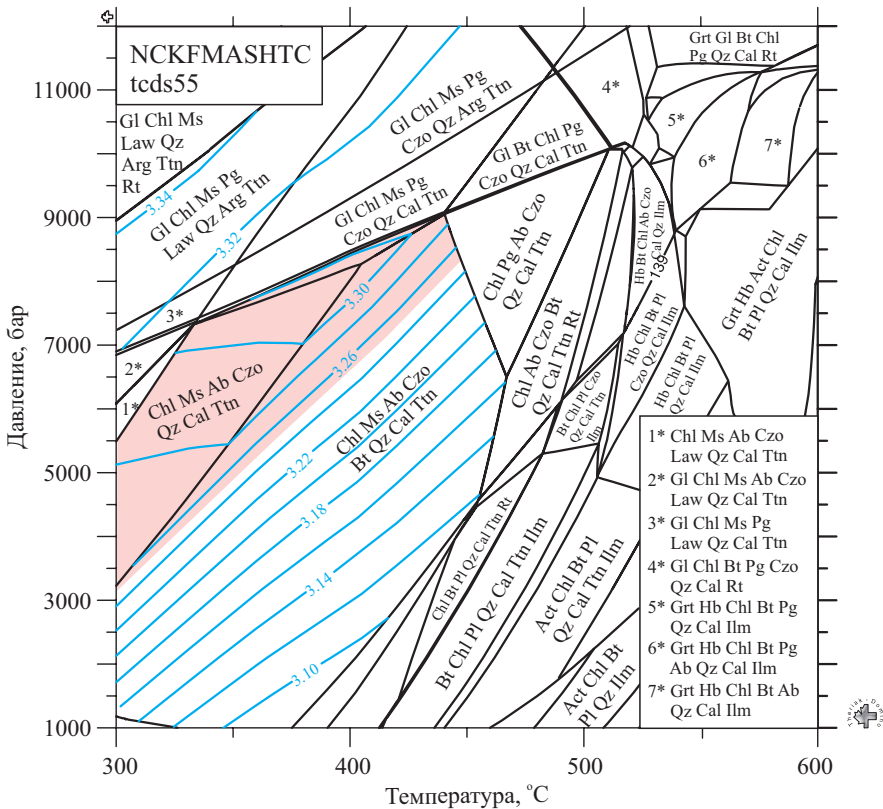


Рис. 4. Изохимическая P – T диаграмма, построенная в системе NCKFMASHTC для обр. 48163-1. Валовый химический состав породы, использованный для расчетов (мол. %): SiO_2 53.86, TiO_2 1.16, Al_2O_3 8.59, FeO 16.18, MgO 11.48, CaO 6.74, Na_2O 1.69, K_2O 0.25, CO_2 4.5, вода в избытке. Расчеты выполнены в предположении, что соотношение активностей и концентраций компонентов твердого раствора светлой слюды описывается в рамках модели (Holland, Powell, 1998). Синими линиями показаны изоплеты равновесных содержаний Si (к. ф.) в мусковите.

Fig. 4. Isochemical phase diagram computed for sample 48163-1 in the NCKFMASHTC system. Blue lines are isopleths of Si (*apfu*) in white mica. The rose area indicates most likely P – T conditions for the peak metamorphism.

занимает поле устойчивости Act–Bt–Chl–Ab–Czo–Cal–Ttn парагенезиса, близкого к минеральной ассоциации, наблюдаемой в образце. По данным расчетов, актинолит, хлорит и биотит, входящие в парагенезис, обладают пониженной магниальностью (0.51, 0.47, 0.44–0.48 соответственно), которая близка к магниальности природных аналогов (хлорит, биотит), либо отличается заметно меньшими значениями (актинолит).

На изохимической диаграмме, построенной для обр. 48163-1 (рис. 4), наибольший интерес представляет поле Chl–Ms–Ab–Czo–Qz–Cal–Ttn парагенезиса, который моделирует состав альбит-карбонат-хлорит-мусковит-титанит-кварцевого матрикса породы (без учета более крупных пластинчатых выделений ильменита). Этот парагенезис устойчив в интервале температур 300–400 °C и давлений 3.5–8 кбар. Дополнительным свидетельством повышенного давления при метаморфизме служит расположение изоплет равновесных содержаний Si в мусковите, соответствующих наблюдаемому составу светлой слюды (Si 3.25–3.31 к. ф.).

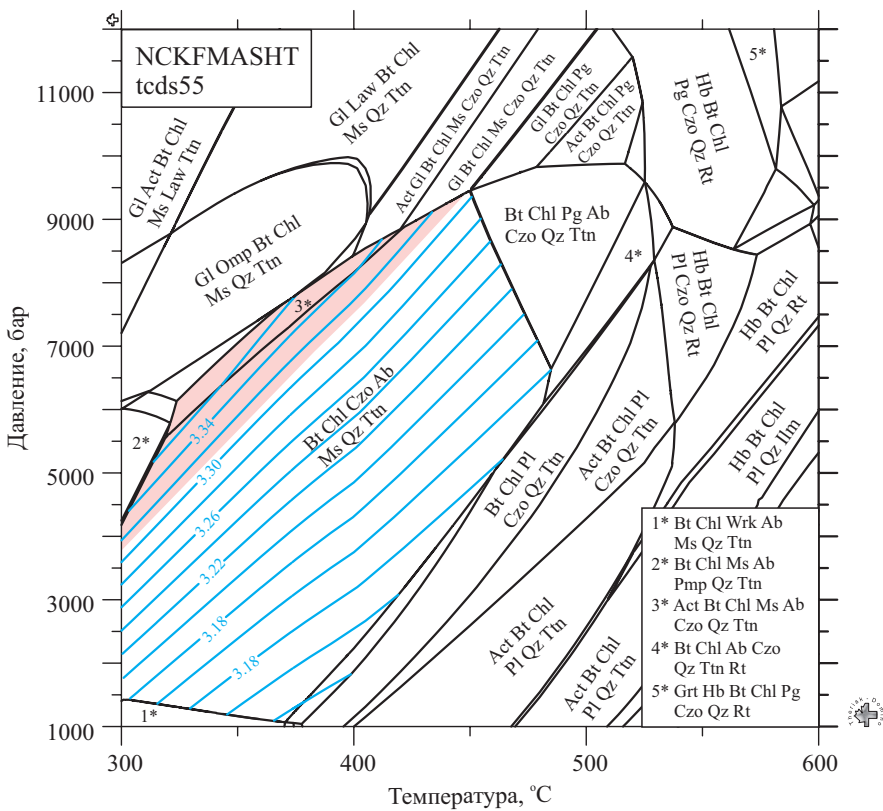


Рис. 5. Изохимическая P – T диаграмма, построенная в системе NCKFMASHT для обр. 48165-21. Валовый химический состав породы, использованный для расчетов (мол. %): SiO_2 53.74, TiO_2 0.66, Al_2O_3 9.62, FeO 11.34, MgO 16.11, CaO 3.76, Na_2O 1.47, K_2O 3.29, вода в избытке. Расчеты выполнены в предположении, что соотношение активностей и концентраций компонентов твердого раствора светлой слюды описывается в рамках четверного раствора мусковит—Mg-селадонит—Fe-селадонит—парагонит согласно модели (Holland, Powell, 1998). Черными линиями на диаграмме показаны границы устойчивости минеральных парагенезисов, синими линиями — изоплеты равновесных содержаний Si (к. ф.) в мусковите. Розовым цветом залита область температур и давлений, характеризующая наиболее вероятные условия метаморфизма (см. текст).

Fig. 5. Isochemical phase diagram computed for sample 48165-21 in the NCKFMASHT system. Blue lines are isopleths of Si (*apfu*) in white mica.

На псевдосечении, построенном для обр. 48165-21 (рис. 5), выделяется широкое поле Bt—Chl—Ab—Czo—Ms—Ttn парагенезиса. В отличие от ассоциации, наблюдаемой в образце, данный парагенезис включает клиноцоизит и хлорит, но не содержит актинолита. Этот минерал входит в состав парагенезиса при повышении давления до 6—9 кбар, когда в узкой переходной зоне стабилизируется актинолит-мусковит-биотит-альбитсодержащая ассоциация (рис. 5, ассоциация 3*). По особенностям состава (Si 8.0 к. ф., Mg# 0.68—0.70) модельный актинолит близок к природному, хотя отличается более высоким содержанием Na (0.20—0.24 к. ф.).

Для оценки условий метаморфизма на диаграмму нанесены изолинии равновесных содержаний Si в мусковите. Они располагаются под углом к осям координат, поэтому область содержаний, соответствующих наблюдаемому составу светлой слюды (Si 3.24—3.32 к. ф.), ограничена со стороны повышен-

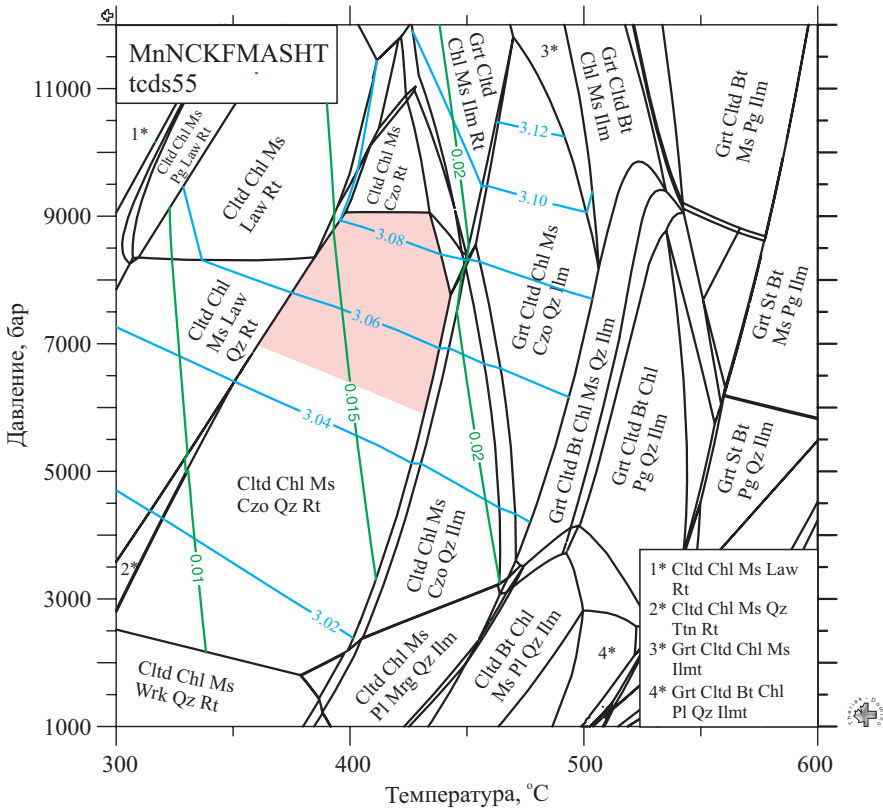


Рис. 6. Исохимическая P — T диаграмма, построенная в системе MnNCKFMASHT для обр. 48164-4. Валовый химический состав породы, использованный для расчетов (мол. %): SiO_2 40.17, TiO_2 1.19, Al_2O_3 20.54, FeO 31.47, MnO 0.51, MgO 3.33, CaO 0.19, Na_2O 0.27, K_2O 2.34, вода в избытке. Расчеты выполнены в предположении, что соотношение активностей и концентраций компонентов твердого раствора светлой слюды описывается в рамках модели (Coggon, Holland, 2002). Зелеными линиями показаны изоплеты равновесных содержаний Mg-Cld минерала ($X_{\text{Mg-Cld}}$), синими линиями — изоплеты равновесных содержаний Si (к. ф.) в мусковите.

Fig. 6. Isochemical phase diagram computed for sample 48164-4 in the MnNCKFMASHT system. Blue lines are isopleths of Si (apfu) in white mica, green lines are isopleths of X_{Mg} in chloritoid.

ных давлений параметрами 300 °C, 4 кбар — 400 °C, 7.5 кбар и примыкает к полю Act—Bt—Chl—Ms—Ab—Czo—Ttn парагенезиса (рис. 5).

По сравнению с метабазами, хлоритоидные сланцы резко обеднены кремнеземом, но обогащены глиноземом и оксидами железа (см. таблицу, рис. 2). По содержанию этих компонентов их состав отвечает составу латеритов, развивающихся по базальтам в условиях влажных тропиков (Sanematsu et al., 2011). На псевдосечении, построенном для обр. 48164-4 (рис. 6), наблюдаемая минеральная ассоциация моделируется Cld—Chl—Ms—Czo—Rt ± Qz парагенезисом, поле устойчивости которого ограничено температурами 300—400 °C при давлении 2—3 кбар и сдвигается в более высокотемпературную область (380—440 °C) с ростом давления до 7—9 кбар.

Равновесные составы минералов, рассчитанные для заданных условий, хорошо согласуются с природными составами. В состав парагенезиса входит высоко железистый хлорит ($\text{Mg}\#$ 0.11) и высоко железистый хлоритоид ($\text{Mg}\# < 0.02$), магнизиальность которого с повышением температуры незна-

чительно увеличивается (рис. 6). Подобный состав хлоритоида ограничивает возможность использования хлорит-хлоритоидного геотермометра (Vidal et al., 1999) для оценки температуры его кристаллизации. Равновесное содержание Si в мусковите варьирует от 3.02 до 3.08 к. ф., увеличиваясь с ростом давления. С учетом наблюдаемого состава светлой слюды (Si 3.05—3.08 к. ф.) это позволяет оценить давление, при котором были уравновешены минералы в парагенезисе, величиной, заключенной в интервале от 6 до 9 кбар.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Фациальная изменчивость изученных пород. Результаты моделирования в целом хорошо согласуются с фациальными схемами низкоградного метаморфизма основных пород (Liou et al., 1985; Maruyama et al., 1996, и др.). На изохимических диаграммах, построенных для метабазитовых сланцев, в области пониженных температур и давлений выделяются широкие поля устойчивости хлорит-эпидот-альбит-содержащих парагенезисов ($\pm \text{Act} \pm \text{Bt} \pm \text{Ms} \pm \text{Cal}$), характерных для низко-среднетемпературных метабазитов. Их состав зависит от ряда причин, одной из которых являются вариации состава протолита. В случае обр. 48165-22, наиболее близкого по составу к слабоизмененным метабазитам, зеленосланцевый парагенезис наряду с хлоритом, эпидотом и альбитом включает актинолит и биотит (рис. 3). В случае обр. 48165-21, представляющего собой «измененный базальт» с повышенным содержанием K_2O и пониженным — CaO , поле устойчивости актинолита сильно сокращается (рис. 5). Кальциевый амфибол стабилизируется здесь при повышенном давлении за счет вхождения в его структуру небольших количеств натрия и алюминия.

Дополнительным фактором, определяющим минеральное разнообразие парагенезисов на изохимических диаграммах, выступает соотношение компонентов водно-углекислотного флюида, участвующего в фазовых реакциях. С учетом широкого распространения титанита и кальцита в метабазитовых сланцах, одной из таких реакций выступает равновесие



контролирующее вхождение в карбонатсодержащий парагенезис титанита или рутила (Grapes, Watanabe, 1992). Другой реакцией может служить равновесие



накладывающее ограничение на совместное нахождение в породах амфибола и карбоната (ср.: Hashimoto, 1972). Благодаря этим реакциям, с ростом содержания CO_2 во флюиде, из Act—Cal—Ttn парагенезиса сначала исчезает Act, а затем титанит замещается рутилом. Примером может служить изохимическая диаграмма, построенная для обр. 48163-1, где по данным расчетов кальцит в условиях фации зеленых сланцев сосуществует с титанитом при $X_{\text{CO}_2} = \text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$ равной 0.16. Снижение X_{CO_2} до 0.13 приводит к тому, что в составе парагенезиса появляется актинолит, повышение до 0.19 — рутил. В случае обр. 48165-22, для которого изохимическая диаграмма построена при $X_{\text{CO}_2} = 0.17$, рост этой величины до 0.27 способствует исчезновению актинолита из Act—Cal—Ttn парагенезиса. Для сравнения: сходные значения X_{CO_2} (0.1—0.25 при температуре 315—320 °C) использованы в расчетах мине-

ральных равновесий, характерных для процессов гидротермального изменения зеленосланцевых пород некоторых золоторудных месторождений (White et al., 2003).

Изохимическая диаграмма, построенная для хлоритоидного сланца (обр. 48164-4), демонстрирует минеральные парагенезисы типичные для пород, содержащих хлоритоид и ассоциированных с базальтами, метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев. Подобные породы описаны, например, в составе вулканогенно-осадочной толщи, слагающей аккреционный комплекс Восточного Тайваня (Liou, Chen, 1978; Yui et al., 1994; 2009). Образованию хлоритоида здесь способствует обогащение пород Fe и Al при пониженном содержании всех прочих компонентов; ряд признаков указывает на латеритный генезис этих и других подобных образований (Liou, Chen, 1978). Последнее не исключает возможности влияния на состав апобазальтовых латеритов низкотемпературных ($\leq 200^\circ\text{C}$) изменений базальтового субстрата в субмаринных условиях (Yui et al., 1994).

Хлорит-фенгитовая термобарометрия. По ряду причин (широкие поля устойчивости минеральных ассоциаций, отсутствие минералов-индикаторов) оценка P — T условий метаморфизма пород фации зеленых сланцев связана с определенными трудностями. В этой связи все большее внимание уделяется термобарическим зависимостям составов наиболее часто встречающихся минералов низко- и среднетемпературных метапелитов и metabазитов — хлоритов и светлых слюд (Lanari, Duesterhoeft, 2019).

Хлоритовая термометрия, изначально основанная на эмпирических зависимостях содержания Al^{IV} в хлоритах от температуры (De Caritat et al., 1993), получила дальнейшее развитие в работах, посвященных выводу калибровочных уравнений, описывающих равновесие $\text{Chl} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O}$ при разных температурах, где компонентами твердого раствора хлорита выступают конечные члены три- и ди-триоктаэдрических изоморфных серий (Vidal et al., 2005, 2006; Inoue et al., 2009; Bourdelle et al., 2013; Lanari et al., 2014; Vidal et al., 2016). В случае метаморфогенных хлоритов, состав которых выражается линейной комбинацией Cln , Daph , Ame и Sud минералов, подобные уравнения описывают температурную зависимость реакции $2\text{Cln} + 3\text{Sud} = 4\text{Ame} + 7\text{SiO}_2 + 4\text{H}_2\text{O}$ с учетом степени окисленности железа в структуре минерала (Lanari et al., 2014). Одно из таких уравнений, построенное в предположении, что $\Sigma\text{Fe} = \text{Fe}^{2+}$, использовалось для оценки температуры минеральных равновесий в metabазитах серии Рукер (см. таблицу). В основу расчетов была положена выборка анализов хлоритов, в которых отсутствовала примесь Cr_2O_3 и которые удовлетворяли равенству $(\text{Al}^{\text{VI}} - \text{Al}^{\text{IV}})/2 = 6 - \text{Oct. Sum} = \square(M1)$, где Oct. Sum — сумма октаэдрических катионов, $\square(M1)$ — число вакансий, приуроченных к позиции $M1$ (Vidal et al., 2005). Таким образом исключались хлориты, в которых может присутствовать Fe^{3+} . Было показано, что при изменении давления от 5 до 7 кбар большая часть полученных температурных оценок попадает в интервал 305 — 515°C , близко соответствующий температурным условиям устойчивости зеленосланцевых парагенезисов. Значительный разброс найденных значений T может быть обусловлен двумя причинами: 1) систематическим завышением температурных оценок, рассчитанных с помощью геотермометра Ланари, в области повышенных температур ($T > 450^\circ\text{C}$) (Vidal et al., 2016) и 2) эволюцией состава хлорита в ходе проградных и ретроградных изменений metabазитов (см. работы, посвященные микрокартированию хлоритовых агрегатов: Vidal et al., 2006; Lanari et al., 2014; Scheffer et al., 2016).

Фенгитовая термобарометрия учитывает вариации содержания Si в мусковите (к. ф.), вызванные колебаниями температуры и давления и связанные с двумя видами изоморфных замещений в светлых слюдах: 1) $Al^{IV}Al^{VI} = Si + (Mg, Fe^{2+})$, благодаря которому образуются фенгитовые слюды, обогащенные селадонитовым $K(Mg,Fe)Al[Si_4O_{10}](OH)_2$ миналом, и 2) $K^{XII} + Al^{IV} = \square^{XII} + Si$, где \square^{XII} — межслоевая вакансия, способствующим образованию иллитовых слюд с дефицитом межслоевых катионов, обогащенных пиррофиллитовым $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2$ миналом. Если чермаковское замещение доминирует при повышенных T и пониженных P , то «пиррофиллитовое» начинает играть существенную роль в низкотемпературной (<300 °C) области и при повышенных P (Parra et al., 2002; Dubacq et al., 2010).

Среди фенгитовых геобарометров, основанных на экспериментальных данных, наиболее известен геобарометр Массона—Шрейера (Massonne, Schreyer, 1987). Он откалиброван в широком интервале температур и давлений (350—700 °C, 3—20 кбар) для парагенезиса Ph—Phl—Kfs—Qz—H₂O в предположении, что повышенное относительно стехиометрического (3.0 к. ф.) содержание Si в фенгите обусловлено исключительно чермаковским замещением. По мнению авторов этой методики, в случае ассоциации фенгитовой слюды с другими Fe-Mg силикатами (хлоритами, амфиболами, пироксенами), показания геобарометра соответствуют нижнему пределу оценки P . Сделанный вывод хорошо согласуется с данными фенгитовой термобарометрии метавулканических пород серии Рукер. С учетом наиболее типичных вариаций содержания Si в мусковите из метабазитовых сланцев (3.26—3.32 к. ф.) и предполагаемых температур метаморфизма (300—450 °C), оценки давления, полученные с помощью геобарометра Массона—Шрейера, попадают в интервал 5.5—8.5 кбар, что близко соответствует давлениям, рассчитанным методом изоплет для метабазитов. Аналогичные оценки, полученные для хлоритоидного сланца (где содержание Si в светлой слюде не превышает 3.08 к. ф.), оказываются резко заниженными. Подобное расхождение находит объяснение в закономерностях минерального состава изученных пород: если в первом случае мусковит ассоциирует с минералами, в которых имеет место чермаковское замещение (хлоритом, биотитом), то во втором — с хлоритоидом, для которого этот вид изоморфных замещений не характерен. Последнее препятствует протеканию обменных реакций, способствующих обогащению светлой слюды кремнием, и тем самым ограничивает возможность применения рассматриваемого геобарометра в случае хлоритоидных пород.

Геодинамическая интерпретация. Результаты физико-химического моделирования и данные хлорит-фенгитовой термобарометрии указывают на условия метаморфизма пород серии Рукер, соответствующие высокобарической части зеленосланцевой фации (рис. 7). Эти условия по давлению значительно превышают геотерму стабильной континентальной коры, что свидетельствует о пониженном термальном градиенте. Будучи отделенным от этапа седиментации и сопутствующего вулканизма временным интервалом возможно достигавшим 2 млрд лет, метаморфизм был связан с эволюцией неопротерозойского осадочного бассейна внутриплитного заложения, наполнение которого представлено породами серии Содружества (McLean et al., 2008). Наблюдаемая структура супракрастального комплекса и подстилающего фундамента была сформирована в процессе инверсии этого бассейна, вызванной региональным сжатием, которое, в свою очередь, явилось отражением удаленных глобальных тектонических процессов, определявших становление суперконтинента

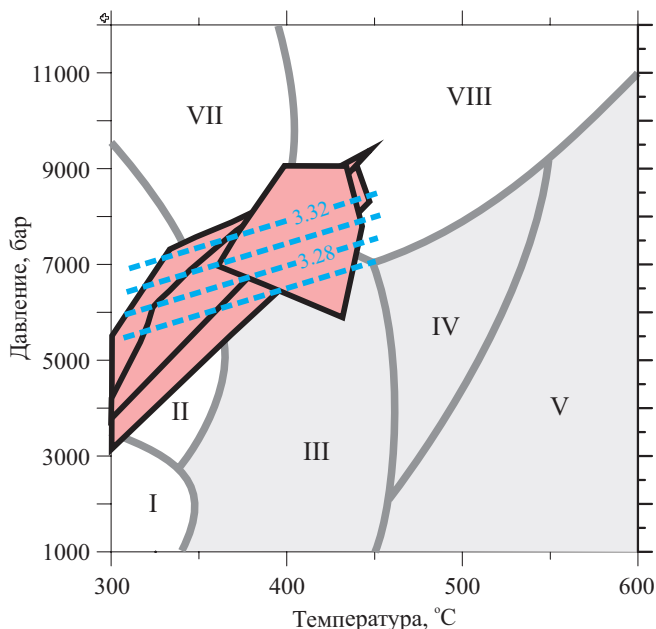


Рис. 7. Результаты физико-химического моделирования и данные хлорит-фенгитовой термобарометрии для метавулканических пород серии Рукер.

На P – T диаграмме розовым цветом показаны поля устойчивости минеральных парагенезисов, характерных для метавулкаников, синим пунктиром — изолинии содержания Si в мусковите (к. ф.) из метабазитовых сланцев, построенные с помощью геобарометра Массона—Шрейера (Massonne, Schreyer, 1987) и геотермометра Ланари (Lanary et al., 2014). Римскими цифрами обозначены фации метаморфизма по С. А. Бушмину и В. А. Глебовицкому (2008): I — пренит-пумпеллиновая, II — пумпеллит-актинолитовая, III — зеленосланцевая, IV — эпидот-амфиболитовая, V — амфиболитовая, VII — глаукофансланцевая, VIII — эклогитовая.

Fig. 7. Results of forward thermodynamic modeling and mineral thermobarometry data for metavolcanic rocks of the Ruker Group. Blue dashed lines are isopleths of Si (*apfu*) in white mica, calculated with the phengite (Massonne, Schreyer, 1987) geobarometer and the chlorite (Lanary et al., 2014) geothermometer.

Гондвана. Рассчитанные оценки пиковых температур и давлений (400–450 °C, 7–8 кбар), близкие к условиям эндогенного режима в зонах «медленной» субдукции океанической коры (Метаморфизм., 2001), допускают возможность погружения фрагментов фундамента на большие глубины в результате тектонического скупивания при закрытии бассейна. Определенную роль в создании повышенного давления мог играть и эффект «сверхдавления» (overpressure) в надвигах.

Авторы благодарят проф. Ю. Б. Марина за внимательное прочтение рукописи и критические замечания.

Список литературы

- Бушмин С. А., Глебовицкий В. А. Схема минеральных фаций метаморфических пород // ЗРМО. 2008. № 2. С. 1–13.
- Геология и минеральные ресурсы Антарктиды / Под ред. В. Л. Иванова, Е. Н. Каменева. М.: Недра, 1990. 242 с.
- Гульбин Ю. Л., Егорова К. В., Михальский Е. В., Ткачева Д. А., Галанкина О. Л. Новые данные о метаморфизме неопротерозойской серии Содружества в южной части гор Принс-Чарльз, Восточная Антарктида // ЗРМО. 2015. № 5. С. 15–32.

Ефремова С. В., Стафеев К. Г. Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра, **1985**. 511 с.

Метаморфизм и тектоника / Е. В. Складаров, Д. П. Гладкочуб, Т. В. Донская, А. М. Мазукабзов, А. И. Сизых, В. А. Буланов. Под. ред. Е. В. Складарова. М.: Интермет Инжиниринг, **2001**. 216 с.

Михальский Е. В. Протерозойские комплексы Восточной Антарктиды: вещественный состав и происхождение. СПб.: ВНИИОкеангеология, **2007**. 131 с.

Предевский А. А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, **1980**. 152 с.

Равич М. Г., Соловьев Д. С., Федоров Л. В. Геологическое строение Земли Мак-Робертсона (Восточная Антарктида). Л.: Гидрометеиздат, **1978**. 230 с.

Федоров Л. В., Тарутин О. А. Геологическое строение горы Рукер / Антарктика. Доклады комиссии. Вып. 16. М.: Наука, **1977**. С. 93—99.

References

Bach W., Jöns N., Klein F. Metasomatism within the ocean crust. In: *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock*. Eds D. E. Harlov and H. Austrheim. *Lecture Notes in Earth System Sciences*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, **2012**. P. 253—288.

Baker L. L., Rember W. C., Spreng K. F., Strawn D. G. Celadonite in continental flood basalts of the Columbia River Basalt Group. *Amer. Miner.* **2012**. Vol. 97. P. 1284—1290.

Baldwin J. A., Powell R., Brown M., Moraes R., Fuck R. A. Modelling of mineral equilibria in ultrahigh-temperature metamorphic rocks from the Anápolis-Itaçu Complex, central Brazil. *J. Metamorph. Geol.* **2005**. Vol. 23. P. 511—523.

Boger S. D., Wilson C. J. L., Fanning C. M. An Archaean province in the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica: U-Pb zircon evidence for c. 3170 Ma granite plutonism and c. 2780 Ma partial melting and orogenesis. *Precambrian Res.* **2006**. Vol. 145. P. 207—228.

Bourdelle F., Parra T., Chopin C., Beyssac O. A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. *Contrib. Miner. Petrol.* **2013**. Vol. 165. P. 723—735.

Bushmin S. A., Glebovitsky V. A. The scheme of mineral facies of metamorphic rocks. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **2008**. No. 2. P. 1—13 (in Russian).

Coggon R., Holland T. J. B. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *J. Metamorph. Geol.* **2002**. Vol. 20. P. 683—696.

De Capitani C., Petrakakis K. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *Amer. Miner.* **2010**. Vol. 95. P. 1006—1016.

De Caritat P., Hutcheon I., Walshe J. L. Chlorite geothermometry: a review. *Clays Clay Miner.* **1993**. Vol. 41. P. 219—239.

Diener J. F. A., Powell R., White R. W., Holland T. J. B. A new thermodynamic model for clin- and orthoamphiboles in the system Na₂O—CaO—FeO—MgO—Al₂O₃—SiO₂—H₂O—O. *J. Metamorph. Geol.* **2007**. Vol. 25. P. 631—656.

Dubacq B., Vidal O., De Andrade V. Dehydration of dioctahedral aluminous phyllosilicates: thermodynamic modelling and implications for thermobarometric estimates. *Contrib. Miner. Petrol.* **2010**. Vol. 159. P. 159—174.

Efremova S. V., Stafeev K. G. Petrochemical methods of investigations of rocks. Moscow: Nedra, **1985**. 511 p. (in Russian).

Fedorov L. V., Tarutin O. A. Geology of the Ruker Mountain. In: *Antarctica. Commission papers*. No. 16. Moscow: Nauka, **1977**. P. 93—99 (in Russian).

Fitzsimons I. C. W. Grenville-age basement provinces in East Antarctica: Evidence for three separate collisional orogens. *Geology*. **2000**. Vol. 28. P. 879—882.

Geology and mineral resources of Antarctica. Eds. V. L. Ivanov, E. N. Kamenev. Leningrad: Nauka, **1990**. 242 p. (in Russian).

Grapes R., Watanabe T. Paragenesis of titanite in metagreywackes of the Franz Josef-Fox Glacier area, Southern Alps, New Zealand. *Eur. J. Miner.* **1992**. Vol. 4. P. 547—555.

Gulbin Yu. L., Egorova K. V., Mikhalsky E. V., Tkacheva O. L., Galankina O. L. New data on the metamorphism of Neoproterozoic Sodruzhestvo Group in the Southern Prince Charles Mountains, East Antarctica. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **2015**. No. 5. P. 15—32 (in Russian).

Halpern M., Grikurov G. E. Rubidium-strontium data from the southern Prince Charles Mountains. *Antarctic J. U. S.* **1975**. Vol. 10. P. 9—15.

Harley S. L. Archaean-Cambrian crustal development of East Antarctica: Metamorphic characteristics and tectonic implications. In: *Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Bre-*

- akup. Eds M. Yoshida, D. F. Windley, and S. Dasgupta. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **2003**. Vol. 206. P. 203—230.
- Hashimoto M. Reactions producing actinolite in basic metamorphic rocks. *Lithos.* **1972**. Vol. 5. P. 19—31.
- Hey M. H. A new review of chlorite. *Miner. Mag.* **1954**. Vol. 30. P. 277—292.
- Holland T. J. B., Baker J. M., Powell R. Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system MgO—FeO—Al₂O₃—SiO₂—H₂O. *Europ. J. Miner.* **1998**. Vol. 10. P. 395—406.
- Holland T., Powell R. Thermodynamics of order-disorder in minerals: II. Symmetric formalism applied to solid solutions. *Amer. Miner.* **1996**. Vol. 81. P. 1425—1437.
- Holland T. J. B., Powell R. An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *J. Metamorph. Geol.* **1998**. Vol. 16. P. 309—344.
- Holland T. J. B., Powell R. Activity—composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contrib. Miner. Petrol.* **2003**. Vol. 145. P. 492—501.
- Holmes M. A. Evidence for continuous and discontinuous alteration of DSDP hole 418A basalts and its significance to natural gamma-ray log readings. *Proc. Ocean Drill. Prog. Sci. Res.* **1988**. Vol. 102. P. 135—149.
- Inoue A., Meunier A., Patrier-Mas P., Rigault C., Beaufort D., Vieillard P. Application of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedral chlorites. *Clays Clay Miner.* **2009**. Vol. 57. P. 371—382.
- Keller L. M., De Capitani C., Abart R. A quaternary solution model for white micas based on natural coexisting phengite—paragonite pairs. *J. Petrol.* **2005**. Vol. 46. P. 2129—2144.
- Lanari P., Wagner T., Vidal O. A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO—FeO—Al₂O₃—SiO₂—H₂O: applications to P—T sections and geothermometry. *Contrib. Miner. Petrol.* **2014**. Vol. 167. P. 968.
- Lanari P., Duesterhoeft E. Modeling metamorphic rocks using equilibrium thermodynamics and internally consistent databases: Past achievements, problems and perspectives. *J. Petrol.* **2019**. Vol. 60. P. 19—56.
- Liou J. G., Chen P.-Y. Chemistry and origin of chloritoid rocks from eastern Taiwan. *Lithos.* **1978**. Vol. 11. P. 175—187.
- Liou J. G., Maruyama S., Cho M. Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism. *Miner. Mag.* **1985**. Vol. 49. P. 321—333.
- Mahar E. M., Baker J. M., Powell R., Holland T. J. B., Howell N. The effect of Mn on mineral stability in metapelites. *J. Metamorph. Geol.* **1997**. Vol. 15. P. 223—238.
- Maruyama S., Liou J. G., Terabayashi M. Blueschists and eclogites of the world and their exhumation. *Int. Geol. Rev.* **1996**. Vol. 38. P. 485—594.
- Mas A., Meunier A., Beaufort D., Patrier P., Dudoignon P. Clay minerals in basalt-hawaiite rocks from Mururoa Atoll (French Polynesia). I. Mineralogy. *Clays Clay Miner.* **2008**. Vol. 56. P. 711—729.
- Massonne H.-J., Schreyer W. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contrib. Miner. Petrol.* **1987**. Vol. 96. P. 212—224.
- McLean M., Rawling T. J., Betts P. G., Phillips G., Wilson C. J. L. Three-dimensional inversion modelling of a Neoproterozoic basin in the southern Prince Charles Mountains. *Tectonophysics.* **2008**. Vol. 456. P. 180—193.
- Mikhalsky E. V. Proterozoic geological complexes of East Antarctica: composition and origin. Saint Petersburg: VNIIOkeangeologiya, **2007**. 131 p. (in Russian).
- Mikhalsky E. V., Sheraton J. W., Laiba A. A., Tingey R. J., Thost D. E., Kamenev E. N., Fedorov L. V. Geology of the Prince Charles Mountains. *AGSO Geosci. Australia Bull.* 247. Canberra, **2001**. 210 p.
- Mikhalsky E. V., Henjes-Kunst F., Belyatsky B. V., Roland N. W., Sergeev S. A. New Sm—Nd, Rb—Sr, U—Pb and Hf isotope systematics for the southern Prince Charles Mountains (East Antarctica) and its tectonic implications. *Precambrian Res.* **2010**. Vol. 182. P. 101—123.
- Parra T., Vidal O., Agard P. A thermodynamic model for Fe—Mg dioctahedral K white micas using data from phase-equilibrium experiments and natural pelitic assemblages. *Contrib. Miner. Petrol.* **2002**. Vol. 143. P. 706—732.
- Phillips G., Wilson C. J. L., Fitzsimons I. C. W. Stratigraphy and structure of the Southern Prince Charles Mountains, East Antarctica. *Terra Antarctica.* **2005**. Vol. 12. P. 69—86.
- Phillips G., Wilson C. J. L., Campbell I. H., Allen C. M. U—Th—Pb detrital zircon geochronology from the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica — defining the Archaean to Neoproterozoic Ruker province. *Precambrian Res.* **2006**. Vol. 148. P. 292—306.

- Phillips G., Wilson C. J. L., Phillips D., Szczepanski S. K. Thermochronological ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) evidence of Early Palaeozoic basin inversion within the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica: implications for East Gondwana. *J. Geol. Soc. London*. **2007**. Vol. 164. P. 771—784.
- Phillips G., Kelsey D. E., Corvino A. F., Dutch R. A. Continental reworking during overprinting orogenic events, Southern Prince Charles Mountains, East Antarctica. *J. Petrol.* **2009**. Vol. 50. P. 2017—2041.
- Predovsky A. F. Reconstruction of the conditions of sedimentogenesis and volcanism of the Early Precambrian. Leningrad: Nauka, **1980**. 152 p. (in Russian).
- Ravich M. G., Soloviev D. S., Fedorov L. V. Geological structure of MacRobertson Land, East Antarctica. Leningrad: Gidrometeoizdat, **1978**. 230 p. (in Russian).
- Rodrigues-Losada J. A., Martinez-Frias J., Bustillo M. A., Delgado A., Hernandez-Pacheco A., de la Fuente Krauss J. V. The hydrothermally altered ankaramite basalts of Punta Poyata (Tenerife, Canary Islands). *J. Volcan. Geotherm. Res.* **2000**. Vol. 103. P. 367—376.
- Sanematsu K., Moriyama T., Sotouky L., Watanabe Y. Laterization of basalts and sandstone associated with the enrichment of Al, Ga and Sc in the Bolaven Plateau, southern Laos. *Bull. Geol. Surv. Japan*. **2011**. Vol. 62. No. 3/4. P. 105—129.
- Scheffer C., Vanderhaeghe O., Lanari P., Tarantola A., Ponthus L., Photiades A., France L. Syn- to post-orogenic exhumation of metamorphic nappes: Structure and thermobarometry of the western Attic-Cycladic metamorphic complex (Lavrion, Greece). *J. Geodynam.* **2016**. Vol. 96. P. 174—193.
- Sklarov E. V., Gladkochub D. P., Donskaya T. V., Mazukabzov A. M., Syzyh A. E., Bulanov V. A. Metamorphism and tectonics. Moscow: Intermet Engineering, **2001**. 216 p. (in Russian).
- Vidal O., Goffé R., 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**. Vol. 17. P. 25—39.
- Vidal O., Parra T., Vieillard P. Thermodynamic properties of the Tschermak solid solution in Fe-chlorite: application to natural examples and possible role of oxidation. *Amer. Miner.* **2005**. Vol. 90. P. 347—358.
- Vidal O., de Andrade V., Lewin E., Muñoz M., Parra T., Pascarelli S. P—T-deformation-Fe³⁺/Fe²⁺ mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping: application to a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt (Japan). *J. Metamorph. Geol.* **2006**. Vol. 24. P. 669—683.
- Vidal O., Lanari P., Muñoz M., Bourdelle F., de Andrade V. Deciphering temperature, pressure and oxygen-activity conditions of chlorite formation. *Clay Miner.* **2016**. Vol. 51. P. 615—633.
- White R. W., Powell R., Holland T. J. B., Worley B. A. The effect of TiO₂ and Fe₂O₃ on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system K₂O—FeO—MgO—Al₂O₃—SiO₂—H₂O—TiO₂—Fe₂O₃. *J. Metamorph. Geol.* **2000**. Vol. 18. P. 497—511.
- White R. W., Powell R., Phillips G. N. A mineral equilibria study of the hydrothermal alteration in mafic greenschist facies rocks at Kalgoorlie, Western Australia. *J. Metamorph. Geol.* **2003**. Vol. 21. P. 455—468.
- White R. W., Powell R., Holland T. J. B. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *J. Metamorph. Geol.* **2007**. Vol. 25. P. 511—527.
- Whitney D. L., Evans B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Miner.* **2010**. Vol. 95. P. 185—187.
- Wiewióra A., Weiss Z. Crystallochemical classification of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition. II. The chlorite group. *Clay Miner.* **1990**. Vol. 25. P. 83—92.
- Yui T.-F., Wu T.-W., Wang Y., Lo C.-H., Lu C.-Y. Evidence for submarine weathering from metamorphosed weathering profiles on basaltic rocks, Tananao Metamorphic Complex, Taiwan. *Chem. Geol.* **1994**. Vol. 118. P. 185—202.
- Yui T.-F., Okamoto K., Usuki T., Lan C. Y., Chu H. T., Liou J. G. Late Triassic—Late Cretaceous accretion/subduction in the Taiwan region along the eastern margin of South China — evidence from zircon SHRIMP dating. *Int. Geol. Rev.* **2009**. Vol. 51. P. 304—328.

Поступила в редакцию
23 марта 2019 г.