

МЕТАМОРФИЗМ МАРГАНЦОВИСТЫХ ОСАДКОВ ГАГАРСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ РОДОНИТА ПО ДАННЫМ АМФИБОЛ-БИОТИТ-ПОЛЕВОШПАТОВОЙ ТЕРМОБАРОМЕТРИИ

© 2018 г. С. В. Прибавкин, В. В. Григорьев*, В. И. Квачев**, И. А. Готтман

Приводятся данные расчета P-T условий метаморфизма пород, ассоциированных с родонитами Гагарского проявления, расположенного в южной части Мурзинско-Адуйского комплекса и представленных марганцовистыми гранат-амфиболовыми кварцитами, гранат-амфиболовыми кристаллосланцами, гнейсами, серпентинитами. Показана сложная история их метаморфических преобразований, связанная с различным гранитоидным плутонометаморфизмом.

Гагарское проявление родонита находится в южной части Мурзинско-Адуйского метаморфического блока, где контролируется тектонически-ослабленной зоной, маркируемой телами метагипербазитов и габбро-амфиболитов [Аринштейн и др., 1978]. Вмещающими для него являются мигматизированные породы алабашской серии и гранодиориты Каменского мигматит-плутона (рис. 1). Участок проявления сложен крутопадающими под углами 40–72° на восток кварцитами мощностью 5 м и протяженностью 70 м, подстилаемых метагипербазитами. В лежащем боку кварцитов располагается 30-сантиметровый слой амфиболовых и гранат-амфиболовых кристаллосланцев, а в висячем боку – слой родонитов метровой мощности.

Ранее проведенное исследование минеральных парагенезисов и состава минералов Гагарского проявления родонита [Прибавкин и др., 2016] показало значительное сходство с другими среднеуральскими месторождениями: Малоседельниковским, Кургановским, Бородулинским. Установлена ведущая роль в составе пород спессартина, родонита, тефроита, родохрозита, кварца. Выявлено наличие ранней родохрозит-тефроитовой ассоциации, сменяемой родохрозит-родонитовой. Подтвержден характер изменения состава граната и родонита от спессартин-кварцевых пород к кварц-родохрозит-родонитовым, выраженный в их очищении от примесей Fe, Mg, Ca. Это исследование позволило обнаружить и различия в составах главных и второстепенных минералов: тефроита, пироксмангита, в меньшей степени родонита и родохрозита. В частности, отмечены преобладание магния над железом в тефроите, родохрозите, иногда в родоните, а также повышенная концентрация Fe и Mg во всех минералах. Такие особенности минералов Гагарского

проявления, вероятно, отражают различия не только в химии исходного состава метаморфических толщ, но и в условиях метаморфизма. Оценить последние, используя составы и парагенетические ассоциации лишь родонитовых пород, проблематично. В связи с этим нами изучены ассоциирующие с родонитами кварциты, амфиболовые кристаллические сланцы, метагипербазиты и иные породы, обладающие благоприятными для термодинамических расчетов парагенезисами.

Магнетитсодержащие гранат-амфиболовые кварциты содержат гранат, состав которого может быть охарактеризован как твердый раствор с примерно равными долями альмандинового, спессартинового, гроссулярового компонентов и очень малой долей пиропового компонента: $\text{Prp}_{1-4}\text{Alm}_{30-43}\text{Sps}_{22-38}\text{Grs}_{18-35}\text{Adr}_{0-6}$ (табл. 1). Зональность в гранате выражена слабо с тенденцией увеличения гроссулярового и уменьшения пиропового миналов от центра кристаллов к их краям. Составы амфибола (ферропаргасита) и биотита характеризуются соответствующими величинами титана: 0.08–0.10 и 0.23–0.25 ф. ед., магнезиальности – 0.35–0.45 и 0.43–0.45 ед. Полевые шпаты представлены кислым плагиоклазом (An_{14-25}) и барийсодержащим калиевым полевым шпатом ($\text{Ort}_{76-78}\text{Ab}_{12-14}\text{Cs}_{9-10}$). Расчет P-T условий метаморфизма кварцитов, основанный на амфибол-плагиоклазовом равновесии и составе амфибола, демонстрирует хорошую сходимость результатов. Полученные значения давления и температуры варьируют в диапазонах 5.0–7.5 кбар, 590–705°C [Schmidt, 1992; Holland, Blundy, 1994; Féménias et al., 2006; Larocque, Canil, 2010; Krawczynski et al., 2012; Molina et al., 2015].

Однако использование в расчетах биотита совместно с гранатом и плагиоклазом приводит к сильно заниженным результатам, что связано, по-

* Уральский геологический музей, г. Екатеринбург

** Музей минералогии, камнерезного и ювелирного искусства, г. Заречный

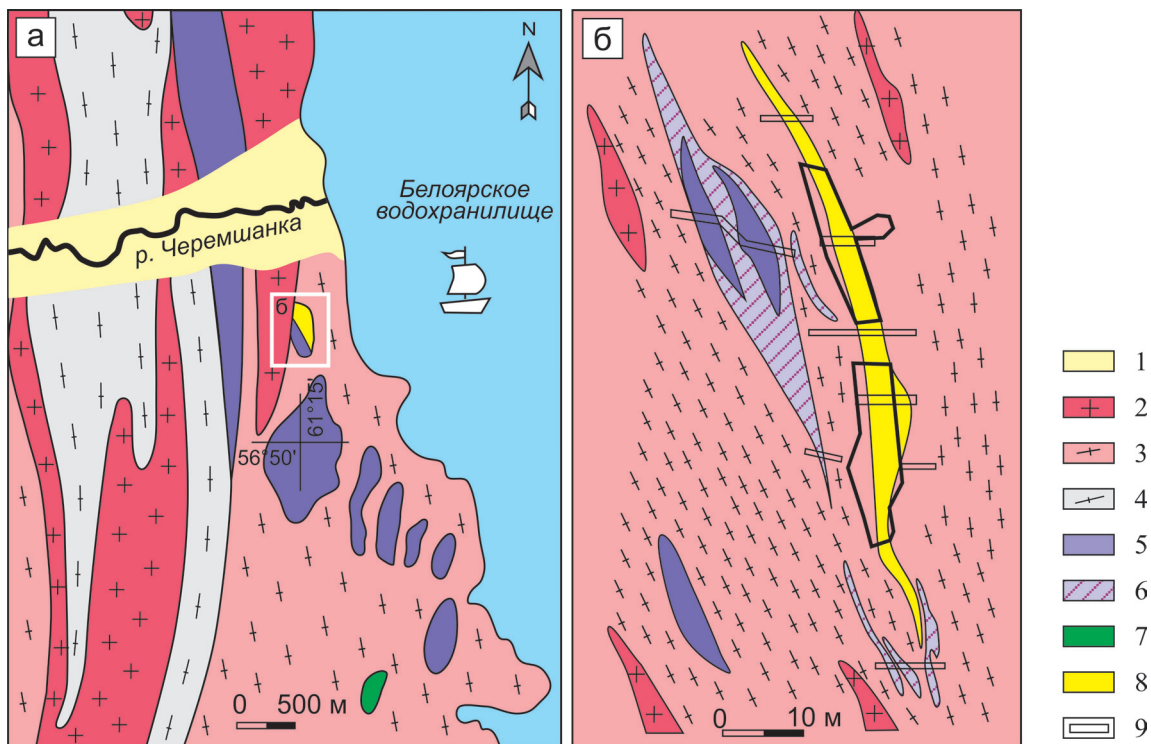


Рис. 1. Геологическая схема района Гагарского рудопроявления родонита (а) и геологический план рудопроявления (б), составленные по материалам отчета за 1976–1978 гг. [Аринштейн и др., 1978].

1 – четвертичные отложения; 2 – граниты; 3 – гнейсовидные породы гранодиоритового состава; 4 – гнейсы и амфиболиты; 5 – серпентиниты оталькованные и хлоритизированные; 6 – тальк-карбонатные, тальк-хлорит-актинолитовые породы; 7 – габбро-амфиболиты; 8 – кварциты; 9 – разведочные каналы, выработки.

видимому, не только с высокими долями гроссуляра и спессартина в составе граната, выходящими за рамки калибровок большинства геотермометров, но и с отсутствием равновесия между этими минералами, поскольку биотит в основном приурочен к трещинам кливажа кварцитов. Примененное мономинеральное биотитовое термометра [Henry et al., 2005], основанное на содержании Ti, дает значения менее 620°C , фиксируя последующие более низкотемпературные стадии преобразования пород.

Гранат-амфиболовые кристаллические сланцы сложены гранатом $\text{Prp}_{3-5}\text{Alm}_{14-18}\text{Sps}_{59-62}\text{Grs}_{8-10}\text{Adr}_{8-11}$, марганецсодержащим актинолитом ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) = 0.70-0.75$), кварцем. В соответствии с данными работы [Lledo, Jenkins, 2008] актинолит может быть стабилен не только в условиях зеленосланцевой фации, но и в низкобарической области эпидот-амфиболитовой фации и даже амфиболитовой. Вероятно, с этими породами связаны гнейсы, сложенные кислым олигоклазом An_{11-13} , Вакалишпатом – Na-гиалофаном $\text{Or}_{72-80}\text{Ab}_{13-14}\text{Cs}_{8-14}$, низкоглиноземистой магнезиальной роговой обманкой ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) = 0.71-0.74$), гранатом $\text{Prp}_{4-5}\text{Alm}_{19-23}\text{Sps}_{59-62}\text{Grs}_{9-22}\text{Adr}_{0-12}$, кварцем. Наличие ассоциации кислого плагиоклаза с гиалофаном, со-

держащим 14–18% доли альбита, согласно [Essene et al., 2005] отвечает условиям низкой или средней амфиболитовой фации, а позиция составов на эмпирическом сольвусе системы $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{--NaAlSi}_3\text{O}_8$ близка $650 \pm 30^{\circ}\text{C}$. Применение к этим породам термометров, основанных на содержании и распределении Al в структуре амфибола [Schmidt, 1992; Féménias et al., 2006], а также распределении Al между амфиболом и плагиоклазом [Ферштатер, 1990; Holland, Blundy, 1994], демонстрирует значения, равные 1.0–2.0 кбар и $550-600^{\circ}\text{C}$, отвечающие фации актинолитовых сланцев – эпидотовых амфиболитов.

Сопровождающие кварциты и кристаллические сланцы метагипербазиты представлены ретроградными лизардитовыми серпентинитами, содержащими тремолит-тальк-оливиновый и хлорит-антофиллит-оливиновый парагенезисы. Условия образования таких метаморфических парагенезисов могут сопоставляться с эпидот-амфиболитовой фацией метаморфизма [Чашухин и др., 1986].

Данные о метаморфизме южной части адуйского блока весьма ограничены. Тем не менее в ходе геолого-съёмочных работ здесь установлен полихронный сиалический плутонометаморфизм амфиболитовой фации умеренного и низкого давления

Таблица 1. Химический состав минералов (мас. %)

Порода	Кварцит						Кристаллосланец				Гнейс					
	Гранат n = 24	Амфибол n = 32	Биотит n = 6	Плагиоклаз n = 24	Калишпат n = 6	Гранат n = 6	Амфибол n = 13	Гранат n = 5	Амфибол n = 12	Плагиоклаз n = 5	Калишпат n = 4	Гранат n = 5	Амфибол n = 12	Плагиоклаз n = 5	Калишпат n = 4	
SiO ₂	37.29 ± 0.39 (38.19–36.57)	41.03 ± 0.63 (42.36–39.76)	35.53 ± 0.61 (36.44–34.84)	63.78 ± 1.28 (65.90–60.75)	60.93 ± 0.75 (62.50–60.23)	36.58 ± 0.19 (36.91–36.38)	53.77 ± 0.95 (54.76–51.57)	36.90 ± 0.44 (37.61–36.41)	51.57 ± 1.20 (54.13–49.93)	65.60 ± 0.13 (65.72–65.41)	60.53 ± 0.96 (61.77–59.54)	–	–	–	–	–
TiO ₂	–	0.36 ± 0.35 (0.82–0.00)	3.75 ± 0.19 (4.08–3.52)	–	–	0.35 ± 0.05 (0.40–0.30)	0.18 ± 0.08 (0.31–0.05)	0.53 ± 0.03 (0.56–0.50)	0.27 ± 0.22 (0.53–0.05)	–	–	–	–	–	–	–
Al ₂ O ₃	19.87 ± 0.41 (20.84–19.11)	11.65 ± 0.33 (12.29–10.88)	14.44 ± 0.46 (15.19–13.79)	23.06 ± 0.59 (24.26–22.10)	19.58 ± 0.54 (20.16–18.60)	19.64 ± 0.28 (20.03–19.27)	1.46 ± 0.45 (2.75–0.92)	19.60 ± 0.69 (20.43–18.81)	4.44 ± 1.03 (5.67–2.29)	21.87 ± 0.16 (22.13–21.64)	19.08 ± 0.29 (20.32–19.58)	–	–	–	–	–
FeO	17.84 ± 1.36 (20.11–15.82)	21.77 ± 1.05 (23.71–19.03)	21.54 ± 0.68 (22.40–20.50)	–	0.09 ± 0.20 (0.55–0.00)	10.15 ± 0.42 (10.65–9.56)	10.73 ± 0.44 (11.55–10.02)	11.48 ± 0.82 (12.28–10.14)	10.51 ± 0.61 (11.28–8.95)	–	–	–	–	–	–	–
MnO	13.73 ± 2.18 (17.57–9.55)	1.31 ± 0.13 (1.55–1.02)	1.23 ± 0.09 (1.31–1.04)	–	–	25.84 ± 0.69 (26.73–25.06)	4.22 ± 0.54 (5.99–3.71)	22.78 ± 0.68 (23.76–21.75)	2.23 ± 0.15 (2.48–1.90)	–	–	–	–	–	–	–
MgO	0.67 ± 0.40 (1.19–0.00)	7.04 ± 0.68 (8.75–5.69)	9.12 ± 0.30 (9.63–8.80)	–	–	0.95 ± 0.20 (1.21–0.74)	16.28 ± 0.48 (16.87–15.05)	1.26 ± 0.07 (1.33–1.12)	15.82 ± 0.61 (17.35–15.23)	–	–	–	–	–	–	–
CaO	10.59 ± 2.19 (14.95–6.96)	11.14 ± 0.28 (11.59–10.31)	–	3.72 ± 0.79 (4.99–1.86)	–	6.69 ± 0.26 (6.95–6.34)	9.97 ± 0.12 (10.18–9.81)	7.76 ± 0.60 (8.73–6.90)	11.09 ± 0.30 (11.48–10.31)	2.45 ± 0.10 (2.56–2.31)	–	–	–	–	–	–
BaO	–	–	1.23 ± 0.90 (2.07–0.00)	–	4.63 ± 1.50 (5.55–1.30)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	5.75 ± 1.11 (7.25–4.39)	–
Na ₂ O	–	1.35 ± 0.23 (1.82–0.91)	–	8.84 ± 0.70 (9.84–7.11)	1.10 ± 0.50 (1.50–0.00)	–	0.40 ± 0.18 (0.61–0.00)	–	0.85 ± 0.24 (1.31–0.39)	9.91 ± 0.13 (10.11–9.71)	1.44 ± 0.15 (1.63–1.23)	–	–	–	–	–
K ₂ O	–	1.34 ± 0.11 (1.58–1.11)	9.11 ± 0.19 (9.38–8.88)	0.76 ± 0.69 (2.32–0.22)	13.49 ± 1.20 (16.04–12.64)	–	0.04 ± 0.07 (0.19–0.00)	–	0.32 ± 0.08 (0.43–0.18)	0.18 ± 0.01 (0.19–0.17)	12.31 ± 0.49 (12.88–11.54)	–	–	–	–	–
Сумма	100.00	97.00	95.94	100.15	100.29	100.21	97.05	100.31	97.09	100.01	100.31	–	–	–	–	100.31

Примечание. Измерения состава минералов выполнены в ЦКП "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН. В числителе – среднее арифметическое и стандартное отклонение, в знаменателе – максимальное и минимальное содержания. Прочерк – данные отсутствуют.

[Казаков и др., 2014], с которым связывают образование толщи гранитоидов и гранитоидов Каменского, Крутихинского, Адуйского массивов. Условия формирования последних рассмотрены в работах [Вахмянина, 2004; Ферштатер, 2013; Замятина, 2016], согласно которым становление позднекаменноугольного Каменского мигматит-плутонита и Крутихинского массива отвечало 4.6–6.5 кбар. Последующий этап массового гранитообразования в перми связан с Адуйским плутоном, для которого получены значения 3–4 кбар. Более молодые массивы пермско-триасового возраста, такие как Зенковский, Малышевский, формировались при более низком давлении – 2–4 кбар. В связи с этим значения P-T условий метаморфизма кварцитов могут интерпретироваться как результат ранних этапов преобразования марганецсодержащих осадков в условиях амфиболитовой фации умеренного давления. Последующие события, связанные с инъекциями молодых гранитоидов, могли найти отражение в образовании минеральных ассоциаций родонитов, гранат-амфиболовых кристаллосланцев, гнейсов низкого давления.

Полученные впервые количественные P-T оценки пород Гагарского проявления родонита предполагают сложную историю их метаморфических преобразований, безусловно связанную с различным гранитоидным магматизмом южной части Мурзинско-Адуйского комплекса [Минкин и др., 1974]. По этим условиям породы Гагарского проявления отличается от остальных уральских месторождений родонита [Брусницын, 2000, 2013, 2015], метаморфические преобразования которых сопряжены с пренит-пумпеллиитовой или зеленосланцевой фациями низкого давления.

Работа выполнена в рамках темы № АААА-А18-118052590034-0 государственного задания ИГГ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аринштейн М.Б., Кирнос В.К., Елизаров Л.И. и др.* О результатах поисково-оценочных работ на Кургановском месторождении и Гагарском проявлении родонита, проведенных в Полевском и Белоярском районах Свердловской области за 1976–1976 гг. Т. I. Текст отчета. Свердловск: Министерство геологии СССР; “Союзкварцсамоцветы”; “Уралкварцсамоцветы”, 1978. 132 с.
- Брусницын А.И.* Родонитовые месторождения Среднего Урала (минералогия и генезис). СПб.: СПб. гос. ун-т, 2000. 200 с.
- Брусницын А.И.* Минералогия марганцевоносных метосадков Южного Урала. СПб.: СПб. гос. ун-т, 2013. 160 с.
- Брусницын А.И.* Парнокское марганцевое месторождение, Полярный Урал: минералогия, геохимия и генезис руд. СПб.: СПб. гос. ун-т, 2015. 116 с.
- Вахмянина А.В.* Позднеколлизийные граниты Среднего и Южного Урала, продуктивные на W-Mo оруденение: дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. 183 с.
- Замятина М.Д.* Породообразующие минералы Крутихинского гранитоидного массива // Ежегодник-2015. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 163. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. С. 92–94.
- Казаков И.И., Стороженко Е.В., Харитонов И.Н., Стефановский В.В. и др.* Отчет о результатах работ по объекту “ГДП-200 листа О-41-XXVI (Адуйская площадь)” за 2012–2014 гг. Кн. 1. Екатеринбург: ОАО УГЭС, 2014. 306 с.
- Минкин Л.М., Рапопорт М.С., Соколов В.Б.* Геология южной части Мурзинско-Адуйского гнейсогранитного комплекса и его обрамления // Геология метаморфических комплексов Урала. Тр. СГИ. Вып. 108 (III). Свердловск: СГИ, 1974. С. 10–21.
- Прибавкин С.В., Григорьев В.В., Квачев В.И., Готтман И.А., Галахова О.Л.* Минералогия Гагарского проявления родонита // Уральская минералогическая школа-2016: мат.-лы. Екатеринбург: Альфа Принт, 2016. С. 94–100.
- Ферштатер Г.Б.* Эмпирический плагиоклаз-рогово-обманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 328–335.
- Ферштатер Г.Б.* Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
- Чащухин И.С., Перевозчиков Б.В., Царицын Е.П.* Метаморфизм гипербазитов массива Рай-Из (Полярный Урал) // Исследования по петрологии и металлогении Урала: сб. науч. тр. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 49–75.
- Essene E.J., Clafin C.L., Giorgetti G., Mata P.M., Peacor D.R., Arkai P., Rathmell M.A.* Two-, three- and four-feldspar assemblages with hyalophane and celsian: implications for phase equilibria in $BaAl_2Si_2O_8 - CaAl_2Si_2O_8 - NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8$ // Eur. J. Miner. 2005. V. 17, no. 4. P. 515–535.
- Féménias O., Mercier J-C.C., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D.* Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania) // Amer. Miner. 2006. V. 91, no. 1. P. 73–81.
- Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A.* The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // Amer. Miner. 2005. V. 90, no. 2–3. P. 316–328.
- Holland T., Blundy J.* Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116, no. 4. P. 433–447.
- Krawczynski M.J., Grove T.L., Behrens H.* Amphibole stability in primitive arc magmas: effects of temperature, H_2O content, and oxygen fugacity // Contrib. Mineral. Petrol. 2012. V. 164, no. 2. P. 317–339.
- Larocque J., Canil D.* The role of amphibole in the evolution of arc magmas and crust: the case from the Jurassic Bonanza arc section, Vancouver Island, Canada // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. V. 159, no. 4. P. 475–492.

- Lledo H.I., Jenkins D.M.* Experimental Investigation of the Upper Thermal Stability of Mg-rich Actinolite; Implications for Kiruna-Type Iron Deposits // *J. Petrol.* 2008. V. 49, no. 2. P. 225–238.
- Molina J.F., Moreno J.A., Castro A., Rodríguez C., Ferstater G.B.* Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning // *Lithos.* 2015. V. 232. P. 286–305.
- Schmidt M.W.* Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. V. 110, no. 2–3. P. 304–310.