ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ КОММУНАР (ХАКАСИЯ)

А. Ф. КОРОБЕЙНИКОВ, И. П. ЩЕРБАНЬ (ТПИ, ИГ и Г СО АН СССР)

В пределах рудного поля распространены породы габбро-диоритового ($Pt_3-Cm_2^?$), гранодиоритового (Cm_3-O) и габбро-сиенитового (Д?) интрузивных комплексов, прорывающих диабазово-порфиритовую и вулканогенно-осадочную толщи предположительно верхнепротерозойского возраста [1, 2, 5]. Становление гранодиоритового интрузива и его дайковой серии сопровождалось широким развитием послемагматических процессов, приведших к возникновению контактовых роговиков, скарнов и разнообразных гидротермальных образований. Среди них могут быть выделены три главных типа, резко отличающихся друг от друга по условиям и времени своего проявления: скарны, амфиболизированные породы и березито-лиственити.

Скарны

Отчетливо обособляются эндо- и экзоскарны. Первые возникают на месте алюмосиликатных пород и локализуются в зонах эндоконтактов гранодиоритового интрузива, а вторые — за счет пород, вмещающих этот интрузив. В том и другом случаях пространственное размещение скарнов контролировалось тектоническими зонами, которые наиболее четко проявились в контактах разнородных пород. Скарны чаще образуют линзовидные и жилообразные тела (10—200×5—40 м), протягивающиеся в виде прерывистых цепочек вдоль контактов интрузива. Вещественный состав эндо- и экзоскарнов весьма разнообразен. Первые обычно сложены диопсид-авгитом и гроссуляром. В виде примесей в них присутствует скаполит, альбит, сфен, апатит, циркон. Скарны, образованные по известнякам, состоят из салит-геденбергита, диопсида, волластонита и андрадита. В меньших количествах появляются андезин, альбит, везувиан, турмалин, роговая обманка, сфен и апатит. На отдельные участки эндо- и особенно экзоскарнов накладывается более поздняя по времени своего проявления ассоциация метасоматических и гидротермальных минералов, представленная магнетитом, пистацитом, тремолитом, актинолитом, хлоритом, пренитом, кварцем, кальцитом, шабазитом, пиритом, халькопиритом и золотом. Исходя из количественных соотношений главных породообразующих минералов, можно выделить волластонитовые, пироксеновые, гранатовые и гранат-пироксеновые скарны.

Изучение химических составов неизмененных и в различной степени скарнированных пород указывает на значительную миграцию ряда компонентов в ходе этого процесса. Из алюмосиликатных пород отмечается вынос кремния и алюминия и привнос в них кальция, а из карбонатных — вынос кальция и привнос кремния и алюминия [2]. В следующую рудную стадию значительные перемещения, вероятно, локального порядка, испытывало железо, что, возможно, и обусловило в ряде случаев образование мелких магнетитовых залежей. В целом формирование скарнов происходило инфильтрационным путем, при подчиненном значении биметасоматических явлений.

С целью определения температур образования и состава скарнирующих растворов выполнены термометрические исследования газово-жидких включений в скарновых минералах и химические анализы водных вытяжек из них. Для производства анализов водных вытяжек готовились пробы из минералов и пород объемом 70 $см^3$. Затем пробы истирались на воздухе в дистиллированной воде до размера зерен 0,08 мм и помещались в колбы с 300 мл бидистиллята на 0,5—48 часов. Одновременно замерялись pH суспензий и водных вытяжек на потенциометре ЛП-5 со стеклянным электродом. Полученные результаты позволяют заключить о том, что в составе растворов содержались заметные количества Ca, Si, Mg, Fe, CO_2, в меньшей степени Cl, F, H_2S, температура их изменялась от 630 до 460° (табл. 1, 2). Для суждения о температурных условиях образования известковых скарнов дополнительно может быть использована также хорошо изученная расчетным и экспериментальными путями реакция образования волластонита за счет кальцита и кварца [6]: $CaCO_3 + SiO_2 \rightleftarrows CaSiO_3 + CO_2$ (1). Согласно расчетам реакция (1) может протекать слева направо в температурном интервале от 400 до 600°С в зависимости от парциального давления CO_2 в минералообразующей системе.

Относительное время образования скарнов определяется тем, что они накладываются на роговики, щелочные метасоматиты и породы дайковой серии гранодиоритового комплекса и сами подвергаются поздним процессам магнетитового оруденения, амфиболизации и карбонатизации [2, 3]. Эти факты свидетельствуют о том, что из метасоматических образований скарны являются наиболее ранними по времени своего проявления, кроме ранних альбититов и скаполититов [2].

Амфиболовые метасоматиты

Появление амфиболизированных пород связано со следующей стадией послемагматического минералообразования (стадией формирования магнетитовых руд). Они образуют пластообразные, линзовидные тела, окаймляющие скарново-магнетитовые линзы или гнездообразные залежи в скарнах. Протяженность зон амфиболизированных пород составляет несколько десятков, реже сотен метров. Мощность таких тел редко превышает несколько десятков метров. Как и скарны, амфиболовые метасоматиты контролируются продольными разрывами с сопряженной мелкой трещиноватостью пород экзоконтактового ореола гранодиоритовой интрузии. Процесс амфиболизации развивается как по известнякам, так и по алюмосиликатным породам (плагиоклаз-пироксеновым роговикам и пироксеновым скарнам). При этом в первом случае возникает преимущественно тремолит, а во втором — актинолит.

Амфиболизированные роговики отличаются от исходных меньшей плотностью и более темной окраской с преобладанием зеленоватых тонов. Первоначально амфиболы замещают пироксены, а затем корродируют полевые шпаты, причем этот процесс сопровождается образо-

ванием магнетита, сфена, кальцита и эпидота. По актинолиту, в свою очередь, иногда развивается пеннин с иголочками рутила и скоплениями сфена. Наряду с вторичным амфиболом в породах фиксируется то или иное количество вторичного кварца. При амфиболизации скарнов актинолит развивается по пироксенам, а также нередко замещает агрегаты граната и магнетита, в виде гнезд и линзовидных тел. В амфиболизированных известняках возникает тремолит в форме лучистых и спутанно-волокнистых агрегатов, слагающих иногда довольно протяженные линзовидные залежи.

Сопоставление химических анализов исходных и амфиболизированных алюмосиликатных пород показало, что в результате этого процесса отмечается привнос магния и кальция, вынос алюминия, железа и натрия [2].

Декрептометрические данные и химические анализы водных вытяжек газово-жидких включений в амфиболах дают основание полагать о том, что образование их следовало из растворов, содержащих в своем составе Ca, Mg, Fe, Cl, F, CO_2, Al, при температурах 480—270°C (табл. 1, 2).

Для суждения о термодинамических условиях протекания процесса амфиболизации могут быть использованы дополнительно результаты расчета реакций тремолитизации диопсида и окварцованного доломита:

$$CaMgSi_2O_6 + 3CO_2 + H_2O \rightarrow Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + CaCO_3 + 2SiO_2 \quad (2).$$

$$CaMg(CO_3)_2 + 8SiO_2 + H_2O \rightleftarrows Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 3CaCO_3 + 2SiO_2 \quad (3).$$

Методика расчета реакций подобного рода детально рассмотрена в специальных работах [6, 9]. Результаты расчетов показали, что процесс тремолитизации протекал в довольно узком температурном интервале, который составлял 150—275°C при парциальном давлении CO_2, приближающемся к 0, 400—525°C при 1000 атм. и т. д. (рис. 1, 2). В целом же, принимая во внимание существующие представления о давлениях в гидротермальных растворах и концентрациях в них CO_2, можно считать наиболее вероятным температурный интервал для рассматриваемого процесса в 350—450°C.

По времени своего проявления процесс образования амфиболизированных пород является более поздним по отношению к скарнированию, что подтверждается фактами пересечения скарнов зонами метасоматических амфиболитов и замещением скарновых минералов актинолитом и тремолитом.

Околорудно измененные породы

Среди них обособляются три разнотемпературных типа: 1) высокотемпературный прожилково-актинолитовый, сопровождающий штокверковые золотокварцевые руды; 2) средне-температурный березито-лиственитовый, сопутствующий кварцево-золото-шеелитовым и кварцево-золото-сульфидным жилам и 3) низкотемпературный карбонатный, сопровождающий кальцит-кварц-золото-хлоритовые руды.

Проявления своеобразной актинолитизации наблюдаются среди уралитизированных габбро-диоритов, порфиритов, дайковых лампрофиров, скарново-магнетитовых линз и сопровождают прожилковые золотокварцевые руды. Обычно актинолитизированные породы дают линейные тела, окаймляющие золоторудные жилы, либо в местах пересечения таких жил слагают штокверки или гнездообразные залежи. Первоначально амфибол замещает темноцветные компоненты породы, а затем начинают корродировать полевые шпаты, что приводит в конечном счете к возникновению почти мономинеральных актинолитовых агрегатов. Кроме актинолита в измененной породе спорадически появляются кварц, магнетит, альбит, апатит, сфен. Размещение гидротермального

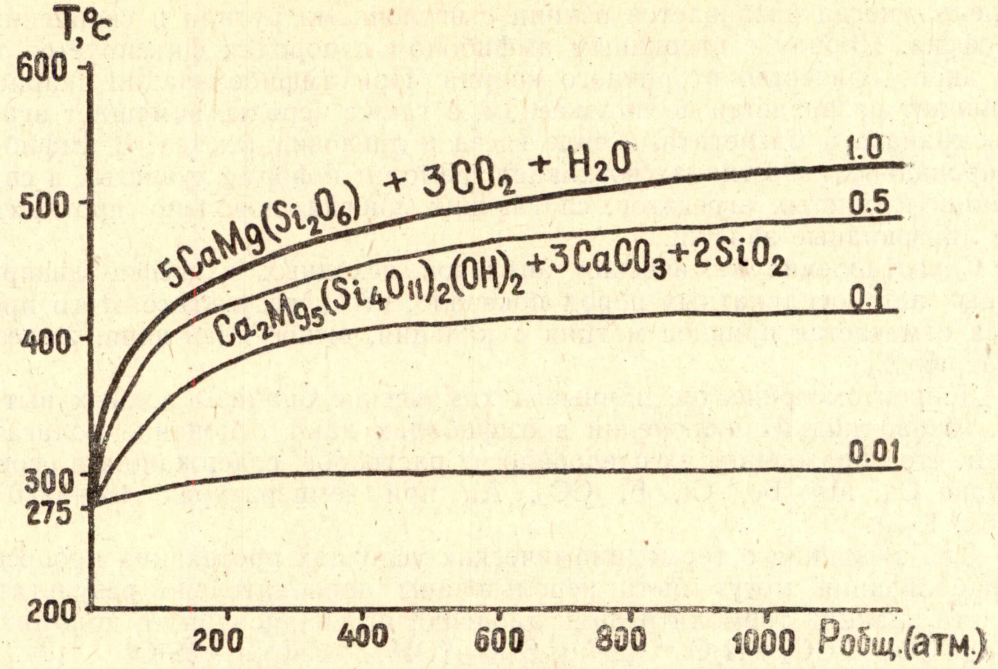

Рис. 1. Кривые равновесия для реакций тремолитизации диопсида в координатах температура — давление (по данным термодинамических расчетов)

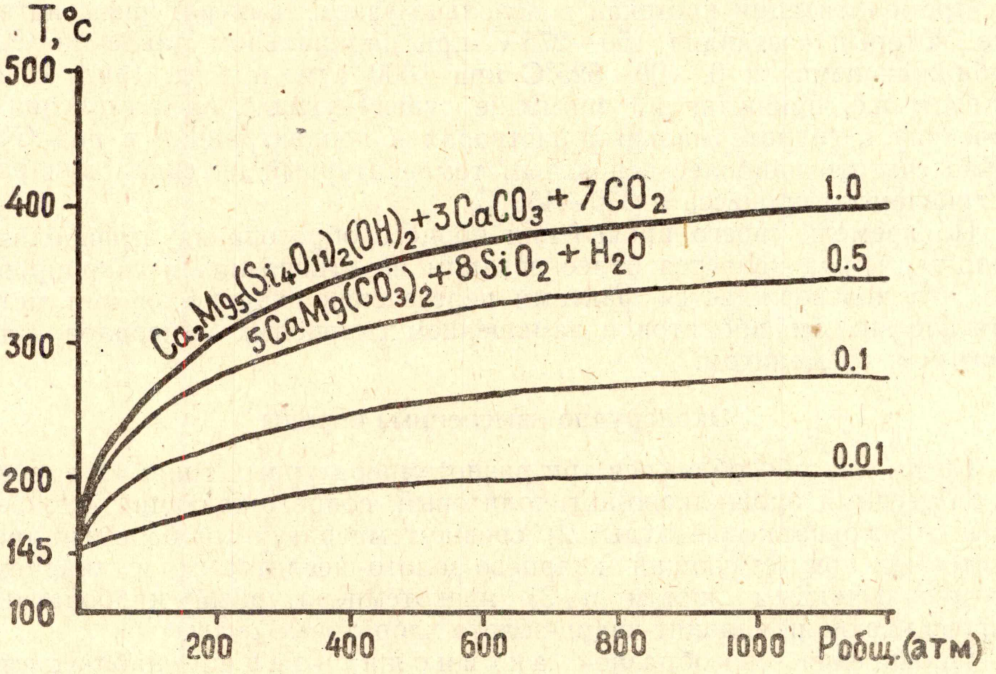

Рис. 2. Кривые равновесия для реакции тремолитизации окварцованных карбонатных пород в координатах температура — давление (по данным термодинамических расчетов; термохимические константы заимствованы из книги В. А. Николаева, В. В. Доливо-Добровольского, 1961)

амфибола в пространстве, как и золоторудной минерализации, контролируется господствующей в породе трещиноватостью. Взаимоотношения золото-кварцевых жилок и актинолитизированных пород показывают, что околорудная амфиболизация предшествует формированию золото-кварцевых жил [4].

Изучение баланса вещества при гидротермальном метасоматозе

показало, что формирование актинолитизированных пород происходило из растворов хлоридно-магнезиально-натриевого состава. При этом первоначально из боковых пород выносились Al, Na, K и привносились Mg, Ca, Fe [2, 4]. В заключительный период околотрещинного метасоматоза, вероятно, происходило накопление в растворах щелочей и особенно натрия, что, в конечном счете, привело к локально проявившейся альбитизации пород.

Термометрические данные жильного кварца и актинолита и состав водных вытяжек из них (табл. 2) позволяют предполагать о том, что температура гидротерм изменялась от 380 до 240°С, а растворы несли Si, Mg, Al, Fe, Cu, Au, Ag, Na, Cl, F, частично CO_2 и H_2S. Очевидно, высокий потенциал магния, железа и хлора в ранних порциях растворов обусловил интенсивную актинолитизацию боковых пород.

Обзор литературных данных показал, что процессы предрудной амфиболизации рудовмещающих пород, возможно, имеют довольно широкое распространение, хотя на околорудный характер этих преобразований должного внимания до сих пор не обращалось. Это обстоятельство и побудило рассмотреть актинолитизацию золотосодержащих пород в качестве особого высокотемпературного типа околорудного изменения [4].

Березиты, как и актинолитизированные породы, дают околожильные ореолы в зольбандах кварцевых жил, сложенных кварцево-золотошеелитовым и кварцево-золото-сульфидным материалом. Зоны березитизации поражают околорудную актинолитизацию в габбро-диоритах и диоритах и в то же время сами рассекаются кварцево-золото-сульфидными прожилками. На этом основании процесс березитизации отнесен к следующей стадии гидротермального метаморфизма, предшествующего формированию кварцево-золото-шеелитовых и кварцево-золото-сульфидных руд [2]. Петрографические наблюдения показывают, что в процессе березитизации исходные породы подвергаются глубоким преобразованиям, в результате которых первичные минералы почти полностью замещаются мусковитом, карбонатом, пиритом, кварцем, хлоритом. Мусковит обычно развивается по плагиоклазам, в случаях наиболее глубоких преобразований пород он замещает и темноцветные компоненты. Количество мусковита в породе достигает 15—35%. Вторым, наиболее существенным минералом березитов (до 45—60%), является карбонат, который в ассоциации с кварцем и хлоритом замещает как полевые шпаты, так и темноцветные минералы. По оптическим свойствам довольно четко определяются доломит, кальцит и анкерит. Кривые нагревания предварительно выделенных из березитов карбонатных фракций указывают на то, что карбонаты, входящие в состав этих пород, представляют собой смесь доломита и кальцита (эндотермические эффекты при температурах 850—880° и 900—925°С). Широким распространением пользуются также пирит, кубические кристаллы которого составляют нередко 6—17% от общего объема породы, а иногда и более.

Химические анализы исходных и березитизированных пород указывают на то, что в процессе березитизации отмечается привнос Si, K, CO_2, в меньшей степени Na и вынос остальных петрогенных элементов и частичное их перераспределение в минералообразующей системе [2, 3]. Гидротермы в этот период, вероятно, характеризовались щелочно-гидрокарбонатно-сероводородно-хлоридным составом.

Данные термометрии газово-жидких включений минералов из золоторудных тел, сопровождающихся березитизацией, и анализы водных вытяжек из них свидетельствуют о том, что температура растворов

Таблица 1.

Результаты анализов водных вытяжек, температур декрепитации и гомогенизации газово-жидких включений минералов рудного поля Коммунар

Название минералов	pH суспензии	pH водн. вытяжки	Анионы, *мг/л*					Катионы, *мг/л*		Т-ра декрепитации, °С	Т-ра гомогенизации °С
			Cl	S сульф	CO_2	SO_3	HCO_3	Ca+Mg	Fe^{+2}		
Контактово-метасоматические образования:											
Диопсид из эндоскарнов	9,5	7,1	10,1	—	1,60	0,30	22,0	8	—	560	
Гроссуляр № 23—25 из эндоскарнов	8,0	7,0	8,5	—	1,58	—	29,28	4	—	460—530	
Магнетит из скарново-магнетитовой линзы	9,2	7,1	4,2	—	1,62	—	29,0	6	—	410—520	
Эпидот из гнезд в гранатовых эндоскарнах	8,7	7,4	сл	—	1,78	—	36,6	6	—	370—510	
Тремолит из амфиболовых метасоматитов	9,7	7,5	1,8	—	1,60	4,8	36,9	7	—	300—500	
Хлорит метасоматический	9,2	7,2	6,4	—	1,50	—	21,96	4	—	270—430	
Гидротермальные образования:											
Кварц I из кварцево-пирротиновых жил	8,3	6,6	1,3	—	1,50	—	19,2	6,0	—	420—460	340
Кварц II из золото-кварцевых жил	8,7	6,9	4,26	—	1,55	—		6,2	—	240—380	300—360
Кварц III из кварцево-золото-сульфидных жил	7,8	6,7	2,13	сл	1,50	—	0,6	4,8	—	240—310	210—310
Кварц IV из кварцево-сульфидных безрудных жил	9,1	7,4	6,4	—	1,60	—	22,0	0,4	—	300—320	220—280
Кварцево-кальцит-анкеритовый агрегат	9,4	7,4	0,5	—	1,50	—	36,1		0,3	120—220	120—200
Кварцево-пренитовый агрегат	9,0	7,2	сл	сл	1,53	3,1	35,1	0,8	—	110—140	
Барит	8,4	7,3	сл	—	1,58	1,28	22,0	сл	0,3	140	
Актинолитизированный габбро-диорит	8,8	6,9	14,4	—	5,0	—	—	20,0	—		
Альбитизированный габбро-диорит	8,8	7,1	11,6	—	5,0	—	—	16,3	—		
Березитизированный габбро-диорит	9,4	7,6	3,6	—	5,3	6,9	29,2	31,7	—		
Карбонатизированный габбро-диорит	9,1	7,2	3,2	—	7,8	—	—	24,2	—		
Неизмененный габбро-диорит	8,9	7,3	1,3	—	1,5	—	—	4,8	—		

Замеры pH суспензий минералов и химические анализы водных вытяжек выполнены в гидрогеохимической лаборатории Томского политехнического института. pH дистиллированной воды при опытах составляла 6,5.

Таблица 2.

Оптические свойства и химический состав метасоматических минералов рудного поля Коммунар

Название минерала	Ng	Nm	Np	Ng—Np	2V	cNg	Химический состав и прочие свойства
Диопсид-авгит из эндоскарнов	1,710 1,715	1,686 1,689	1,678 1,682	0,032 0,033	+59	41°	$(Ca_{0.85}Mn_{0.01}Fe^{+2}_{0.16})_{1.02}(Mg_{0.67}Fe^{+3}_{0.17}Al_{0.05})_{0.89}$ $(Si_{1.88}Ti_{0.02}Al_{0.1})_2O_6$.
Диопсид из экзоскарнов	1,693 1,701		1,668 1,674	0,025 0,027	+48 +57	38—41° 39	$(Ca_{0.94}Na_{0.02}K_{0.01}Fe^{+2}_{0.04})_{1.01}(Mg_{0.89}Fe^{+3}_{0.14})_{1.03}$ $(Si_{1.96}Al_{0.04})_2O_6$.
Салит из экзоскарнов	1,730		1,697	0,035	+60	45	До 55% железистой молекулы.
Генденбергит из экзоскарнов	1,748 1,752	1,728 1,730	1,720 1,721	0,028 0,031	+60	45	До 80—90% железистой молекулы. Уд. вес=3,56 (определен пикнометрически).
Волластонит из экзоскарнов	1,633		1,620	0,013	−38	43	До 6% железистой молекулы.
Светло-коричневый гранат из эндоскарнов	1,744						$(Ca_{2.7}Na_{0.05}K_{0.04}Mn_{0.03}Fe^{+2}_{0.03})_{2.85}$ $(Al_{1.62}Fe^{+3}_{0.38}Ti_{0.01})_{2.01}Si_{3.02}O_{12}$
Красно-бурый зональный гранат из эндоскарнов	1,787						$(Ca_{2.8}Na_{0.02}K_{0.02}Mn_{0.03}Fe^{+2}_{0.04})_{2.91}(Al_{1.38}Fe^{+3}_{0.67})_{2.05}$ Si_3O_{12}.
Светло-бурый гранат из экзоскарнов	1,780						$a_0=11.898\pm0.007$ кх $(Ca_{2.88}Mn_{0.06}Mg_{0.02})_{2.96}(Al_{1.3}Fe^{3}_{0.76})_{2.06}$ $(Si_{2.98}Ti_{0.01})_{2.99}O_{12}$
Эпидот метасоматический	1,767		1,725	0,042	−79	2—8	$(Ca_{1.88}Mn_{0.01}Na_{0.02}K_{0.01})_{1.92}(Al_{1.61}Mg_{0.08}Fe^{+2}_{0.21}$ $Fe^{+3}_{075})_{2.65}\cdot(Si_{2.8}Ti_{0.04}Al_{0.09})_3O_{12}(OH)_{0.84}$.
Тремолит метасоматический	1,627		1,612	0,015	−82	16	$(Ca_{2.18}Na_{0.03}K_{0.02}Mn_{0.06}Fe^{+2}_{0.16}Fe^{+3}_{0.19}H_3O_{0.42})_3Mg_{5.05}$ $(Si_{7.93}Al_{0.07})_8O_{22}\cdot[(OH)_{0.57}O_{1.43}]_2$.
Актинолит из гнезд в эндоскарнах	1,667		1,646	0,021	−78	15	Уд. в.=3,23. До 50% железистой молекулы.
Ферроактинолит из экзоскарнов	1,714		1,692	0,022	−64	15	Плеохроизм: Ng — сине-зеленый, Nm — буро-зеленый, Np — бледно-буро-желтый.
Актинолит гидротермальный из околорудных амфиболизированных пород	1,670 1,673	1,665 1,667	1,655 1,657	0,015	−62	14	$(Ca_{2.2}H_3O_{0.8})_3(Mg_{1.38}Fe^{+2}_{3.18}Fe^{+3}_{0.21}Ti_{0.01}Al_{0.23})_5(Si_{7.92}$ $Al_{0.08})_8O_{22}\cdot[(OH_{1.3}Cl_{0.04}F_{0.03})_{1.4}O_{0.6}]_{2.0}$.
Хлорит метасоматический	1,585		1,580	0,005	− 3—7		$(Si_{3.38}Al_{0.41}Fe^{3}_{0.21})_4[Al_{1.13}(Fe^{2}_{0.59}Mg_{3.21}Ca_{0.34})]_{5.27}$ $(OHFCl)_8O_{10}\cdot0{,}35H_2O$.
Мусковит из березитов	1,587 1,608		1,557 1,565	0,040 0,043	− 3—5		До 10—25% железистой молекулы.
Кальцит из березитов	1,666		1,491	0,175			До 5% молекулы.
Анкерит из березитов	1,722		1,520	0,202			До 25—27% молекулы.
Доломит из березитов	1,678		1,502	0,176			Магнезиодоломит
Кальцит из зон карбонатизации	1,660		1,485	0,175			До 5% молекулы.

изменялась от 280 до 180°С. В составе гидротерм содержались Ca, Si, Mn, Sr, Au, Ag, Cu, CO_2, HCO_3, и в меньшей степени H_2S (табл. 1, 2).

Термодинамические расчеты некоторых реакций лиственитизации, которая является аналогом процесса березитизации, развивающегося в отличие от последнего по ультраосновным породам, указывают на то, что верхним температурным пределом этих процессов может быть принята температура 200—300°С. Экспериментальные данные подтверждают результаты расчетов [7, 8].

Суммируя приведенные данные, можно сделать вывод о том, что процесс березитизации протекал при температурах около 220—300°С.

Завершающим процессом гидротермального преобразования пород явилась карбонатизация, которая наиболее широко проявилась в габбро-диоритах, содержащих кальцит-кварц-хлоритовую золотоносную минерализацию. Карбонаты (кальцит и реже анкерит) обычно развиваются по плагиоклазам и темноцветным минералам породы, местами почти нацело их замещая, и содержат только в качестве примеси хлорит, серицит, альбит и пирит. По характеру своего проявления карбонатизация приближается к процессу березитизации, и, учитывая то, что она завершает гидротермальный процесс на рудном поле, можно полагать о температурах протекания названного процесса в пределах 180—220°С.

Кроме названных процессов гидротермального минералообразования на рудном поле установлены продукты альбитизации, эпидотизации и хлоритизации рудовмещающих пород. Эти процессы, однако, получили крайне скромное развитие и поэтому здесь особо не рассматриваются.

В заключение следует указать, что отмеченные типы гидротермально измененных пород могут быть использованы при поисках определенного типа золотого оруденения как в описываемом районе, так и в других золотоносных площадях, сходных по геолого-структурной обстановке.

ЛИТЕРАТУРА

1. Г. А. Иванкин, И. И. Коптев, В. Е. Номоконов, В. А. Шипицын. К стратиграфии древних толщ Восточного склона Кузнецкого Алатау. Мат. по минерал., петрограф., полез. ископ. Зап. Сиб. и Красноярск, края. Изд. ТГУ, 1965.
2. А. Ф. Коробейников. Контактово-метасоматические и гидротермальные образования золоторудного поля Коммунар. Сб. «Вопросы геологии месторожд. золота Сибири». Изд. Томск. ун-та, 1968.
3. А. Ф. Коробейников. Послемагматические изменения пород дайкового комплекса Коммунаровского золоторудного поля (Хакасия). Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 135, 1965.
4. А. Ф. Коробейников. Новый тип околорудного изменения пород в золоторудном поле Коммунар. Докл. АН СССР, т. 182, № 4, 1968.
5. А. А. Моссаковский. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.
6. В. А. Николаев, В. В. Доливо-Добровольский. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., Госгеолтехиздат, 1961.
7. Б. И. Омельяненко. О физико-химических условиях процессов околорудного изменения типа березитизации. Сб. «Метасоматизм и др. вопросы физико-хим. петрологии». М., Изд. «Наука», 1968.
8. И. П. Щербань. О температурах образования кварцево-доломитовых и кварцево-магнезитовых пород. Сб. «Минералогическая термометрия и барометрия», т. II, М., Изд. «Наука», 1968.