

З.И. Полтавец, Т.Я. Гуляева, Ю.А. Полтавец, Г.В. Пальгуева

**О ВКЛЮЧЕНИЯХ СУЛЬФИДОВ В АМФИБОЛАХ ИЗ ВУЛКАНИТОВ
ПЕТРОВСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Первичномагматические оксидно-сульфидные включения в магматических породах железорудных провинций относятся к довольно редким находкам [1]. Поэтому особый

интерес представляют каплевидные выделения сульфидов, обнаруженные нами в субвулканических образованиях Петровского железорудного месторождения Курганской области. Месторождение характеризуется относительно простым геологическим разрезом, представленным серией моноклинально залегающих пластообразных пачек эффузивов и пирокластов нижнекаменноугольного возраста, вмещающих стратиформные залежи скарново-рудных тел. В верхах разреза в надрудной толще доминируют туфы андезито-базальтового состава, реже базальтового, меньше распространены порфиристы того же состава; в подрудной толще преобладают порфиристы базальтового и андезито-базальтового состава с редкими прослоями туфов. В юго-восточной части месторождения имеется субвулканическое тело мощностью до 180 м, представленное роговообманково-плагиоклазовыми базальтовыми порфиритами. Это породы темно-серого и серого цвета с крупными вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки, причем последние явно преобладают, достигая 4-5 мм в длину, нередко наблюдаются и более крупные (до 1,5 см) фенокристаллы. Породы характеризуются хорошо раскристаллизованной основной массой с офитовой и субофитовой микроструктурой; как и вмещающие руду эффузивы, они в различной степени метасоматически изменены (серицитизированы, пренитизированы, альбитизированы, карбонатизированы) и составляют единый вулканоплутонический железорудный комплекс. В наименее измененных участках субвулканические плагиоклазо-роговообманковые порфиристы хорошо сохранены. Микроскопическое изучение их показало, что в отдельных крупных вкрапленниках роговой обманки обнаруживаются выделения сульфидов размером до 0,1 мм. Вкрапленники роговой обманки имеют явно интрателлурическое происхождение, о чем свидетельствуют окружающие их постоянно каймы мелкой сыпи акцессорного магнетита. Для заключенных в фенокристаллах сульфидных включений характерны капле- и пламевидные формы с резкими четкими границами, отсутствие в краевых частях их признаков метасоматического замещения субстрата, отсутствие пространственной приуроченности включений к трещинам и плоскостям спайности, однако отмечается приуроченность их исключительно к крупным порфировым выделениям роговой обманки, где они располагаются ориентированно - вдоль скрытых направлений деформаций кристаллической решетки минерала-хозяина (под углом к спайности). Перечисленные признаки, обычно рассматриваемые в качестве критериев ливкационного происхождения, позволяют авторам высказать предположение о возможной первичномагматической природе описываемых сульфидных включений.

Микрозондовый анализ фазового состава сульфидных включений показал, что в одних случаях включения представлены халькопиритом, в других - пиритом, являющимся, вероятно, результатом замещения халькопирита. Их составы приведены в табл. 1 вместе с составом пирита из нижележащей зоны скарново-магнетитовых руд.

При сравнении табличных данных обращает на себя внимание более богатый элементами-примесями состав сульфидов из включений по сравнению с метасоматическим пиритом из руды. Особый интерес вызывает наличие в сульфидных включениях сурьмы. Как известно, метасоматические пириты скарново-магнетитовых месторождений Урала практически стерильны по отношению к сурьме, в то время как самородная сурь-

Т а б л и ц а 1

Состав сульфидных включений в амфиболе из базальта и скарново-магнетитовой руды (Петровское месторождение)

Элемент	1*		2		3	
	а	б	а	б	а	б
Fe	30,86	1,10	46,56	1,01	46,66	1,01
Cu	33,04	1,04	0,14	0,003	0,04	0,001
Ni	0,04	0,001	0,09	0,003	0,03	0,001
Co	0,05	0,002	0,13	0,003	0,04	0,001
Sb	0,04	0,001	0,03	-	-	-
S	32,14	2,00	53,19	2,00	53,20	2,00
As	0,04	0,001	0,05	-	-	-

* 1 - халькопирит, 2 - пирит, замещающий (?) халькопирит, 3 - пирит из скарново-магнетитовой руды; а - мас.%, б - форм. ед. Сульфиды из включений анализировались на рентгеновском микроанализаторе JXA-5. Пирит из скарново-магнетитовой руды - количественным спектральным анализом.

ма, а также сплавы ее с другими металлами устанавливаются в рудоносных норильских интрузиях и трапах Сибири. Таким образом, наличие сурьмы в сульфидных включениях также не противоречит предположению о магматическом происхождении последних.

Из обзора литературы, касающейся состава и температурной стабильности перечисленных сульфидов, известно, что верхний температурный предел устойчивости пирит-халькопиритовой ассоциации равен 743°C , выше которой пирит плавится инконгруэнтно и устойчивой уже является пирротин-халькопиритовая ассоциация. При микрозондовом исследовании сульфидных включений пирротин не обнаружен, а присутствующий пирит во включениях относится, вероятнее всего, к продуктам метаматматического (флюидно-магматического) процесса, в понимании Д.С. Коржинского. Как и во всяком метаматматическом процессе, сопровождаемом флюидной активностью, появление пирита характеризует специфику автометасоматического процесса. По нашему мнению, здесь пирит образовался на постмагматическом (автометасоматическом) этапе преобразования в толь-ко что закристаллизовавшихся, но сохраняющих высокую температуру породах под воздействием остаточной флюидной фазы. Включения же халькопирита являются по перечисленным признакам первичномагматическими и свидетельствуют об обособлении рудной жидкости, и следовательно, начале рудообразующего процесса уже на раннемагматическом этапе кристаллизации расплава.

О возможных РТ-условиях и флюидном режиме образования вкрапленников амфибола с сульфидными включениями в первом приближении можно судить по особенностям химического состава этих минералов. Ясно, что присутствие амфибола в базальтовом расплаве свидетельствует о достаточно высоком парциальном давлении воды и является показателем флюидного режима в глубинных условиях. Вкрапленники амфибола, содержащие капле- и пламевидные включения сульфидов, по рентгеноструктурным и кристаллохимическим данным относятся к паргаситовой роговой обманке, которая пользуется широким распространением преимущественно в островных дугах, и по своему химическому составу весьма близки к роговой обманке эффузивов из некоторых вулканов Камчатки (Шивелуч, Ильинский, Кроноцкий и др.) [2] (табл.2).

Судя по содержанию TiO_2 (близкому к 2%) и аналогичному соотношению Mg и Fe (в форм.ед.), рассматриваемые амфиболы можно отнести к базальтической роговой обманке, характерной чертой которой является резкая обогащенность паргаситовой молекулой. Из экспериментальных исследований Ф.Р. Бойда (цит. по [3]) следует, что поле устойчивости рассматриваемых амфиболов должно лежать в интервале температур $900-1060^{\circ}\text{C}$ и давлений водяного пара 1000-1500 бар, поскольку ниже 900°C состав амфиболов приближается к тремолиту, а верхний предел устойчивости (1060°C и $\text{PH}_2\text{O}=1500$ бар) характерен для паргасита. Согласно экспериментальным данным [5, 8], с ростом давления в амфиболах содержания кремнезема уменьшаются, а глинозема - увеличиваются; с понижением же температуры возрастает железистость. Так, в опытах [5], проведенных при $\text{PH}_2\text{O}=0,6$ PS и летучести кислорода, контролируемой фаялит-магнетит-кварцевым буфером, при PS = 5 кбар и $T=1000^{\circ}\text{C}$ в амфиболе содержания $\text{SiO}_2=43,00\%$ и $\text{Al}_2\text{O}_3=11,50\%$, а при P=8 кбар и $T=1050^{\circ}\text{C}$ содержания кремнезема и глинозема оказались равными 41,00 и 14,50% соответственно. Как видно из табл.2, амфиболы Петровского месторождения по содержанию глинозема занимают промежуточное положение.

Проведенный корреляционный анализ экспериментальных данных Р.П. Раппа [8] показал, что в амфиболах только TiO_2 коррелирует с температурой ($r=0,59$ при 95%-ном уровне значимости). С давлением же коррелируют многие компоненты: TiO_2 ($r=0,47$); Al_2O_3 ($r=0,47$) и Na_2O ($r=0,45$).

Наиболее сильной, причем обратной связью с давлением ($r=-0,67$ при 95%-ном уровне значимости) характеризуется распределение CaO. В связи с этим при построении соответствующих диаграмм для оценки температуры и давления были использованы титан и кальций. Использование этих данных свидетельствует о том, что рассматриваемые амфиболы могли образоваться при $900-950^{\circ}\text{C}$ и общем давлении от 4 до 8 кбар (в среднем около 6 кбар) при летучести кислорода $\text{PO}_2=10^{-10} - 10^{-11}$, которые представляются вполне приемлемыми. Следует заметить, что аналогичные оценки по давлению (5 - 9 кбар) получены и при использовании соответствующей диаграммы J.M. Hammarstrom

Химический состав амфиболов

Компонент	1*		2		3	
	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	40,65	5,79	41,90	6,04	41,58	5,97
TiO ₂	1,92	0,21	2,10	0,23	1,90	0,21
Al ₂ O ₃	12,73	2,15	11,74	2,00	14,03	2,36
FeO	11,85	1,41	13,27	1,60	11,23	1,35
MnO	0,19	0,03			0,17	0,02
MgO	16,25	3,45	14,64	3,14	14,52	3,11
CaO	11,36	1,74	12,96	2,00	12,00	1,85
Na ₂ O	2,74	0,75	2,36	0,66	2,33	0,66
K ₂ O	0,36	0,07	0,24	0,05	Сл.	-
Cl	0,02	-				

*1-Петровское месторождение, 2-вулкан Авачинский [2], 3- вулкан Ильинский[2]; а-мас.%, б- форм. ед.

и E-AN Zen [7]. При таких РТ-параметрах образование амфиболов происходит в поле кристаллизации базальтовых магм [4] с парциальным давлением водяного пара более 1000 бар и при содержании воды в расплаве более 4%. Максимальное же количество воды в базальтовом расплаве для интервала давлений водяного пара, равного общему давлению (4 - 8 кбар)[6], соответственно равно 7,5 - 11,5%. Нами ранее была получена следующая эмпирическая формула растворимости воды в расплавах базальтового и андезито-базальтового составов в зависимости от давления и температуры $\text{CH}_2\text{O}=2,0+3,75(\text{P}-0,005 (\text{То} \text{ C } -1000))$, использование которой для $\text{T}^\circ\text{C}=900$ и $\text{P}=4 - 8$ кбар дает близкие к вышеперечисленным значения содержания воды (10 - 12,5 %,мас.). Таким образом, полученные данные безусловно свидетельствуют о возможности высокого насыщения водой базальтовой магмы уже на ранних этапах кристаллизации и сильной зависимости степени насыщенности ее (в соответствии с приведенной формулой) от давления. Применительно к природным условиям, обычно считается, что парциальное давление воды в базальтовом расплаве намного меньше общего давления (PH_2O (0,2 - 0,6 PS)). Но даже с учетом этого концентрация воды для рассматриваемых условий должна быть более 5%; отделение воды от флюидно-магматического расплава и приводит в приповерхностных условиях к обширным метасоматическим изменениям рудовмещающих пород и формированию рудообразующих флюидов на этом крупном железорудном месторождении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вахрушев В.А. Рудные минералы изверженных и метаморфических пород. М.: Недра, 1988. 199с.
2. Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978, 222с.
3. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Цепочечные силикаты. М.: Мир, 1965. Т. 2. 406с.
4. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 247с.
5. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Мир, 1981. 584с.
6. Термодинамическое моделирование в геологии. Минералы, флюиды и расплавы. М.: Мир, 1992. 534с.
7. Hammarstrom Jane M., Zen E-AN. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer // Amer. Mineral. Vol.71, 1986. P.1297-1313.
8. Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration Melting of Metabasalt at 8-32 kbar. Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling // J. Petrology. Vol.36, N4. 1995. P.891-931.