

замещения пирротина вокруг зерен сфалерита и галенита, в отдельных случаях наблюдается обратная картина. В рудах месторождения отмечается дисульфидизация пирротина и замещение его пиритом или пирит-марказитовым агрегатом.

Пирит встречается в виде отдельных зерен кубического габитуса или небольших скоплений. Тесно ассоциирует с арсенопиритом, образуя ровные границы срastания. В пирите часты реликты незамещенного пирротина. Он тесно ассоциирует со сфалеритом, блеклой рудой, галенитом и халькопиритом.

Станнин встречается в виде выделений аллотриоморфной формы. Обычно он образует каемки вокруг зерен сфалерита, корродирует, а также в виде маломощных прожилков рассекает его. Нередка эмульсионная вкрапленность станнина в сфалерите, приуроченная преимущественно к границам зерен. Подобные срastания свидетельствуют о более позднем образовании станнина. Характерно присутствие станнина на контакте касситерита с сульфидами.

Серебро самородное встречается в ассоциации с буланжеритом, джемсонитом, фрейбергитом и другими серебросодержащими минералами. Акантит образует редкие микропрожилки в галените и тесно срastается с сульфосолями серебра и свинца. Фрейбергит образует от овальных до удлинённых выделений в кварце, а также встречаются в виде срastаний со сфалеритом, халькопиритом и другими сульфосолями. Характер таких срastаний указывает на их близкое одновременное выделение. Пираргирит тесно ассоциирует с самородным серебром, акантитом, а также сульфосолями меди и серебра. Он образует как изометричные выделения, так и пластинчатые агрегаты в кварце, а также тесные срastания с фрейбергитом, совместно с которым замещает галенит, образуя характерные мирмекитовые структуры. В виде вкрапленности линзовидной формы и микропрожилков содержится в сфалерите. Джемсонит и буланжерит встречаются в виде мелких игольчатых и изометричных включений в жильной массе. Нередки включения буланжерита совместно с сульфосолями серебра. Висмут самородный чаще всего встречается в сфалерите в виде мономинеральных обособлений округлой формы, а также наблюдается в срastании с сульфосолями. Заметная доля самородного висмута связана с галенитом, в котором он образует обильную мелкочешуйчатую, иногда мирмекитовую вкрапленность.

Анализ минеральных парагенезисов, взаимоотношений рудных минералов показывает, что полиметаллические руды Николаевского месторождения сформировались в три стадии минералообразования: скарново-сульфидную, кварц-кальцит-сфалерит-галенитовую и кварц-сидерит-кальцитовую. В первую скарново-сульфидную стадию образовался арсенопирит, пирит, пирротин, сфалерит, а также незначительное количество галенита и халькопирита. Вторая стадия кварц-кальцит-сфалерит-галенитовая является продуктивной. В эту стадию отложились основная масса сульфидных руд. С этой же стадией связано образование сульфосолей серебра и свинца, а также самородного серебра и висмута. Третья кварц-сидерит-кальцитовая стадия завершает процесс минералообразования. В пределах этой стадии выделяются галенит, сфалерит и халькопирит. С этой же стадией связана дисульфидизация пирротина.

#### Литература

1. Гарбузов С.П., Седых А.Н., Тарасов Г.А. Николаевская вулканно-тектоническая депрессия (Приморье): геология, скарны, руды. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. – 188 с.
2. Рогулина Л.И., Кропотин В.А., Воропаева Е.Н. Распределение редких элементов, висмута и серебра в рудах и концентратах Николаевского скарново-полиметаллического месторождения (Дальнегорск, Приморье) // Литосфера. – Екатеринбург, 2007. – № 3. – С. 109–115.

### К ВОПРОСУ ОБ ИЗУЧЕНИИ МИНЕРАЛОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ТИГИРЕКСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА (АЛТАЙ)

**А.Ф. Бабакова**

Научный руководитель профессор Л.П. Рихванов

*Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия*

Гранитоиды Алтайской горной системы зачастую представляют собой хорошо расчленённые объекты, что давно привлекает внимание исследователей при изучении вертикальной петрогеохимической и минералогической зональности [1]. Н.Н. Амшинским был предложен закон о вертикальной петрогеохимической зональности гранитоидных плутонов. Нами делается попытка переосмыслить сделанное открытие с использованием новых данных, полученных при изучении kernового материала по скважине, вскрывшей данный массив на глубину более 1 км.

Тигирекский массив площадью 600 кв. км залегает в известняках и известково-глинистых сланцах верхнего силура, кислых и средней основности вулканогенно-осадочных породах эйфеля. Западная часть его примыкает к Северо-Восточной зоне смятия, а восточная имеет форму межформационного лакколита. Хотя большинство геологов-съёмщиков, а также В.П. Нехорошев, В.А. Кузнецов и др. относят его к калбинскому комплексу, К.Л. Волочкович и А.Н. Леонтьев (1964) выделили в массиве породы девонского, средне- и позднегерцинского комплексов, причем на последние, по их данным, приходится 90 % площади массива [3]. Контактный метаморфизм распространяется на ширину 0,5...3 км и приводит к образованию биотитовых и биотит-кордиеритовых роговиков, мраморов, скарнов, микрокварцитов, а участками – к образованию кристаллических сланцев. Жильная фация Тигирекского массива представлена лейкократовыми гранитами, аплитами, пегматитами, мелкозернистыми биотитовыми гранитами.

По данным А.Н. Леонтьева, половину площади Тигирекского массива занимают порфириновые биотитовые граниты, а 40 % -микроклиновые двуслюдяные граниты второй фазы, которые, вероятно, правильнее считать автометаморфической (грейзенизированной) фацией биотитовых гранитов. В.Е. Гендлер указывал, что граниты распространены на водоразделах, а ниже находятся более основные породы. Можно полагать, что здесь сказалась как гравитационная и эманационная дифференциация, так и ассимиляция пород континента. Биотитово-роговообманковые граниты и адамеллиты распространены в южной части массива, вблизи контакта с известково-глинистыми сланцами и известняками силура, а габброиды – в восточной части, образуя мелкие тела в мелкозернистых гранитах и гранодиоритах [1]. Не исключено, что часть гранодиоритов образовалась в результате переработки гибридных габброидов апикальной зоны гранитной магмой.

По разрезу скважины, пробуренной в теле Тигирекского массива на глубину 1096 м (Амшинский, 1973), наблюдается вертикальная зональность минерального состава (таблица 1). С глубиной возрастает количество плагиоклаза и биотита, уменьшается содержание кварца и мусковита. Заметно, хотя и не совсем выдержанное, увеличение основности плагиоклаза (в таблице 1 приведены номера плагиоклазов, вычисленные из химических анализов).

**Таблица 1**

**Количественный минеральный состав гранитов Тигирекского массива [1]  
по разрезу буровой скважины (в %)**

Интервал глубины, м	Число подсчетов	Микро-клин	Плагио-клаз	Кварц	Биотит	Муско-вит	Флюо-рит	Акцес-сорные	№ плагио-клаза
20...300	4	38	32	29	1,3	0,8	-	0,8	19
400...600	3	25	27	41	4	0,3	0,3	1,0	22
700...1096	5	36	39	21	2,5	0,3	-	1,0	20

Граниты Тигирекского массива содержат умеренное количество кремнезема (70...71 %), магнезии (0,7 %) и извести (2 %), нормальное для гранитов количество щелочей (8 %) при преобладании калия над натрием. Железа сравнительно немного, причем количества закисной и окисной форм его практически одинаковые. Особенностью химического состава является перенасыщенность глиноземом [2]. Параметр n равен 45...55. По разрезу скважины прослеживается вертикальная зональность некоторых породообразующих окислов (таблица 2). Особенно отчетлива она для кремнезема – его содержание на дневной поверхности равно 73,35 %, а на глубине 700...1096 м – 71,54 %. Тенденция увеличения содержания с глубиной свойственна титану, окисному железу, кальцию и магнию.

**Таблица 2**

**Изменение химического состава гранитов Тигирекского массива [1]  
по разрезу скважины (в %)**

Интервал глубины, м	Число проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
20...300	3	73.35	0.30	12.74	0.57	1.71	0.10	0.25	1.36	3.18	4.69	0.03
400...600	3	72.04	0.41	13.26	0.76	1.90	0.08	0.50	1.65	3.05	4.65	0.02
700-1096	5	71.54	0.36	13.70	0.70	1.70	0.07	0.59	1.51	3.24	5.36	0.03
Интервал глубины, м	Число проб	a	c	b	s	Q	a+s/b+c	Q/b+c	s/b+c			
20...300	3	13.7	1.6	2.7	82.0	35.4	22.3	8.2	19.1			
400...600	3	13.2	1.8	3.4	81.1	34.4	18.1	6.6	15.1			
700...1096	5	14.3	1.5	3.6	80.3	31.9	18.5	6.2	15.8			

Для окиси натрия характерно постоянство содержания по всей глубине скважины, тогда как количество окиси калия до глубины 700 м не меняется, а затем заметно возрастает. Объясняется такое необычное распределение калия отмеченным выше развитием в гранитах из глубоких горизонтов скважины микроклина второй генерации, что свидетельствует, по-видимому, о проявлении здесь двух стадий калиевого метасоматоза. При этом волна второй стадии остановилась сравнительно глубоко. Кстати, такой же пульсационный характер калиевого метасоматоза наблюдался и в Белоубинском массиве.

Вертикальная зональность по разрезу скважины прослеживается и в распределении акцессорных минералов (табл. 3). По-видимому, отмечавшиеся выше наложенные процессы альбитизации и поздней микроклинизации в некоторых случаях нарушили закономерность распределения отдельных минералов. Например, в верхней части разреза, от устья скважины до глубины 600 м возрастает количество магнетита на 3 кг/т, а в интервале 700...1096 м оно уменьшается на 2,5 кг/т вместо дальнейшего увеличения. То же происходит и с цирконом, сфеном и флюоритом, количества апатита и пирита также увеличиваются с глубиной. В то же время содержание ильменита закономерно, хотя и незначительно, уменьшается сверху вниз. Минералы элементов с положительным градиентом-монацит, тантало-ниобаты и оранжит – в весовом количестве встречаются только в верхней части разреза, а глубже не обнаруживаются. Вблизи дневной поверхности

распространен и турмалин, тогда как молибденит прослеживается по всему разрезу. Зерна вольфрамита найдены во всех 5 пробах, отобранных с глубины более 700 м.

Таблица 3

*Изменение содержаний аксессуарных минералов [2] в гранитах  
Тигирекского массива по разрезу скважины (в г/т)*

Минерал	Интервалы глубины, м и число проб		
	20...300 3 пробы	400...600 3 пробы	700...1096 5 проб
Магнетит	5920	8930	6490
Ильменит	1893	1623	1514
Сфен	Мало	1183	894
Циркон	253	430	330
Апатит	170	163	268
Ортит	Мало	Мало	Мало
Тантало-ниобаты	2	Мало	Мало
Монацит	83	–	Е.зн
Оранжевый	0,7	Мало	Мало
Флюорит	180	293	202
Турмалин	Мало	–	–
Молибденит	Мало	Мало	Мало
Вольфрамит	–	–	–
Пирит	123	263	332
Муассанит	–	–	Мало
Свинец самородный	–	Е.зн.	–

Таким образом, если считать, что в вольфрамите связан весь вольфрам, то в гранитах Тигирекского массива он ведет себя как элемент, имеющий тенденцию к концентрации в остаточном расплаве.

Можно полагать, что они в верхней части разреза либо были выщелочены в процессе альбитизации, признаки которой отчетливо устанавливаются при изучении шлифов, либо в нижней части разреза произошло обогащение ими в связи с калиевым метасоматозом позднего этапа. Так же можно отметить стабильность содержаний олова и молибдена по всему разрезу.

#### Литература

1. Амшинский Н.Н. Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов (на примере Алтая) – Западно-Сибирское книжное издательство. – Новосибирск, 1973. – 200 с.
2. Амшинский Н.Н., Мариич И.В., Молчанов В.И., Орлова Л.И., Горб А.М. Аксессуары гранитоидов Алтая и методика их изучения – М.: Недра, 1964. – 176 с.
3. Нехорошев В.П. Геология Алтая – М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1958. – 262 с.

### ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ СКАРНОВО-ЖЕЛЕЗОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ «ЦАХИУРТ-ОБО», ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ Д. Батбаатар

Научный руководитель доцент Н.Ф. Столбова

*Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия*

Рудопоявление «Цахиурт-Обо» находится в Восточно-Монгольском металлогеническом районе на территории аймака Сухэ-батор (аймачный центр Барун-урт), сомон Уулбаян, в пределах восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Последний относится к Центрально-Монгольской складчатой системе раннегерцинского возраста. На территории участка к экзоконтактовой зоне Барун-уртского массива позднепалеозойских гранитоидов и среднепалеозойской карбонатно-терригенной толще приурочена скарново-магнетитовая залежь. В рудных телах среднее содержание железа более 45 %. Данное рудопоявление относится к Дэлгирской железорудной зоне, развивающейся в одноименном разломе. В его пределах имеется система трещин СЗ простирания. Образование рудопоявления происходило преимущественно в ранние стадии геосинклинального развития складчатых областей. Наибольшее значение для формирования руд железа имел верхнепалеозойский тектогенез и внедрение некоторых объемов рудоносных лейкократовых гранитоидных масс габбро-плагиигранит-сиенитовой формации [2]. Рудопоявление характеризуется скарново-железорудными минеральными ассоциациями. На участке площадью в 0,75 км<sup>2</sup> обнажается согласно залегающее вмещающим породам скарновое тело (магнетит гранатовый до магнетитового скарна, гранатовый скарн), которое образует на земной поверхности два изолированных друг от друга тела [1].

Для детального изучения вещественного состава пород оруденения и отнесения их к определенному типу были отобраны 29 образцов из пород участка. Из них изготовлены аншлифы и шлифы, для изучения