

Экскурсия 1

***АДУЙСКИЙ ГРАНИТНЫЙ МАССИВ
И СВЯЗАННЫЕ С НИМ МЕСТОРОЖДЕНИЯ***



АДУЙСКИЙ ГРАНИТНЫЙ МАССИВ И СВЯЗАННЫЕ С НИМ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Левин В.Я., Каткалов А.В., Ласковенков А.Ф.

Общие сведения

В пределах Адуйского гранитного массива и его ближайшего обрамления развито одно из крупнейших на Среднем Урале пегматитовых полей. С ним связаны месторождения и рудопроявления редких металлов (Ta, Be, Mo), расположенные в районе пос. Малышева в 20 км севернее г. Асбеста Свердловской области, в 110 км к северо-востоку от г. Екатеринбурга.

Адуйское пегматитовое рудное поле приурочено к восточной и южной экзоконтактовым зонам Адуйского гранитного массива. На востоке оно протягивается между Адуйским и Малышевским гранитными массивами, а на юге – между Адуйским гранитным и Каменским диорит-гранодиоритовым массивами (рис. 1). Каменский, Адуйский и более северный Мурзинский массив слагают Адуйско-Каменский антиклинорий. Последний входит в Мурзинско-Адуйскую структурно-формационную зону и представляет собой асимметричную купольную структуру, нижний этаж которой сложен кристаллическими сланцами архея и протерозоя, выступающими западнее гранитных массивов. Мета-

морфический комплекс основания структуры, очевидно, является остатком фундамента древней доуральской платформы в палеозойском складчатом поясе. Этот комплекс окружен метаморфитами рифея (сланцы амфиболовые, слюдяные, гранат-ставролитовые, мраморы, микроамфиболиты, диорито-гнейсы, серпентиниты), обнажающимися на южной и восточной периферии Адуйского гранитного массива и вмещающими рудоносные редкометалльные пегматиты. Верхний этаж антиклинория слагают позднепалеозойские коллизионные коровые граниты Адуйского и Мурзинского массивов, превращенные на западных границах в гранито-гнейсы и мигматиты, а затем переходящие в метаморфиты нижнего этажа.

Гранитные массивы слагаются двумя разновозрастными комплексами: ватихским с возрастом 255-260 млн. лет (U-Pb по циркону) и мурзинским – 290 млн. лет. Первый комплекс считается продуктом анатексиса допалеозойских толщ нижнего этажа, а второй возник в результате частичного плавления

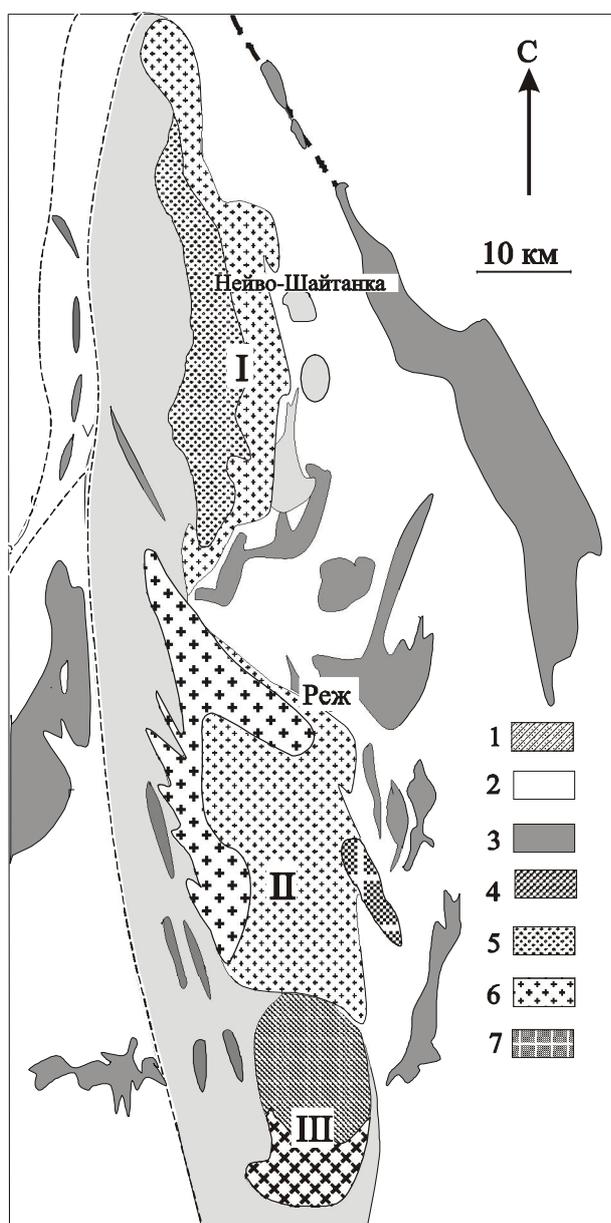


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Мурзинского (I) Адуйского (II) и Каменского (III) массивов.

1 – докембрийский метаморфический комплекс; 2 – PZ вулканогенно-осадочные породы; 3 – серпентиниты; 4 – тоналиты, гранодиориты и мигматиты; 5 – Vt-Ort граниты (260-250 млн. лет), продукты анатексиса метаморфитов ($87\text{Sr}/86\text{Sr} > 0/705$); 6 – Vt-Ort-Mi граниты (290–280 млн. лет), продукты анатексиса тоналитов и гранодиоритов ($87\text{Sr}/86\text{Sr} < 0/705$); 7 – граниты малышевского комплекса.

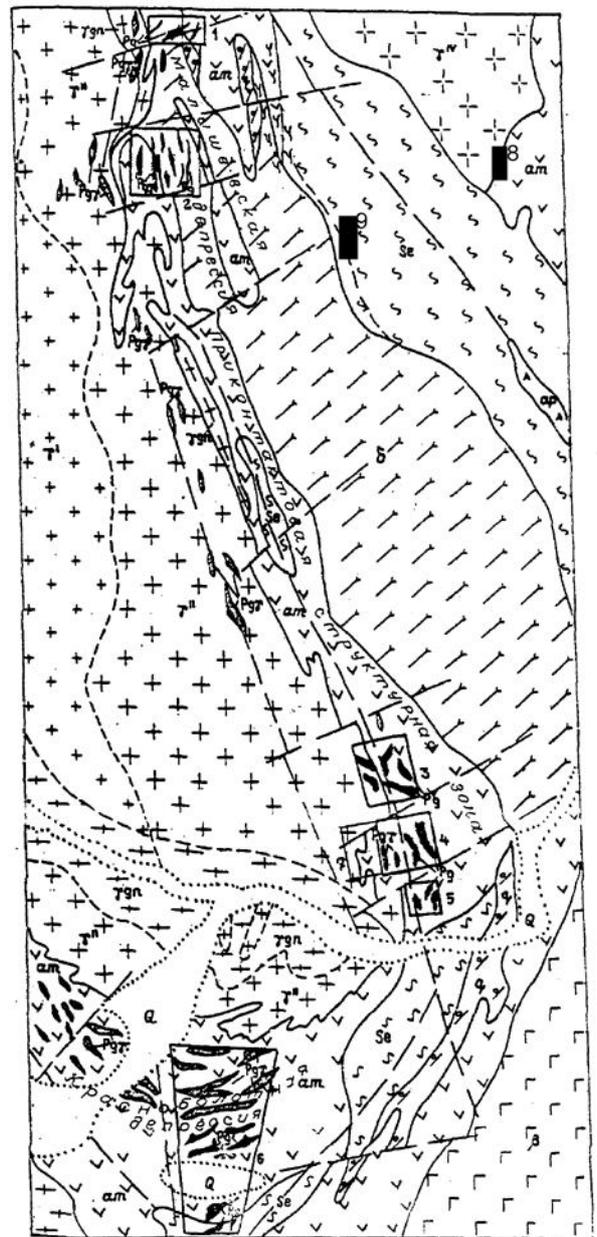
ния раннекарбонатовых предколлизийных гранодиоритов и тоналитов Каменского массива (Ферштатер и др., 2007). Таким образом, в Адуйско-Каменской структуре наблюдается полный разрез гранитно-метаморфического слоя земной коры – от древних метаморфитов и гранитных мигматитов к предколлизийным диоритоидам, коллизийным водным гранитам с широко проявленными пегматитами.

Малышевский массив образует почти субмеридионально удлиненное в плане небольшое тело в восточном экзоконтакте Адуйского массива (см. рис. 1, 2), приурочен к субмеридиональной Сусанской зоне долгоживущих глубинных разломов. Лейкограниты Малышевского массива характеризуются высокими содержаниями фтора, несут молибденовое оруденение и имеют Rb-Sr возраст, промежуточный между упомянутыми выше двумя гранитными комплексами – 273 млн. лет (Смирнов и др., 2005).

Адуйско-Каменский антиклинорий с допалеозоя находился в состоянии унаследованного антиклинорного режима, в результате которого сформировалась система структурно-вещественных комплексов, включающих архей-протерозойские плагиогнейсы и амфиболиты цоколя и их рифейское плагиосланцевое обрамление, а также средне-позднепалеозойские параавтохтонные гранитоидные массивы. Антиклинорий по глубинному разлому граничит с востока с Режевским палеозойским вулканогенно-осадочным моноклинорием, имеющим, по данным ГСЗ, сиалическое основание, ступенчато погружающееся от Адуйского массива на восток. Глубина до поверхности основания на восточном контакте Адуйского массива 1-2 км и на востоке у Рефтинского массива – 6 км.

Рис. 2. Схема размещения месторождений РМ пегматитовых (пучков жил), изумруда и молибдена в Адуйском поле (по пегматитам – материалы А.Ф. Ласковенкова).

1 – четвертичные образования; 2 – кварциты; 3 – амфиболовые сланцы и амфиболиты, прослойки гранат-ставролитовых сланцев и мраморов; 4 – Малышевский массив: порфириформные лейкограниты; 5-7 – Адуйский массив: 5 – гнейсовидные граниты, 6 – пегматоидные граниты, 7 – обуслюдяные граниты, 8 – Лесозаводской массив: габбро, диориты; 9-10 – Баженовский массив: 9 – габбро, 10 – серпентиниты отдельных тел и зоны меланжа; 11 – олигоклаз-флогопитовые зоны и жилы с бериллом и изумрудом (Малышевская группа месторождений); 12 – пегматиты гранитные дифференцированные редкометалльные; 13 – пегматиты гранитные недифференцированные; 14 – аплиты; 15 – тектонические разломы; 16 – пегматитовые месторождения: 1 – Полуденское, 2 – Участок № 7, 3 – Квартальное, 4 – Липовый Лог, 5 – Участок № 115, 6 – Участок № 293, Красноармейское, Загадка, 7 – Участок № 2 (коры выветривания пегматитов), 8 – Южно-Шамейское месторождение молибдена, 9 – Малышевское месторождение изумруда и берилла.



Q	Уч. № 7	ам	ЛТ	гн	Т
Т	8	ГБГ	Се	УУ	Р
РР	Аар				

Опускание восточной части сиалического блока произошло по зоне глубинного разлома. Погруженная часть в палеозое была разбита серией рифтов, и на ней от ордовика до среднего девона формировались вулканогенно-осадочные комплексы геосинклинально-рифтогенного типа, габбро-гипербазитовые офиолитовые комплексы (Баженовский и др.) и габбро-диоритовый Лесозаводский массив. Отдельные структурно-вещественные комплексы Режевской структуры оформлены в виде автономных пластин, надвинутых друг на друга и на восточную часть Адуйского блока. Скучивание, очевидно, происходило неоднократно, но в основном в позднем девоне – раннем карбоне. На фронте надвиговой области выделяется широкая зона меланжа, сцементированная серпентинитами. Западная часть зоны меланжа на значительной площади перекрыта аллохтонной пластиной габбро-диоритов Лесозаводского массива, по данным бурения, имеющей толщину около 600 м. Восточная часть зоны меланжа выходит на поверхность. К ней приурочено знаменитое берилл-изумрудное Малышевское месторождение. Глубинный разлом по границе между Адуйско-Каменской и Режевской структурами в раннем палеозое функционировал как раздвиг, а затем в среднем палеозое при скучивании закрылся и проявлял себя как зона смятия.

Пегматиты Адуйского рудного поля

Пегматиты Адуйского рудного поля образовались в позднем палеозое в толщах рифейского сланцевого обрамления над перекрытой кровлей Адуйского гранитного массива. Пегматитовое поле приурочено к восточной и южной экзоконтактным зонам Адуйского гранитного массива (см. рис. 1, 2). В зоне восточного экзоконтакта протяженность поля в субмеридиональном направлении 18 км, ширина 0,5-1,5 км. В пределах поля известно несколько сот пегматитовых жил, сгруппированных в 11 пучков, каждый из которых имеет площадь от 1 до 4 км² и содержит 10 и более тел. Расстояние между соседними пучками от 0,5 до 2 км. Пучки пегматитовых жил формируются в участках сопряжения зон разломов северо-западного, субмеридионального и субширотного направлений. Напротив пучков в пределах их субширотных ограничений в эндоконтактных частях гранитного массива часто также наблюдается максимальное развитие пегматитов в виде шпиров и жил. На одном эрозионном срезе в направлении с запада на восток пегматиты в гранитах сменяются пегматитами над погружающейся на восток кровлей массива, причем удаление пегматитовых жил от видимого контакта массива примерно отвечает удалению от поверхности кровли. С этим удалением прямо связаны степень дифференциации пегматитов, интенсивность метасоматических изменений и насыщенность редкими металлами. Химические составы пегматитов, гранитов и вмещающих пород приведены в табл. 1.

Фациальные и фазовые пегматиты *эндоконтактов Адуйского массива* образуют жилы мощностью десятки см – первые метры. Пегматиты блоковые, недифференцированные, с преобладающим микроклином, альбит-олигоклазовом (An₈₋₁₅), проявлены слабая альбитизация, мусковитизация (грейзенизация), имеется убогая редкометаллическая минерализация. Здесь развиты графическая и пегматоидная зоны при отсутствии аплитовой. Слюды представлены биотитом и замещающим его мусковитом. Типоморфные акцессорные минералы: гранат (в среднем 3610 г/т), апатит (570 г/т), монацит (46 г/т), ксенотим (24 г/т), циртолит (50 г/т), колумбит (3 г/т), молибденит, турмалин, муассанит (ед. зн. – 5 г/т). По набору акцессорных минералов и их содержаниям пегматиты эндоконтактной зоны гранитного массива близки пегматоидным гранитам его внутренней зоны.

В *юго-восточной эндоконтактной части массива* жилы пегматитов имеют длину сотни метров и мощность – десятки метров. В этих пегматитах оформлена аплитовая зона. Пегматиты несколько интенсивнее альбитизированы. В участках альбитизации наблюдается резкое обогащение колумбитом (до 120 г/т) и ганитом (до 40 г/т). В целом, по сравнению с описанными выше разностями, здесь увеличивается количество граната, колумбита (до 30 г/т, в среднем 14 г/т), гани-та, сульфидов, появляется флюорит. Уменьшаются содержания монацита, ксенотима, циртолита.

В *ближней к гранитному массиву части экзоконтактной зоны* находятся слабо дифференцированные, также с преобладающим микроклином, но и с первичным плагиоклазом альбитового состава. Эти пегматиты слагают серии жил, параллельных контактам Адуйского массива, часто с апофизами и разветвлениями длиной сотни метров и до десятков метров мощностью. Характерны полосчатые, линзовидные, струйчатые текстуры, обусловленные чередованием разных структурно-минеральных ассоциаций. В пегматитах выделяются аплитовая, гра-

Таблица 1
Химические составы гранитов, пегматитов, вмещающих метаморфических пород района Адуйского поля, мас. %

№проб	Номера проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	S	F
1	C-958/139.8	71,26	0,20	15,07	0,18	2,07	0,05	0,28	1,96	4,88	3,46	не опр.	0,85	100,26	не опред.	
2	C-023/181.3	74,18	0,14	13,58	0,12	2,46	0,05	0,50	1,31	3,89	3,44	0,04	1,07	100,78	0,01	«
3	C-072/30.6	61,13	1,29	15,91	2,07	4,30	0,12	4,24	2,16	4,85	1,94	0,44	1,67	100,12	0,02	«
4	C-072/44.6	66,23	0,35	17,08	1,09	2,01	0,06	4,07	1,39	5,45	1,26	0,15	0,86	100,00	0,80	«
5	C-037/65.8	55,06	1,49	16,78	0,96	7,40	0,13	4,52	6,57	4,00	1,59	0,38	1,51	100,39	0,02	«
6	C-099/170.0	58,52	1,27	16,46	1,74	4,73	0,11	3,21	6,65	4,22	1,83	0,35	0,92	100,01	не опред.	
7	C-0107/89.0	58,76	1,11	17,26	1,53	4,34	0,09	3,57	5,60	4,14	1,90	0,30	1,18	99,78	0,05	0,10
8	М-ние участок № 2	58,75	0,85	16,49	4,03	2,92	0,12	3,54	6,11	3,55	1,61	0,30	1,66	99,93		
9	C-0107/104.5	61,32	0,83	17,40	1,28	3,58	0,08	2,84	4,91	4,44	1,64	0,25	1,21	99,78	0,07	0,18
10	C-096/71.1	62,93	0,65	17,45	0,92	3,70	0,08	2,66	5,01	4,09	1,44	0,21	0,65	99,79	0,05	0,15
11	C-096/72	56,15	1,19	17,38	0,44	6,28	0,12	4,42	6,33	4,12	1,64	0,33	1,39	99,79	0,05	0,30
12	4523	49,87	0,73	11,91	1,21	9,80	0,20	10,20	12,01	1,52	0,24	0,16	2,21	100,06	не опред.	
13	C-0018/105.0	49,73	0,73	11,96	1,45	9,76	0,20	8,42	9,81	2,14	2,08	не опр.	2,75	99,03		
14		72,54	0,17	14,69	0,41	1,51	0,03	0,38	1,36	3,97	3,99	0,02	0,32	99,29		
15		72,90	0,14	13,88	0,96	1,43	0,05	0,10	0,43	3,98	4,33	0,07	1,30	99,57		
16		73,52	0,03	14,85	0,95	0,61	0,11	0,18	0,40	5,10	3,51	0,08	0,29	99,63		
17		73,65	0,03	15,26	0,67	0,91	0,13	0,18	0,54	5,46	2,58	0,07	0,24	99,72		
18		74,04	0,03	14,18	1,28	0,29	0,08	0,17	0,28	4,84	3,90	0,09	0,43	99,61		
19		71,12	0,02	15,15	1,23	0,28	0,06	0,21	0,20	4,31	6,50	0,05	0,47	99,60		

Примечания: 1-2 – гранито-гнейсы; 3-11 – плагиогнейсы (3-4 – биотитовые, 5-8 – амфибол-биотитовые, 9-10 – амфибол-биотитовые тонкозернистые, 11 – преимущественно амфиболовые); 12-13 – сланцы амфиболовые (12 – порфиоровые, 13 – тонкозернистые); 14 – граниты Адуйского массива (среднее из 22 ан.); 15 – граниты лейкократовые Малышевского массива (среднее из 5); 16 – пегматит (средний из 20 анализов с учетом разных минеральных ассоциаций); 17-19 – минеральные ассоциации пегматита: 17 – кварц-альбитовая (средний из 11 анализов), 18 – кварц-альбит-микрочленистая (средний из 20 анализов), 19 – мусковит-кварц-альбитовая (средний из 4 анализов); 1-7, 9-13 – южный экзоконтакт Адуйского массива; 8 – восточный экзоконтакт Адуйского массива. 1-7, 9-11, 13 – материалы Н.В. Савени, Н.С. Сергеева и др., (1988 ф.); 12 – материалы М.С. Рапопорта и др. (1974 ф.); 14, 16-19 – материалы А.И. Грабежова, Н.И. Чистякова (1974); 15 – материалы И.Н. Мамаева (1989 ф.).

фическая, пегматоидная, блоковая зоны, часто расположенные в виде отдельных участков и чередующихся слоев. Четко выражена аплитовая ассоциация, составляющая 10-15 % объема тел. Здесь интенсивнее проявлены процессы метасоматических изменений.

В пегматитах этого типа меньше монацита, ксенотима, но больше граната (3-4 кг/т), апатита (0,9-2,0 кг/т), цирколита (85-120 г/т), флюорита, пирита; присутствуют берилл, турмалин, торит, уранинит, муассанит, иногда висмутин, лепидолит. Содержание колумбита 20-150 г/т; очень редко встречается уран-пирохлор.

В *краевых восточных частях пучков, наиболее удаленных от гранитов*, концентрируются максимально дифференцированные зональные пегматиты с преобладанием первичного альбита над микроклином, с интенсивно проявленным метасоматозом и наиболее высокими содержаниями Та, Nb, Ве. Пегматиты образуют сложные ветвящиеся жилы, параллельные и перпендикулярные контактам гранитного массива. Развита аплитовая зона (кварц-альбитовая с микроклином и мелким рассеянным гранатом) крупноблоковая кварц-микроклин-альбитовая ассоциация, последняя часто окаймляется графическим пегматитом. Кварц-мусковитовая ассоциация (нередко с флюоритом и молибденитом) слагает отдельные гнезда и прожилки. В пегматитах этого типа альбит, первичный и вторичный, занимает более 50 % объема тел. В участках неравномерной альбитизации фиксируются самые высокие содержания Та: в наименее измененных пегматитах содержания танталита-колумбита составляет от 70 до 290 г/т; в интенсивно альбитизированных – 120-540 г/т. Пирохлор представлен урановым бетафитом и микролитом. Часто присутствуют, самарскит, фергусонит, эвксенит.

Максимально дифференцированные пегматиты также обогащены гранатом, апатитом, цирколитом, бериллом, ганитом, флюоритом, сульфидами, турмалином. Иногда в них встречаются топаз, лепидолит, розовый мусковит, рутил, ильменит.

В направлении от видимой границы массива гранитов происходит усложнение формы пегматитовых тел: в эндоконтакте – простые уплощенно-линзовидные жилы и шпирь, в средней части пучков в экзоконтакте – линзообразные тела с апофизами и в восточной части пучков – сближенные ветвящиеся жилы с различными соотношениями между ними на разных уровнях глубинности. Среди пучков дифференцированных пегматитовых жил восточного экзоконтакта А.Ф. Ласковенков выделяет два структурно-морфологических типа. Жилы в пучках первого типа простираются в субширотном направлении, поперек контакта гранитного массива. Они обладают значительной мощностью, наиболее сложной морфологией и имеют крутые углы падения. К ним принадлежат пегматитовые жилы месторождений Квартального и Полуденского. Во втором типе пучков находятся жилы, вытянутые вдоль контакта гранитного массива и в общем согласные с простираем вмещающих пород. Жилы имеют пласто- и линзовидную форму с апофизами. Падение жил относительно пологое и всегда в сторону от массива гранитов. Представители этого типа жил: Липовый Лог, участок 293 и другие.

Месторождение Квартальное (рис. 3) является самым значительным в Аduitском пегматитовом поле. Месторождение было открыто в 1953 г. и до 1958 г. разведывалось как бериллиевое. В 1968-70 гг. по предложению А.Ф. Ласковенкова оно было переоценено на Та. Отработка месторождения на бериллий началась в 1967 г., эксплуатация велась открытым способом. С 1970 г. основным получаемым продуктом стал колумбитовый концентрат, берилл же играет роль попутного компонента.

Месторождение в плане имеет размеры 600×300 м и включает 7 пегматитовых жил субширотного простираения сложной извилистой формы с многочисленными ответвлениями, расположенных в непосредственной близости (100 м) от контакта Аduitского гранитного массива (см. рис. 2). Жилы сложены контрастно-дифференцированным микроклин-альбитовым пегматитом с широким развитием постмагматических альбититового (кварц-микроклинитового и кварц-альбитового) и кварц-мусковитового (грейзенового) комплексов с многообразной и богатой минерализацией. Три наиболее крупные жилы (Западная, Северо-Западная и Центральная), образующие отдельные тела на современном эрозионном срезе, имеют длину 100-200 м и мощность несколько десятков метров каждая, соединяются в одно тело и вновь разъединяются на разных глубинах. Вмещающие породы жил Квартального месторождения – микроамфиболиты, амфиболовые сланцы, диориты и небольшие тела тальковых, тальково-хлоритовых сланцев и серпентинитов. Жилы перекрыты корой выветривания мощностью до 40 м.

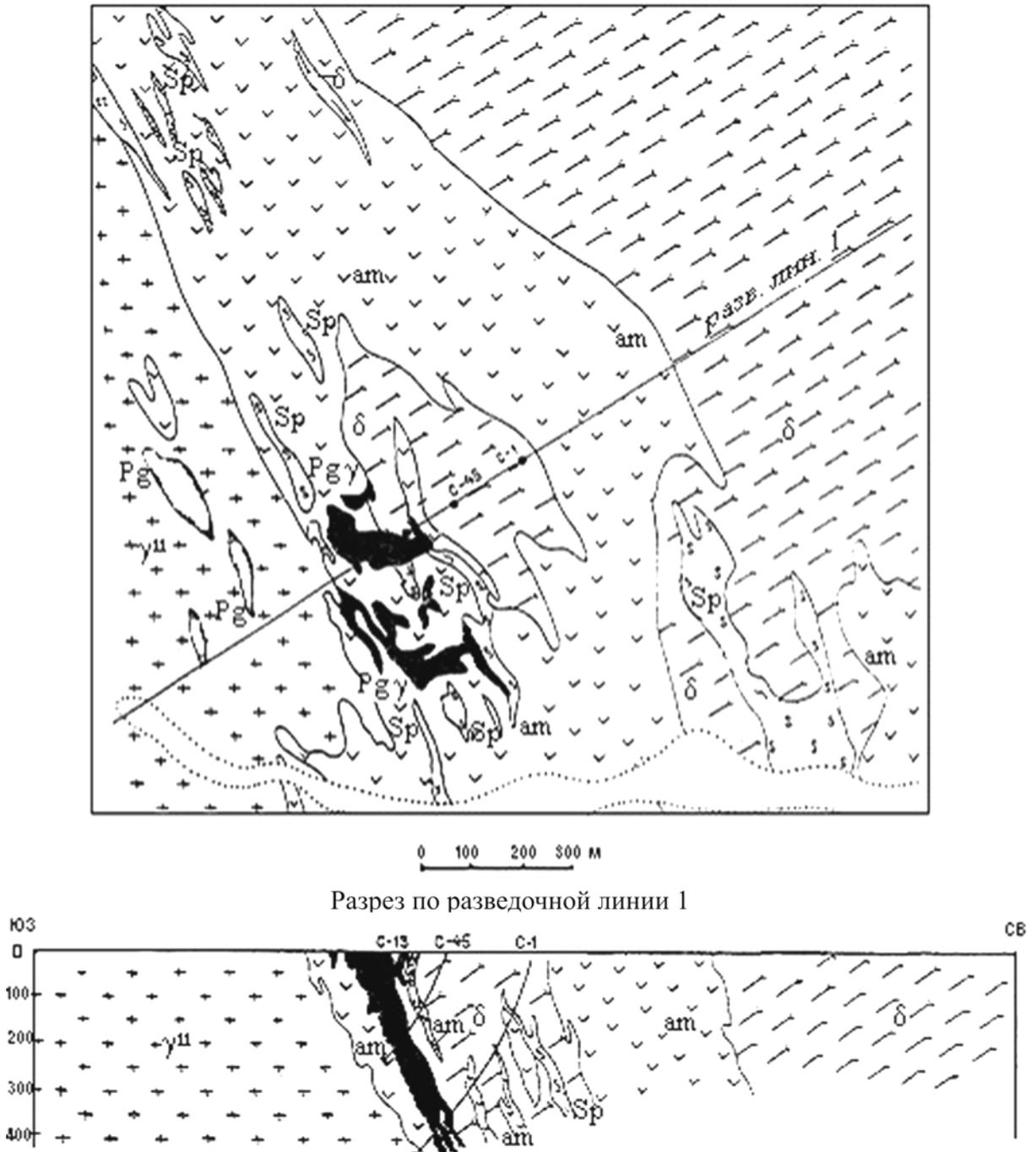


Рис. 3. Схема геологического строения месторождения Квартальное (материалы А.Ф. Ласковенкова).
 Условные обозначения на рис. 2.

В составе пегматитовых тел преобладают крупно и грубозернистая кварц-альбит-микроклиновая ассоциация и наложенная тонко- и мелкозернистая кварц-альбитовая ассоциация. Мелко- и среднезернистая мусковит-кварц-альбитовая ассоциация, также вторичная, развита в подчиненном объеме (менее 10 %).

Кварц-альбитовая ассоциация развита, в основном, в краевых частях жил; наибольшую мощность имеет в лежачем боку. Кварц-альбит-микроклиновая ассоциация наиболее характерна для центральных частей и висячего бока жил, слагает апофизы от висячего бока и раздувы в жилах. Мусковит-кварц-альбитовая ассоциация образует гнезда и прожилки среди предыду-

щих ассоциаций. Все три главные минеральные ассоциации обычно имеют постепенные переходы, но местами границы между ними резкие.

Содержание Ta_2O_5 в пегматитах – от 0,00п до 0,02 % (в среднем – 0,009 %); Nb_2O_5 – от 0,003 % до 0,045 % (в среднем – 0,013 %). Соотношение Ta_2O_5 / Nb_2O_5 около 1:1,5. Распределение Ta и Nb в жилах неравномерное, с относительным обогащением в висячем боку. По данным разведки, содержания редких металлов остаются практически неизменными по падению жил до глубины 300 м.

Кварц-альбитовая ассоциация имеет самые низкие содержания Ta_2O_5 (0,004-0,007 %); мусковит-кварц-альбитовая ассоциация – самые высокие (0,009-0,014 %). В грубозернистой и мелкоблоковой кварц-альбит-микроклиновой ассоциации установлена сильная изменчивость содержаний Ta_2O_5 .

Примерно 90 % запасов Ta_2O_5 приурочено к Западной жиле. Здесь выделяется относительно богатый рудный столб, вытянутый на 60-65 м по простиранию жилы при ширине 30-35 м. Столб протягивается по падению жилы, смещаясь к ее висячему боку. Берилл образует гнезда и линзы мелкозернистого агрегата, отдельные кристаллы и крупные скопления короткостолбчатых кристаллов длиной от 1 до 10 см и более. Содержание BeO в жилах от 0,005 до 0,22 %; в среднем для кварц-альбитовой ассоциации – 0,025 %, для кварц-альбит-микроклиновой – 0,05 %. Аксессуарная минералогия жил обычная для пегматитов такого типа, интенсивно катаклазированных и метасоматически измененных: танталит-колумбит (150-400 г/т, в среднем 245 г/т), гранат (770-3580 г/т), апатит (300-800 г/т), берилл, циртолит и циркон (10-35 г/т), ганит (ед. зерна – 25 г/т), уран-пирохлор (5-11 г/т), торит, полихромный турмалин, топаз, рутил, сфен, эпидот, молибденит, пирит, сфалерит, гематит.

В Западной жиле среднее содержание танталита-колумбита – 172 г/т. Наибольшие его содержания отмечаются в поздней мусковит-кварц-альбитовой ассоциации. Ta_2O_5 в минерале от 18,2 до 40 %, Nb_2O_5 – от 40 % до 60 %, при соотношении $Ta_2O_5 / Nb_2O_5 = 1:1-1:3$; в среднем 1:1,7.

Берилл в пегматитах месторождения «Квартальное» приурочен, в основном, к грубозернистой кварц-альбит-микроклиновой ассоциации. Количество берилла возрастает в местах развития поздней мусковит-кварц-альбитовой ассоциации. В бериллах часто наблюдаются включения мусковита, кварца, полевых шпатов, иногда колумбита и циркона. По составу берилл является слабо щелочным: сумма оксидов K и Na – 0,47-0,80 % при резком возрастании Na.

С танталит-колумбитом в рудах жилы Западной связано примерно по 75 % Ta_2O_5 и Nb_2O_5 ; в мелкозернистой кварц-альбитовой ассоциации – 82 %; в разнотернистой кварц-альбит-микроклиновой ассоциации – 90 % и в мелкоблоковой кварц-альбит-микроклиновой ассоциации – 52 %. Наибольшую конкуренцию танталит-колумбиту составляют мусковит и альбит. С первым связано 7-17 % и со вторым 6-7 % $Ta_2O_5+Nb_2O_5$. Вероятно, в этих минералах находятся тонкие вросстки колумбита. Из нерудных минералов максимально обогащен Ta_2O_5 и Nb_2O_5 гранат: соответственно 0,015-0,050 % и 0,034-0,050 %, но содержание граната низкое (0,09-0,16 %), и заметного влияния на баланс редких металлов он не оказывает. BeO на 80 % связан с бериллом, а остальное его количество распределяется в полевых шпатах и кварце. Корреляция между Be и Ta слабая (коэффициент – 0,39-0,43), что обусловлено их преимущественным концентрированием в разных по составу и разновременных ассоциациях: Be – в крупнозернистой кварц-альбит-микроклиновой, а Ta – в мелкозернистой мусковит-кварц-альбитовой.

Месторождения изумруда и берилла «Изумрудные копи» (Малышевское месторождение)

Общие сведения

Многочисленные месторождения и рудопроявления изумруда и берилла под общим названием «Изумрудные копи» находятся в восточном и южном (юго-восточном) экзоконтактах Адуйского гранитного массива, над его погруженной на восток и юг кровлей. Месторождения в основном приурочены к зоне серпентинитового меланжа и пластине Лесозаводского массива диоритов на фронте пакета осадочно-вулканогенных палеозойских образований Режевской структуры, надвинутых на Мурзинско-Адуйский гранито-метаморфический блок. Зона серпентинитового меланжа выходит западнее и восточнее Лесозаводского диоритового массива и, по данным

глубокого бурения, подстилает массив на глубине около 600 м.

Зона меланжа и Лесозаводский диоритовый массив с месторождениями изумруда и берилла располагаются между Адуйским рудным пегматитовым полем на западе; Малышевским массивом лейкогранитов, вмещающими его апобазитовыми амфиболовыми сланцами и Баженовским габбро-гипербазитовым массивом на востоке (см. рис. 2).

Первый изумруд в районе был найден в 1830 г. крестьянином Максимом Кожевниковым около р. Токовой (северная окраина пос. им. Свердлова). Первые сведения о месторождении изумрудов были даны Я.В. Коковиным – директором Екатеринбургской гранильной фабрики, который пострадал по обвинению в сокрытии от казны крупного кристалла изумруда, получившего известность как «изумруд Коковина».

Начало эксплуатации месторождений относится к 1831 г. До конца XIX века изумруды добывались в качестве коллекционного сырья, и только в 1899 г. Англо-Французская Изумрудная Компания стала экспортировать изумруды в качестве ограночного сырья. В 1918 г. изумруды Урала были главенствующими на мировом рынке.

В 40-50-х гг. прошлого столетия в связи со строительством атомных реакторов основное значение приобрело производство бериллового концентрата, а изумруд и зеленый берилл добывались попутно, хотя и в значительных количествах (3-4 млн. карат в 1950 г.). С 1970 г. с ростом спроса в мире на ограненные изумруды главное внимание было вновь обращено на их добычу, но, несмотря на большой объем продукции (8-10 млн. карат в год), выход ограночного сырья по старой технологии переработки был низок: 20 000 карат в год. Низкосортные полупрозрачные и прозрачные необработанные изумруды продавались индийским компаниям. В 1987 г. огранка изумрудов была прекращена в связи с низким выходом готовых камней. В 1991 г. обработкой изумрудов с использованием современных технологий занялось Российско-Израильское совместное предприятие «Эмурал», которое, к сожалению, через несколько лет распалось, и добыча изумрудов была законсервирована.

До 1993 г. Малышевское рудоуправление (МРУ) являлось недропользователем месторождения, а затем выделилось ОАО «Изумрудные копи Урала» (ОАО «ИКУ»), которое вело подземную добычу изумрудов до конца 1995 г. Годовая добыча изумрудов не превышала 300 кг. В 2001 г. было создано российско-ирландское предприятие ЗАО «Зелен Камень»; им месторождение не разрабатывалось, а велась переработка промпродукта прошлых лет. В 2008 г. МПР РФ за нарушения условий недропользования отозвало у ЗАО «Зелен Камень» лицензию. Временную лицензию получило... ГУП «Калининградский янтарный комбинат», которое ведет добычу изумрудов в небольших объемах, откачивает из шахты воду и поддерживает рудник в рабочем состоянии. Ожидается проведение нового аукциона на право пользования недрами для добычи изумрудов подземным способом на Малышевском месторождении.

С 1945 г. разработка берилла и изумрудов велась на многих месторождениях «Изумрудных копей». Наиболее значительным является Малышевское месторождение (рис. 4), в котором сосредоточено 80 % запасов изумрудов и более 50 % руд берилла. До 1970 г. оно было выработано до глубины 100 м открытым и подземным способом. В последние годы добыча велась на глубинах более 250 м от поверхности подземным способом. Месторождение детально разведано горными выработками до глубины 360 м. По данным бурения глубокой поисково-структурной скважины, пройденной в 1991 г., рудная зона в южной части месторождения протягивается до глубины 1100 м от поверхности без признаков выклинивания (Золотухин, 1996).

Определение содержания бериллия на месторождении проводилось, в основном, путем фотонейтронной бериллометрии, а содержания изумрудов – путем переработки на обогатительной фабрике 100-тонных валовых проб, взятых вдоль рудной зоны по каждой жиле. При эксплуатации месторождения изумруды и зеленые бериллы отбирались по визуальной оценке вручную с ленты низкоскоростного (15 см/сек) транспортера из руды, предварительно дезинтегрированной и промытой в специальных скрубберах.

Описание минералогии месторождения было сделано в середине прошлого века Н.И. Кокшаровым, открывшим здесь александрит и фенакит. В течение многих лет изучением Изумрудных копей занимался А.Е. Ферсман (1940), предложивший для объяснения генезиса бериллиеносных образований модель десиликации гранитных пегматитов. Эта модель была развита и

аргументирована его учеником и последователем К.А. Власовым, обобщившим материалы многолетних (1934-1960) исследований в известной монографии (Власов, Кутукова, 1960). Грейзеновая модель генезиса бериллоносных пород развита А.А. Беусом (Беус, Диков, 1967).

Геологическая позиция, состав и структура бериллоносных рудных зон и тел

Рудовмещающая меланжевая толща в восточном экзоконтакте Адуйского массива протягивается в субмеридиональном направлении на 25 км и частично совмещается с зоной Су-санского глубинного разлома, долгоживущего и неоднократно подновленного, что в рудовмещающей толще проявляется через образование серии субмеридиональных разрывов, к которым приурочены бериллиевые метасоматические зоны слюдитов и кварц-плаггиоклазовые жилы, а также дайки диоритовых порфиритов. На наиболее крупном Малышевском месторождении выделяются три тектонических разлома, контролирующих размещение изумрудоносных слюдитов, окруженных тальковыми сланцами (рис. 5). Дайки диоритов в зонах разломов, очевидно, играли экранирующую роль при разгрузке рудоносных флюидов, поднимающихся от погребенных гранитов Адуйского массива.

Кварц-плаггиоклазовые жилы с бериллом залегают в различных породах зоны меланжа, преимущественно в жестких компетентных породах: диоритах, амфиболитах, кварцитах. Изумруд в кварц-плаггиоклазовых жилах не встречается. Кварц-плаггиоклазовые жилы на месторождении в балансе бериллиевых руд занимают около 10 % (Золотухин, 1996). Размеры жил: протяженность 30-50 м, мощность 0,2-3,5 м. Жилы сложены плаггиоклазом, кварцем, флогопитом, мусковитом, маргаритом, флюоритом, бериллом, в том числе крупнокристаллическим. Кроме берилла в них встречаются фенакит и хризоберилл (александрит). Характерны апатит, турмалин, молибденит, шеелит. Содержание BeO колеблется от десятых долей до целых процентов.

Для кварц-плаггиоклазовых жил, особенно пологозалегающих, характерно зональное строение (от центра к периферии): 1) крупнокристаллический агрегат альбита, берилла, мусковита, флюорита с линзами кварца; 2) средне- и крупнозернистый олигоклаз-андезин; 3) агрегат маргарита с ориентировкой пластин поперек контакта; 4)

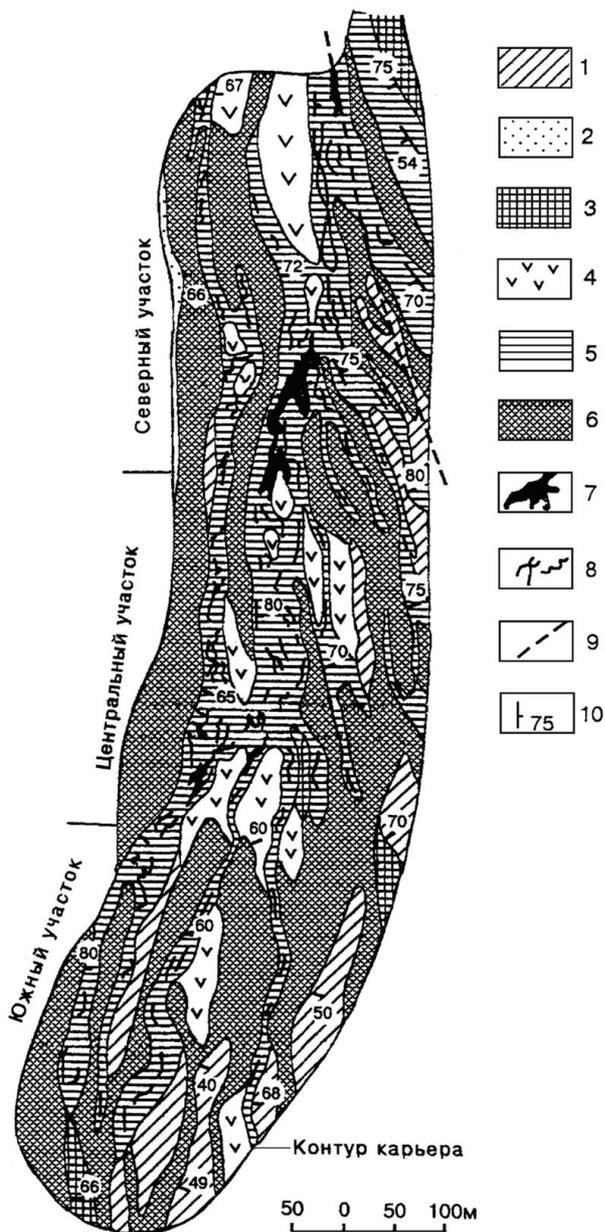


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Малышевского месторождения изумруда и берилла (по Ф.Ф. Золотухину).

1 – углисто-кремнистые сланцы; 2 – кварциты; 3 – амфиболиты; 4 – серпентиниты; 5 – тальковые сланцы; 6 – диоритовые порфириты; 7 – слюдитовые жилы; 8 – кварц-плаггиоклазовые жилы; 9 – ось синклинали; 10 – элементы залегания.

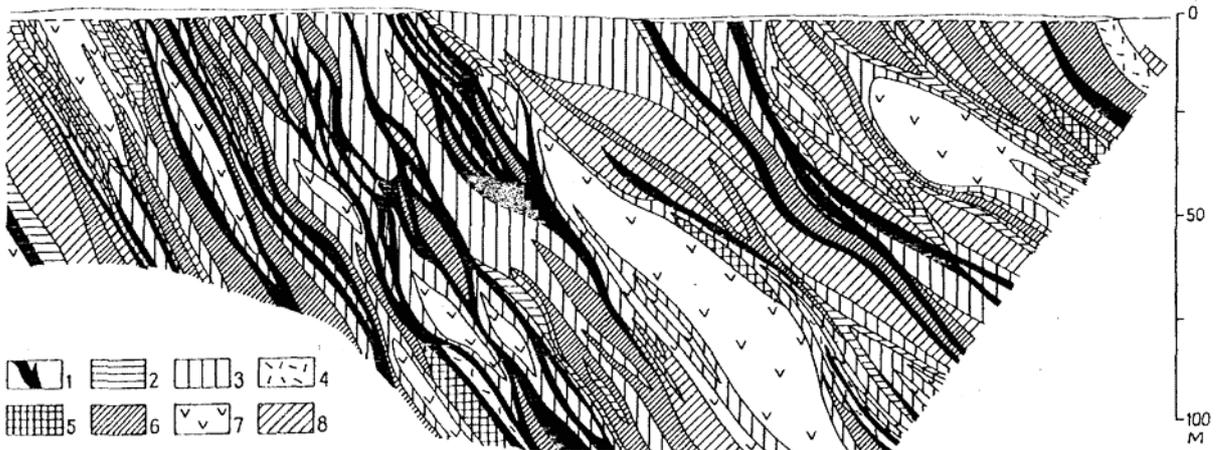


Рис. 5. Обобщенный геологический разрез Малышевского месторождения изумруда и берилла (по К.А. Власову и Е.И. Кутуковой, 1960).

Метасоматические зоны: 1 – плагиоклаз-флогопитовая; 2 – актинолитовая; 3 – хлоритовая; 4 – тальковая; 5 – амфиболовые сланцы и метабазиты; 6 – диоритовые порфириды; 7 – серпентиниты; 8 – углистые кварциты и сланцы.

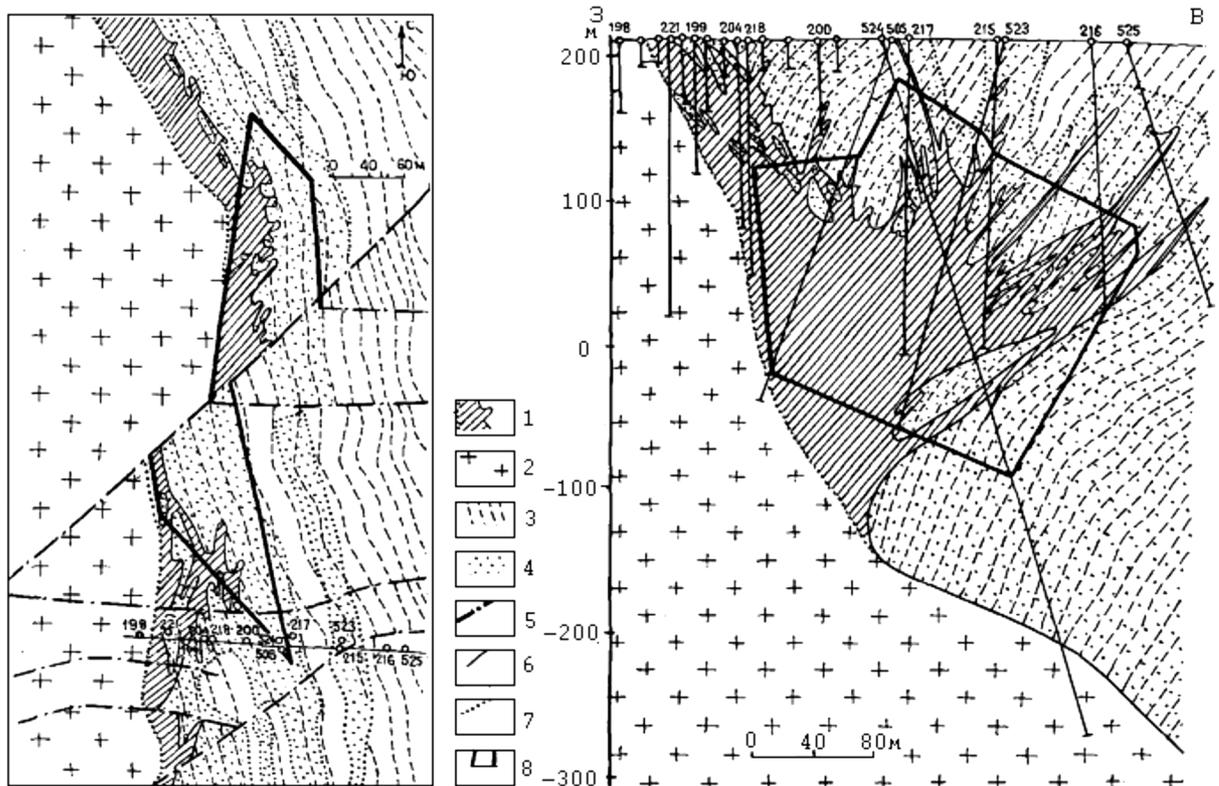


Рис. 6. Схема геологического строения и геологический разрез Южно-Шамейского месторождения молибдена.

1 – розовые мусковитовые лейкограниты; 2 – серые биотит-мусковитовые лейкограниты; 3 – зеленые сланцы (метавулканы); 4 – кальцит-эпидот-биотитовые измененные породы; 5 – разломы; 6 – интрузивные контакты; 7 – фациальные границы; 8 – контур рудного тела; 9 – скважины.

флогопитовый агрегат. Зоны маргарита и флогопита присутствуют в жилах, залегающих в гипербазитах. В жилах среди диоритов внешняя зона сложена плагиоклазом. С бериллом в кварц-плагиоклазовых жилах связано 95 % бериллия, остальное его количество изоморфно рассеяно в маргарите (3,5 %) и флогопите (1 %).

Тела слюдитов апогипербазитовых (флогопитовых) и аподиоритовых (биотитовых) имеют сложное строение с раздувами, пережимами, апофизами (рис. 6). Часто тела слюдитов состав-

ляют «жилльные» свиты, протягивающиеся по простиранию и падению на сотни м. Большинство отдельных тел слюдитов имеют протяженность до 50 м и мощность от десятков см до 8 м. В отличие от кварц-плагиоклазовых жил среди слюдитов преобладают крутопадающие тела. Содержание ВеО в слюдитовых телах низкое – 0,1-0,2 %, и их главная значимость заключается в присутствии изумруда. С бериллиевыми минералами в слюдитах связано только около половины Ве; остальное его количество рассеяно во флогопите и маргарите.

Тела слюдитов обладают зональностью, которая хорошо выражена в мощных телах: плагиоклазовое ядро-слюдит-актинолит-хлорит-тальк. Плагиоклазовое ядро обычно состоит из цепочки разобщенных линз, мощностью десятки см. Флогопитовая зона является наиболее выдержанной и мощной: 5-8 м в крупных телах. Маломощные тела целиком сложены флогопитом. По границам плагиоклазового ядра и флогопитовой зоны часто развиты каймы бериллийсодержащего маргарита мощностью 3-10 см. Мощность актинолитовой зоны не превышает нескольких десятков см, и нередко она имеет прерывистое распространение. Актинолитовая и хлоритовая зоны могут отсутствовать, и тогда слюдит сменяется тальком. Тальковые зоны отдельных слюдитовых тел сливаются и образуют широкие протяженные полосы, среди которых залегают отдельные тела, свиты тел слюдитов и реликты серпентинитов. Часто в слюдитовых зонах включены отдельные желваки-будины кварц-мусковитового, флюоритового и кварцевого состава с прожилками флюорит-берилл-мусковитового состава с реликтами фуксита.

Основная масса изумруда и берилла приурочена к флогопитовой зоне. Берилл присутствует и в плагиоклазе ядра, а изумруд изредка в актинолитовой и тальковой зонах. Повышенные количества изумруда встречаются в слюдите в местах выклинивания кварц-плагиоклазовых ядер. Хризоберилл и фенакит особенно характерны на границе слюдитовой и хлоритовой зон. Хризоберилл распространен шире фенакита и изредка встречается во флогопитовой зоне и даже в плагиоклазовом ядре. Хризоберилл дает сростания с фенакитом. Общая последовательность нахождения минералов Ве в зональных телах слюдитов от ядра к периферии: берилл-изумруд-хризоберилл-фенакит. Кроме этих минералов в рудных телах встречаются бавенит и бромеллит.

Параметры и генезис оруденения

Рудная зона Малышевского месторождения прослежена с севера на юг на 1100 м, при ширине по поверхности 250 м. На глубину зона разведана до 360-500 м. В рудной зоне выделяются три жилльные свиты, приуроченные к крупным разломам (Золотухин, 1996; см. рис. 5). В Центральной свите заключено 67 % бериллиевой руды и 91 % изумрудов. Основные запасы бериллиевых руд и изумрудов приурочены к северному и центральному участкам месторождения (85 % и 94 % соответственно). На Северном участке находится Главный рудный столб, имеющий мощность 40-80 м и прослеженный по простиранию на 160 м. Столб имеет трубообразную форму, крутое восточное падение (75-80°) и южное склонение (75°). Он приурочен к участку сочленения разломов. Руды столба отличаются наиболее высокими содержаниями Ве и изумрудов. Рудный столб на 1996 г. был отработан на глубину 270 м от дневной поверхности, и на всем протяжении в нем не наблюдалось заметных изменений основных показателей (Золотухин, 1996). В центральной части месторождения на глубине 130-140 м выделяются еще один рудный столб, имеющий более сложную форму.

Несмотря на неравномерное распределение рудных тел в горизонтальных сечениях «жилльных» свит, с глубиной сохраняется общая насыщенность свит рудными телами и не меняется их средняя мощность, а запасы бериллиевых руд и изумрудов даже увеличиваются. В центральной части месторождения оруденение прослежено до 490 м без признаков выклинивания, а в южной части месторождения рудная зона вскрыта при бурении на глубине 1100 м.

Обеспеченность запасами изумрудов определяется в 35-40 лет. Берилловая руда имеет низкие содержания ВеО, и, в связи с этим, берилл может добываться только попутно. Вероятно, дополнительными перспективами на изумруды обладают частично выработанные ранее месторождения: Свердловка, Черемшанское, Красноболотное и некоторые другие (Золотухин, 1996).

Неоднородный состав и структура рудовмещающей меланжевой толщи определили развитие на месторождении двух типов рудных тел: субширотных кварц-плагиоклазовых жил с бериллом и субмеридиональных слюдитовых зон с бериллом и изумрудом. Первые из них пред-

ставляются десилицированными гранитными пегматитами, а вторые грейзенами (Куприянова, 2002). В бериллах кварц-плагиоклазовых жил установлены расплавные включения, свидетельствующие о первичной магматической природе жил. Образование жил внедрения и слюдитовых метасоматитов происходило в едином процессе со сменой флюидно-расплавных пегматитовых внедрений флюидными высокофтористыми. Грейзеновая стадия в обстановке пострудного дробления сменилась низкотемпературной гидротермальной стадией, при которой образовались поздние бериллиевые минералы: эвклаз, бавенит, берtrandит, бехоит (Куприянова, 2002).

Абсолютный K-Ar возраст мусковита и флогопита из кварц-плагиоклазовых жил, соответственно, 273 ± 3 и 280 ± 10 млн. лет, а этих же минералов из слюдитовых зон – 270 ± 1 и 269 ± 6 млн. лет (Куприянова, 2002). Возраст гранитов восточной части Адуйского массива, погребенной под меланжевой зоной и продуцировавшей пегматитовые расплавы и потоки флюидов, 290 млн. лет (Ферштатер и др., 2007).

Уникальные изумруды

На месторождениях «Изумрудные копи» в разные годы было добыто множество крупных и уникальных изумрудов, имеющих историческое значение. Некоторые из них хранятся в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана («Изумруд Кочубея», 11130 карат), Алмазном Фонде РФ и Гохране Министерства финансов РФ. Подавляющее большинство изумрудов (36 кристаллов), за исключением 2-х находок XIX века («Изумруды Кочубея» и «Кокovina»), добыты на Малышевском месторождении в 70-90 гг. прошлого столетия. Самый крупный кристалл изумруда – «Коммерческий» – с массой 12900 карат был извлечен в 1982 г. (Попов и др., 1998). Наиболее известные изумруды: «Славный Уральский» (3370 карат), сросток из 6 кристаллов «Шахтерская слава» (10000 карат), «Президент» (5860 карат), «Новогодний» (6900 карат), «60 лет Советской Армии» (7000 карат).

Осмотр главного карьера Малышевского месторождения недоступен по соображениям безопасности. Карьер месторождения им. Свердлова (пос. им. Свердлова) вблизи находки первого изумруда, к сожалению, затоплен. Экскурсантам предлагается осмотр коллекции изумрудов и изделий из них, а также свободный поиск изумруда и фенакита на старых отвалах.

Южно-Шамейское месторождение молибдена

Южно-Шамейское месторождение молибдена, относящееся к вольфрам-молибденовой рудной формации, связано с Малышевским лейкогранитным массивом (монцодиорит-гранитная формация). Возраст гранитов, определенный Rb-Sr методом, составляет 277 млн. лет (Смирнов и др., 2005). Массив представлен тремя отдельными линзовидными телами гранитоидов размерами 5-7×2 км, образующих субмеридиональную цепочку в зоне глубинного разлома. Породы представлены двуполевошпатовыми порфиroidными среднезернистыми лейкократовыми гранитами: биотитовыми и биотит-мусковитовыми разностями в двух северных телах и западной части южного тела, биотит-мусковитовыми и мусковитовыми – в восточной части южного тела (включая участок месторождения). Граниты не содержат закономерных кварц-полевошпатовых сростаний и пегматитов. Этим они отличаются от гранитов Адуйского и Мурзинского массивов.

На месторождении можно наблюдать взаимоотношения гранитов трёх фаз:

I – серые порфиroidные безрудные граниты с отдельными чешуйками молибденита (главная фаза); II – розовые рудные граниты с флюорит-молибденит-кварцевыми прожилками, секут породы I фазы; III – наиболее лейкократовые граниты, секущие рудные разности. Жильная фаза гранитов представлена маломощными жилами аплитов. В гранитах постоянно присутствует фиолетовый флюорит, количество которого заметно увеличивается в гранитах II фазы.

Главные породообразующие минералы гранитов – плагиоклаз (альбит-олигоклаз, нередко серицитизированный), решетчатый микроклин, кварц, биотит. Полевые шпаты обычно прорастают мелкими округлыми зёрнами кварца. Последний в базисе пород не обладает обычным для абиссальных гранитов ксеноморфизмом по отношению к полевым шпатам. Вкрапленники кварца с квадратным сечением встречаются в гранитах маломощных апофиз массива. Биотит имеет железистость $f = 44-58$ %. Он обычно сростается с мусковитом, хлоритом и замещается ими. Акцессорные минералы гранитов следующие: фиолетовый флюорит, молибденит, гранат, циркон, торит, ортит, эпидот, магнетит, ильменит, сфен, апатит, пирит. Типоморфными являются флюорит, молибденит, сфен, ильменит, торит.

Геологическое строение месторождения

Рудный молибденовый штокверк приурочен к восточному контакту Южного тела Малышевского массива. Штокверк имеет простую линейную форму и охватывает дополнительный куполовидный гранитный гребень на восточной поверхности массива, вблизи его кровли, а также прилегающие к нему части основного тела гранитов и вмещающих амфиболовых сланцев. Протяженность штокверка 1,2 км, ширина на поверхности около 200 м, падение близко к вертикальному. На глубину рудный штокверк протягивается на 220-280 м. Кровля гранитного гребня фиксируется на глубине 50-150 м от дневной поверхности. В его экзоконтакте вмещающие амфиболовые сланцы превращены в меланократовые, существенно биотитовые с эпидотом и кальцитом полосчатые метасоматиты и пронизаны густой сетью маломощных гранитных апофиз, отходящих от гребня. Экзоконтактовая область насыщена разветвленной сетью согласных и секущих гранитных жил. Рудный кварцево-прожилковый штокверк захватывает верхнюю половину гребня и прилегающую часть основного тела гранитов, а в экзоконтактовой области гребня совмещен с сетью гранитных жил. За пределами сети молибденовое оруденение и изменения вмещающих пород быстро затухают.

Рудный штокверк разделяется тектоническим разломом северо-восточного простирания на два блока, смещенных относительно друг друга на 150 м по горизонтали. В северном блоке рудный штокверк выходит на поверхность; с его объема приходится на граниты дополнительного гребня и основного тела. В южном блоке рудный штокверк опускается до 50-100 м от поверхности, с его объема приходится на область развития гранитных апофиз. Соответственно, на месторождении выделяется два природных и технологических типа руд: гранитный и гранитно-метасоматический экзоконтактовый.

Состав руд и пород

Граниты в обоих типах руд имеют розовую окраску, обусловленную тонкораспыленным гематитом и содержат сеть тонких флюорит-кварцевых прожилков с молибденитом и пиритом. В основной массе рудных гранитов в промежутках между кварцевыми прожилками содержится меньшее количество кварца, чем в безрудных гранитах за пределами рудного тела. Сравнение химических составов рудных и безрудных гранитов показывает практически одинаковое содержание кремнезема в тех и других (табл. 2). Часто кварцевые прожилки выглядят как прожилки внедрения с резкими четкими границами. Около кварцевых прожилков обычно наблюдаются отдельные мелкие гнездообразные агрегаты мусковита с флюоритом, молибденитом, пиритом, кальцитом. Подобные агрегаты, кроме того, выполняют тонкие трещины, которые пересекают рудные прожилки. Характерная черта рудных гранитов – постоянное присутствие в них межзернового гранобластового тонкозернистого агрегата альбита и ясорешетчатого микроклина с примерным соотношением 1:1. Количество полевошпатового агрегата – 20-30 %, иногда – 60-80 %. Сравнение составов рудных и безрудных гранитов показывает одинаковое содержание в них натрия и несколько меньшее в рудных разностях – калия. Это и взаимоотношения полевых шпатов позволяют предполагать, что альбит-микроклиновый агрегат образуется в результате грануляции первичных полевых шпатов гранитов. Он обычно сочетается с рудными кварцевыми прожилками, но прямой количественной связи между ними нет. Альбит-микроклиновый агрегат наблюдается и в безрудных гранитах вблизи рудного штокверка, но в заметно меньших объемах.

Мусковит в рудных гранитах и вблизи молибденового штокверка образует мелкие компактные чешуйки (0,1-0,01 %), и относительно крупные, до 0,5-1 см, ситовидные порфиробласты с неровными краями (первые %, в редко – до 4-8 %), корродирующие полевые шпаты. В рудных гранитах также встречается небольшое количество зеленовато-бурового биотита и зеленого хлорита.

Породы экзоконтактового ореола гранитов на месторождении представлены тонкополосчатыми эпидот-кальцит-биотитовыми метасоматитами, образующимися по аповулканогенным амфиболовым, хлоритовым сланцам, жильным диабазам, диоритовым порфиритам и трахитам. В метасоматитах встречаются отдельные участки ороговикования. Наиболее характерные черты метасоматитов следующие:

1. Неравномерное полосчатое распределение новообразованных минералов, объем которых меняется от нескольких до 70 %. Изредка встречаются нацело измененные породы; среди

Таблица 2

Средние химические составы молибденовых руд и безрудных гранитов Южно-Шамейского месторождения (по данным анализов групповых проб)

№ пп.	SiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	S _{общ}	P	Mo _{общ}	Mo _{окисл} / Mo _{сульфид}	Re	W	Bi	Cu	Ag	Se	Te	As	U	Th
1	74,25	1,03	4,12	4,14	0,36	0,66	<0,05	0,063	$\frac{0,005}{0,061}$	<0,2	не обн.	2,26	190	0,58	<5,0	<1,0	<40	41	32
2	72,65	1,49	4,25	3,16	0,53	0,91	<0,05	0,062	$\frac{0,005}{0,061}$	<0,2	не обн.	2,67	240	0,50	<5,0	<1,0	<40	36	29
3	50,28	8,71	2,62	2,92	1,27	1,16	<0,05	0,066	$\frac{0,005}{0,060}$	<0,2	не обн.	2,73	270	0,45	<5,0	1,25	<40	11	6
4	56,32	6,76	3,06	2,98	1,07	1,09	<0,05	0,065	$\frac{0,005}{0,060}$	<0,2	не обн.	2,71	260	0,46	<5,0	1,17	<40	18	12
5	72,54	0,71	4,30	4,54	0,15	—	<0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание: 1 – гранитная руда эндоконтакта массива (среднее из 208); 2 – гранитная руда апофиз экзоконтакта (среднее из 42); 3 – метасоматическая апозеленосланцевая руда экзоконтакта (среднее из 56); 4 – гранито-метасоматическая руда экзоконтакта (среднее из 98); 5 – безрудные лейкократовые граниты Малышевского массива (среднее из 9). SiO₂, CaO, Na₂O, K₂O, F, S_{общ}, P, Mo – в мас. %; остальные – в г/т.

новообразованных минералов преобладает биотит. Состав последнего зависит от основности субстрата: в апобазитовых зеленых сланцах это низкожелезистый биотит или флогопит, в андезитовом и кислом субстрате – среднежелезистый.

2. Состав субстрата влияет на полноту развития метасоматической минеральной ассоциации: в меланократовых апобазитовых сланцах образуются все три минерала (эпидот, кальцит, биотит), в андезитовых и дацитовых порфиритах – биотит с эпидотом, а в плагиогранитах – биотит или биотит с кальцитом.

3. Тенденция к мономинеральному полосчатому обособлению метасоматических минералов особенно четко проявляется у кальцита и эпидота. Биотит чаще всего образует полосчатые агрегаты, содержащие 5-10 % идиоморфного порфиробластического эпидота.

4. Чешуи биотита, кристаллы эпидота (редко) имеют несколько направлений ориентировки: вдоль сланцеватости зеленых сланцев субстрата и под углом к ней.

5. Кварцевые и флюорит-кварцевые рудные прожилки в биотит-эпидот-кальцитовых метасоматитах являются наиболее поздними, как согласными с метасоматической полосчатостью, так и секущими ее. Нередко молибденит с флюоритом и пиритом выполняют трещины по плоскостям сланцеватости метасоматитов.

6. Контакты гранитов с экзоконтактовыми метасоматитами резкие, в большинстве апофиз и у основного тела секущие. Граниты апофиз на контактах имеют признаки закалки.

Руды Южно-Шамейского месторождения являются комплексными. Кроме главного молибденового концентрата они дают еще ряд попутных продуктов: в гранитных рудах – микроклинный, плагиоклазовый, мусковитовый, флюоритовый, пиритовый и кварцевый; в гранито-метасоматических экзоконтактовых рудах – плагиоклазовый, слюдяной биотитовый, флюоритовый, пиритовый.

Молибденит в рудах тонкочешуйчатый, обычно слагает полосчатые агрегаты; изредка даёт розеточные сростки. В рудных кварцевых прожилках молибденит (как и пирит, его иногда секущий) преимущественно приурочен к их внешним частям. Севернее месторождения в районе р. Полуденка в гранитах обнаружены чешуйчатые выделения молибденита в параллельном сростании с бисмутином.

Распределение молибдена в рудах месторождения достаточно равномерное: коэффициент вариации содержаний в гранитных рудах – 60 %, в гранито-метасоматических – 68 %. Коэффициент рудоносности в обоих типах руд – 0,90. Примерный расчет баланса распределения молибдена в апогранитной руде показывает, что 80 % его связано со свободным молибденитом, 14 % рассеяно в полевых шпатах, 2,6 % в кварце, 2,4 % в пирите, 0,9 % в мусковите, 0,13 % во флюорите. В кварце биотитовых гранитов за пределами месторождения содержание молибдена 15 г/т; в кварце из основной массы рудных гранитов – 19,5 г/т, а в кварце рудных прожилков – 109 г/т. Это отражает сравнительно небольшую степень концентрирования молибдена в главном минерале пород и руд. Отношение валового содержания молибдена в рудных гранитах к содержанию молибдена в породообразующих минералах около 62, а в безрудных гранитах – 4,9 (Бороданов и др., 1992). С ростом содержания молибден не рассеивается в породообразующих минералах, а преимущественно концентрируется в молибдените. Содержания ряда компонентов в последнем следующие: Mo – 55,5 %, W – 1,26 %, Re – 41-47 г/т, Bi – 15,3 г/т, Se – 12,2-15,9 г/т.

Второй рудный минерал молибденовых руд – пирит. Его содержание в гранитных рудах в среднем около 2 %, а в гранито-метасоматических – около 6 %. Пирит содержит примеси (г/т): Mo – 1500-1900, Cu – 480-1200, Ni – 60-170, Co – 50-270, Bi – 5,4-6,4, Se – 11-21, Ag – 3,5-21,3, Pt – 639-819. В незначительных количествах в рудах встречены халькопирит, гематит, магнетит, шеллит.

Полевые шпаты молибденовых руд – микроклин и плагиоклаз: альбит из агрегата грануляции и первичный альбит-олигоклаз гранитов. Содержание нормативного альбита в микроклине – 15-17 %. Характерны низкие содержания в микроклине Cs и Li.

Генезис оруденения

Источником рудного вещества являются граниты Малышевского массива, обогащенные фтором и исходно специализированные на молибден. Биотитовые граниты массива содержат в среднем 3,3-1,74 г/т Mo, мусковитовые граниты с вкрапленным молибденитом вблизи рудного штокверка – 60-163 г/т, рудные граниты – 600-800 г/т Mo, а богатые гранитные руды – до 1800 г/т Mo. Молибден в гранитах не рассеивается в породообразующих минералах, а концентрируется в свободном молибдените в флюорит-кварцевых прожилках, приуроченных к дополнительному гребню, поднимающемуся над поверхностью кровли тела гранитов. С молибденом в рудном теле ассоциируют в незначительных количествах вольфрам, висмут, серебро.

Граниты Малышевского массива постоянно содержат флюорит, наибольшие количества которого (в среднем 3,5 %) характерны для рудных гранитов, причем основная часть флюорита сосредоточена в рудных кварцевых прожилках. Содержания фтора в минералах безрудных гранитов Малышевского массива следующие (%): в биотите – 0,75-0,96; мусковите – 1,3; апатите – 2,84; сфене – 0,76. В биотите из рудных гранитов определено 3,84 % фтора. Это одно из самых высоких содержаний фтора для биотитов из гранитов Урала.

Для понимания генезиса молибденового оруденения существенное значение имеет характер распределения кремнезема в гранитах. Безрудные граниты месторождения, не содержащие кварцевые прожилки, имеют в среднем 74,38 % SiO₂ (7 проб), рудные граниты с кварцевыми прожилками — 74,25 % SiO₂ (208 групповых проб по 688 м рудного керна). За пределами месторождения лейкократовые розовые граниты Южного тела Малышевского массива содержат в среднем, по данным И.Н. Мамаева и др., 72,90 % SiO₂, по данным В.М. Бороданова и др. (1982), 72,14 % SiO₂. То есть в рудоносных гранитах, по сравнению с безрудными, практически не происходит накопление кремнезема. Его содержание почти не меняется с появлением кварцевых прожилков.

В рудных гранитах месторождения наблюдается взаимосвязанность распространения рудных кварцевых прожилков, грануляции полевых шпатов и роста содержания фтора. В экзоконтакте рудные граниты сопровождаются широким ореолом биотитизации (+эпидот, +кальцит) вмещающих пород и развитием в последних молибденитового оруденения.

Все перечисленные особенности, по-видимому, могут быть объяснены с позиции модели ликвации, хотя имеют также определенное значение процессы грейзенизации и перекристаллизации. При расслоении исходно специализированного на молибден гранитного расплава, обогащенного фтором, отделившийся фтор-кварцевый рудный расплав поднимается вверх в дополнительный куполовидный гребень, заполняет трещины в закристаллизовавшемся остаточном «гра-

ните» и частично уходит в экзоконтакт через систему апофиз, отделяющихся от гребня и пересекающих сланцеватость вмещающих пород.

Молибден в рудном расплаве может присутствовать в виде солей молибденовой кислоты типа K_2MoO_4 , при разрушении которых молибден осаждается в форме сульфида в кварцевых прожилках, в граните вблизи них или в ассоциации с флюоритом в трещинах в граните и экзоконтактных метасоматитах. Высвобождающийся калий связывается в мусковите в экзоконтактах прожилков кварца в граните, а также отлагается в виде ореолов биотитизации. Наряду с рудным кварцевым расплавом, в экзоконтакты гранитов молибден поступает в виде фтороносных флюидов.

Вокруг Южно-Шамейского месторождения также широко распространена молибденовая минерализация в различных по составу, формационной природе и возрасту образованиях: допалеозойских метаморфитах срединного массива, гранитных пегматитах и изумрудоносных слюдитов адуйского комплекса, габброидах баженковского комплекса. Южнее, почти до Челябинского гранитного массива, на протяжении почти 150 км известны многочисленные рудопроявления молибдена, самостоятельные и в ассоциации с вольфрамом или медью. Налицо региональная молибденовая специализация, на фоне которой закономерно появление молибденоносного продуктивного гранитного расплава. Поздние лейкократовые граниты в комплексах монцонит-диорит-гранитной формации обычно относительно обогащены молибденитом и флюоритом (например, в Бирюковском теле Степнинского массива). Исходная насыщенность расплава фтором и максимальная обогащенность им прикровлевыми частями магматической камеры определяют возможности ликвации с отделением фтор-кварцевого рудного расплава, который поднимается в дополнительные купольные структуры на поверхности массивов и формирует оруденение.

Граниты Малышевского массива не являются продуктивными на вольфрам (Бороданов и др., 1992). Они содержат в среднем 1,8-2,4 г/т W, рядовые молибденовые гранитные руды – 2,2 г/т W и богатые руды – 0,7 г/т W. Граниты с вкрапленным молибденитом в экзоконтакте рудного тела внутри массива обладают более высоким одержанием W – 4,5-6,2 г/т. Более высоким содержанием W отличаются вмещающие зеленые сланцы, но и здесь не наблюдается его накопления в молибденовых рудах: зеленые сланцы дальнего экзоконтакта несут 20-57 г/т W; то же с молибденовой минерализацией – 48 г/т; рядовые молибденовые метасоматические руды – 31 г/т; богатые метасоматические руды – 11 г/т. В то же время W концентрируется в дальнем ореоле молибденового оруденения, по-видимому, заимствуясь из стратиформного вольфрама, рассеянного в палеозойских осадочных и вулканогенных породах Режевской структуры. В углисто-карбонат-хлоритовых сланцах, содержащих 10 % углистого вещества, южнее Южно-Шамейского месторождения отмечается до 0,1 % WO_3 . На южном фланге молибденового месторождения выявлено несколько шеелитовых штокверковых рудных зон мощностью от 5 до 22 м в пределах субмеридиональной полосы шириной в несколько сотен метров и протяженностью 600 м (рудопроявление «Партизанка»). Шеелит концентрируется в полевошпат-кварцевых, карбонат-кварцевых прожилках среди интенсивно биотитизированных (+эпидот, +кальцит) метабазитовых и метатерригенных зеленых сланцах. Среднее содержание WO_3 в них – 0,163 %. Вольфрамовое оруденение непосредственно примыкает к молибденовому, которое располагается над слепым южным погружением Малышевского массива. В пограничной зоне шеелит сочетается с молибденитом.

ЛИТЕРАТУРА

- Беус А.А., Диков Ю.П. Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования. М.: Недра, 1967. 160 с.
- Бороданов В.М., Левин В.Я., Мормиль С.И. Минералого-геохимические критерии рудоносности (вольфрамоносности) Малышевского комплекса гранитоидов (Урал) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1992. № 6. С. 39-46.
- Власов К.А., Кутукова Е.И. Изумрудные копи. М.: Наука, 1960. 251 с.
- Золотухин Ф.Ф. Мариинское (Малышевское) месторождение изумруда, Средний Урал, Асбест. Екатеринбург – Санкт-Петербург: Изд. СПбГУ, 1996. 70 с.
- Куприянова И.И. О генезисе Малышевского бериллий-изумрудного месторождения (Средний Урал, Россия) // Геол. рудн. месторождений. 2002. Т. 44. № 4. С. 314-330.
- Левин В.Я., Антонова Л.Г., Золоев К.К. и др. Геология и особенности рудогенеза Южно-Шамейского месторождения молибдена на Среднем Урале (Россия) // Геол. рудн. месторождений. 1995. Т. 37. № 6. С. 530-539.

Левин В.Я., Ласковенков А.Ф., Мормилъ С.И., Львов Б.К. Геология и минерагения редкометальных гранитных пегматитов Адуйского рудного поля // Геология и металлогения Урала. КИР по Свердловской обл. Свердловск, 2000. С. 108-151.

Смирнов В.Н., Иванов К.С., Ронкин Ю.Л. и др. Результаты К-Аг и Rb-Sr датирования Малышевского лейкогранитного массива (восточный склон Среднего Урала) // ДАН, 2005. Т. 405. № 1. С. 1-5.

Ферсман А.Е. Пегматиты. М.: АН СССР, 1940. 712 с.

Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. История и геодинамическая обстановка палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала (по результатам датирования цирконов) // Геотектоника, 2007. № 6. С. 52-77.