

Орловское танталовое месторождение

А.М.Гребенников

Орловское месторождение расположено в Центральной металлогенической провинции, редкометалльно-оловянно-вольфрамовом рудном поясе, выявленном С.С.Смирновым. В структурно-тектоническом плане находится в Средне-Ононском брахисинклинории Агинской зоны палеозоя. Возраст редкометалльных гранитов, с которыми генетически связаны танталоносные граниты кукульбейского интрузивного комплекса, верхнеюрский (J₃).

Разведочные работы начаты на Орловском танталовом месторождении в 1960 г. До 1962 г. проводились первоткрывателем-геологом Вадимом Александровичем Орловым, с 1962 по 1965 г. – А.М.Гребенниковым, В.И.Белых, В.В.Веселковым и др. Исследовательские и разведочные работы – изучение минерального состава редкометалльных руд Орловского месторождения – новой генетической альбитовой формации апогранитов с танталит-колумбитом и микролитом изучались А.А.Беусом, А.А.Ситниным, В.А.Орловым, Л.Н.Черник и геологами ЧГУ.

Хангилайское рудное поле

Орловское танталовое, Спокойнинское вольфрамовое месторождения и около 30 рудопроявлений вольфрама и олова расположены в Хангилайском редкометалльном рудном поле, в юго-западных отрогах Борщевочного хребта (рис. 1). Последнее относится к Этыкинской редкометалльной зоне, в которой, кроме перечисленных, находятся Мало-Кулиндинское, Этыкинское и Ачиканское танталовые месторождения (рис. 2). Эта зона прослеживается с востока на запад более чем на 200 км при ширине 12-25 км и на протяжении 105 км, от ст. Оловянной до Калангуя, трассируется широтной цепочкой не вскрытых эрозией интрузий, далее они фиксируются в районе Этыки.

Хангилайское рудное поле приурочено к узлу пересечения двух систем разрывных нарушений в метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных образованиях докембрия и нижнего мезозоя: северо-западной и близширотной. Зона разломов северо-западного простирания разделяет интенсивно дислоцированные песчаниково-сланцевые толщи верхнепротерозойской ононской свиты (они слагают восточную часть рудного поля) и сходные с ними по составу слабометаморфизованные отложения триасового возраста. Эти разломы совпадают с простиранием складчатых структур района хребта Хангилай-Шилы. Поперечные к складчатости более поздние разломы близширотного простирания представляют собой систему ступенчатых сбросов и взбросов. Они нарушают единство разновозрастных складчатых толщ.

Метаморфизованные породы верхнего протерозоя и триаса прорваны гранитами Хангилайского плутона кукульбейского (позднеюрского) интрузивного комп-

лекса, с которым и связано редкометалльное оруденение при общем "оловянном профиле киммерийского оруденения".

В пределах последнего всего в 8-10 км друг от друга локализованы два различных месторождения: Спокойнинское вольфрамовое кварцево-жильно-грейзенное и Орловское танталовое. Интрузивное тело вытянуто в близширотной зоне разломов на 4,5 км. На поверхности в виде трех разобщенных массивов обнажены главные куполы единого более крупного плутона, залегающего по геофизическим данным на глубине 0,5-1,0 км. Площадь Центрального, более эродированного Хангилайского массива 8 км², Восточного (Спокойнинского), Западного (Хуху-Челотуйского) – соответственно 0,9 и 1,7 км². Их ареал по данным гравиметрии составляет площадь 24x22 км (см. рис. 1). Вмещающие породы вблизи массивов пронизаны более ранними (догранитными) дайками лампрофиров и кварцевых альбититов, последние с оловянно-вольфрамовой, бериллисовой и наложенной редкометалльной минерализацией (Ta, Nb, Li). Калий-аргоновые датировки пород и минералов 22 проб гранитов, взятых В.В.Потапьевым (1971) из различных частей массивов Хангилайского плутона, дали разброс от 136 до 74 млн лет, подтвердив киммерийский возраст.

К середине 70-х гг. сформировалось убеждение, что граниты относятся в основном к одной и той же фазе позднеюрского кукульбейского комплекса, но к разным фациям в зависимости от состава слюд. От биотита к мусковиту и затем к литиевым слюдам, а также в зависимости от развитого типа рудоносных гранитоидов, как полагали, приводил единый процесс последовательного метасоматического изменения исходных биотитовых гранитов (Беус и др., 1962; Гинзбург, 1972; Черник и др., 1963; Гребенников, 1962, 1964, 1966, 1968; Дистлер, Шулик, 1966; Ефимов и др., 1989, 1992; Залашкова, 1969; Темников, 1972; Иванова, 1972; Сырицо, 1993 и др.). Отсюда – тенденция к рисовке геологических карт Центрального и Западного массивов таким образом, что в их ядрах показались неизменные или слабо измененные граниты, а по периферии – наиболее измененные (рис. 3).

Орловское танталовое месторождение приурочено к апикальной части Хуху-Челотуйского штока, расположенного в западной части Хангилайского гранитного массива (рис. 4).

Хуху-Челотуйский шток гранитоидов (площадь выхода на дневную поверхность 1,7 км²) прорывает вмещающие породы в западном крыле крупного антиклинария, ось которого ориентирована в северо-западном направлении.

Положение штока в пространстве контролируется пересечением тектонических зон восток-северо-восточного и северо-западного простираний (см. рис. 2).

Морфологически Хуху-Челотуйский шток пред-

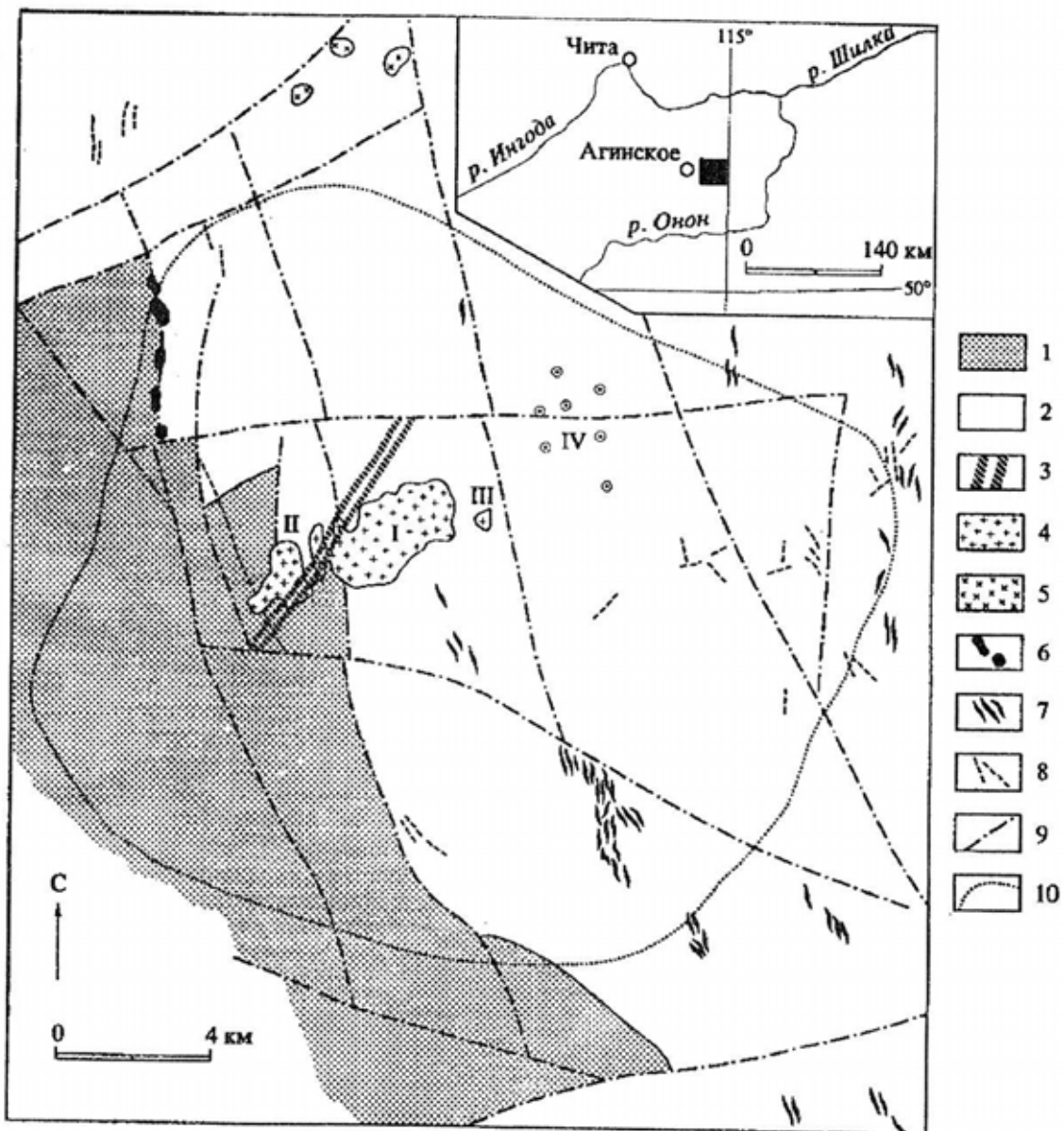


Рис. 1. Обзорная схема расположения Хангилайского плутона
(составлена по материалам А.М.Гребенникова, Ю.А.Зорина, М.А.Жуковского):

1 – песчано-сланцевые породы триаса; 2 – метаморфизованные песчаники, сланцы, эффузивы верхнего протерозоя; 3 – кайнозойские (?) дайки оливиновых диабазов; 4-6 – мезозойские фанеритовые интрузивы: 4 – граниты, 5 – гранодиориты, 6 – габбро-диориты, 7-8 – мезозойские порфиroidные дайки; 7 – гранит-порфиры; 8 – лампрофиры и диоритовые порфиры; 9 – разломы; 10 – контур скрытого гранитного плутона по гравиметрическим данным. I-IV – массивы и месторождения: I – Центральный массив, II – Западный массив (с ним связано месторождение тантала), III – Восточный массив (с ним связано месторождение вольфрама), IV – группа мелких месторождений и рудопроявлений вольфрама и олова. На врезке залитый квадрат – район исследований

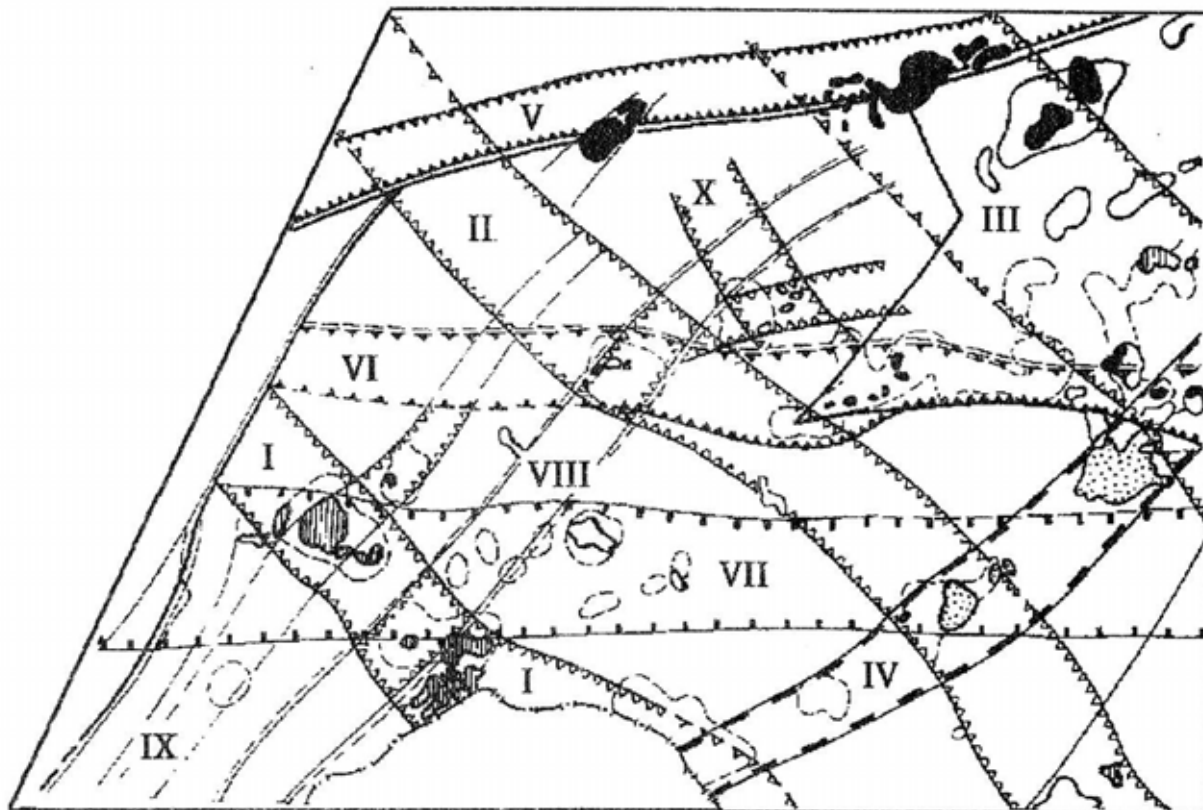
ставляет собой купол, имеющий почти горизонтальные контакты с вмещающими породами в центральной (апикальной) части и полого погружающиеся (0-30°) контакты в южной и западной частях штока. На северном и особенно восточном флангах контакты купола с вмещающими породами более крутые (37-55°).

Хуху-Челотуйский шток имеет четкое зональное строение, обусловленное закономерным расположением в плане и вертикальном разрезе (см. рис. 4, 5) различных разновидностей гранитных пород

от исходных биотитовых порфиroidных гранитов до метасоматически измененных, обогащенных танталом, лепидолит-амазонит-альбитовых гранитов (аногранитов, по классификации А.А.Беуса, 1962).

По петрографическим особенностям и минералогическому составу на Орловском месторождении выделяются следующие разновидности гранитоидов (табл. 1, 2, 3).

1. Биотитовые порфиroidные граниты.
2. Двуслюдяные среднезернистые порфиroid-



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 V 11

Рис. 2. Схема геохимической специализации основных тектономагматических зон и типы потенциально рудоносных фаз и фаций гранитоидов шахтаминского (J2-3) и кукульбейского (J3) интрузивных комплексов Восточного Забайкалья (составил: А.М.Гребенников (1965-1969 гг.). Зоны тектономагматической активизации по материалам В.Д.Огородникова, Л.А.Масполина, Н.Н.Чабана (1969 г.):

Ia – основные глубинные разломы – верхнеюрские; Iб – основные глубинные разломы – средневерхнеюрские; геохимически специализированные: 2 – на вольфрам; 3 – на олово; 4 – на тантал, ниобий, литий, олово; 5 – на золото, сурьму, ртуть, молибден и вольфрам (шеелит); 6 – пегматитоносные гранитные массивы и пегматиты с оловянной, литиевой, бериллиевой и тантало-ниобиевой минерализацией; 7 – вольфрамоносные гранитные массивы с бериллием, оловом и ниобием; 8 – оловоносные гранитные массивы с вольфрамом, литием и тантало-ниобатами; 9 – Шахтаминские (J2-3) гранитные массивы с золотомолибденовой и другой минерализацией; 10 – нескрытые гранитные массивы; I-X – зоны тектономагматической активизации: I – Саханайско-Дурулгуевская, II – Спокойнинско-Шерловогорская, III – Балейско-Дарасунская, IV – Адун-Челонская, V – Нижне-Ингодинская, VI – Этыкинская, VII – Шахтаминская, VIII – Дурулгуевско-Спокойнинская, IX – Саханайская, X – Хара-Шибирская

ные граниты, с шпирами и отдельными кристаллами амазонита и колумбита.

3. Порфиробластовые мусковит-микроклиновые и мусковит-альбитовые, иногда слабо амазонитизированные граниты, с колумбитом.

4. Среднезернистые амазонит-альбитовые граниты с мусковитом и неравномернозернистые амазонит-альбитовые граниты с мусковитом и лепидолитом (переходная разность), с колумбитом.

5а. Амазонит-альбитовые граниты с лепидолитом и редко колумбит-танталитом (на нижних горизонтах), редко с микролитом.

5б. Амазонит-альбитовые граниты с лепидолитом и топазом (в верхних апикальных эндоконтак-

товых горизонтах представляющие рудную залежь), с колумбит-танталитом и микролитом.

6. Лепидолит-альбитовые граниты с топазом и реликтами амазонита (наиболее богатая часть рудной залежи), с колумбит-танталитом и микролитом.

Незначительное распространение имеют трещинные метасоматические образования, представленные:

а) альбититами (догранитными и одновременными с вольфрамоносными гранитами Спокойнинского массива);

б) кварцевыми альбититами с касситеритом, вольфрамитом, бериллом и колумбит-танталитом,

иногда лепидолитизированными и приближающимися по составу к лепидолит-кварцевым альбититам;

в) топаз-лепидолитовыми грейзенами (кварц-альбитовыми) с колумбит-танталитом и микролитом;

г) лепидолит-кварц-топазовыми (спорадически с вольфрамитом) с колумбит-танталитом и микролитом;

д) кварц-мусковитовыми грейзенами (на II и III участках);

е) мелкозернистыми лепидолит-альбит-кварцевыми грейзенами приконтактной зоны с топазом и бериллом;

ж) амазонитовыми и кварц-амазонитовыми метасоматическими образованиями в верхней апикальной части залежи и нижней, маркирующей рудную залежь с лежачего бока;

з) прожилками позднего сахаровидного альбита,

ссущего все ранние интрузивно-метасоматические образования (см. рис. 5).

Жильные породы:

а) кварцевые жилы с амазонитом;

б) кварцевые жилы.

Все выделенные на месторождении гранитоиды имеют между собой постепенные переходы и представляют собой фациальные разновидности.

Биотитовые и двуслюдяные порфировидные граниты занимают центральную, наиболее эродированную часть участка месторождения.

По направлению от центра участка к контактам с вмещающими породами и от глубоких горизонтов к поверхности биотитовые и двуслюдяные граниты сменяются порфиробластовыми мусковит-микроклиновыми и мусковит-альбитовыми гранитами. На некоторых участках в последних проявлена слабая амазонитизация.

В отличие от биотитовых и двуслюдяных гранитов

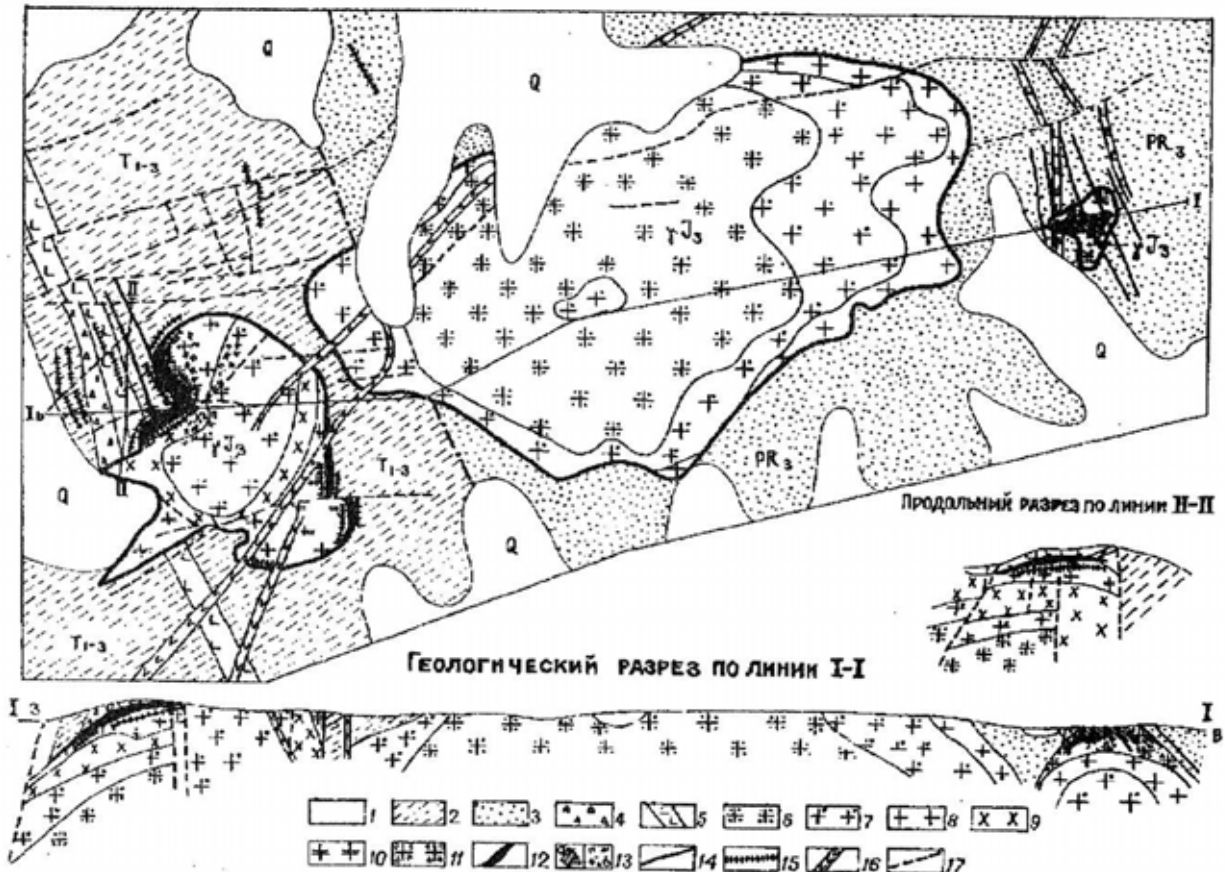


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Орловско-Спокойнинского рудного узла (составили: А.М.Гребенников, И.Н.Титов, В.И.Белых, А.Ц.Жаргалов, В.Н.Ванюков (1964):

1 - современные делювиальные отложения; 2 - толща песчаников, алевролитов, с прослоями метаэффузивов; 3 - толща песчаников и алевролитов; 4 - туфобрекчии; 5 - лампрофиры; 6 - биотитовые порфировидные граниты; 7 - двуслюдяные порфировидные граниты; 8 - мусковитовые граниты с вольфрамитом и бериллом; 9 - порфиробластовые мусковитовые граниты с колумбитом; 10 - амазонит-альбитовые граниты с лепидолитом, мусковитом и колумбит-танталитом (три переходные разновидности); 11 - мусковитовые грейзенизированные граниты с вольфрамитом и бериллом; 12 - лепидолит-альбитовые граниты с колумбит-танталитом и микролитом; 13 - грейзены: а - кварцево-мусковито-циннвальдитовые с вольфрамитом, б - лепидолит-циннвальдит-топазо-кварцевые с танталитом и микролитом; 14 - кварцевые альбититы (дайки) и кварцевые жилы; 15 - кварц-амазонитовые тела с оторочкой циннвальдита; 16 - дайки базальтовые; 17 - разломы, сбросы

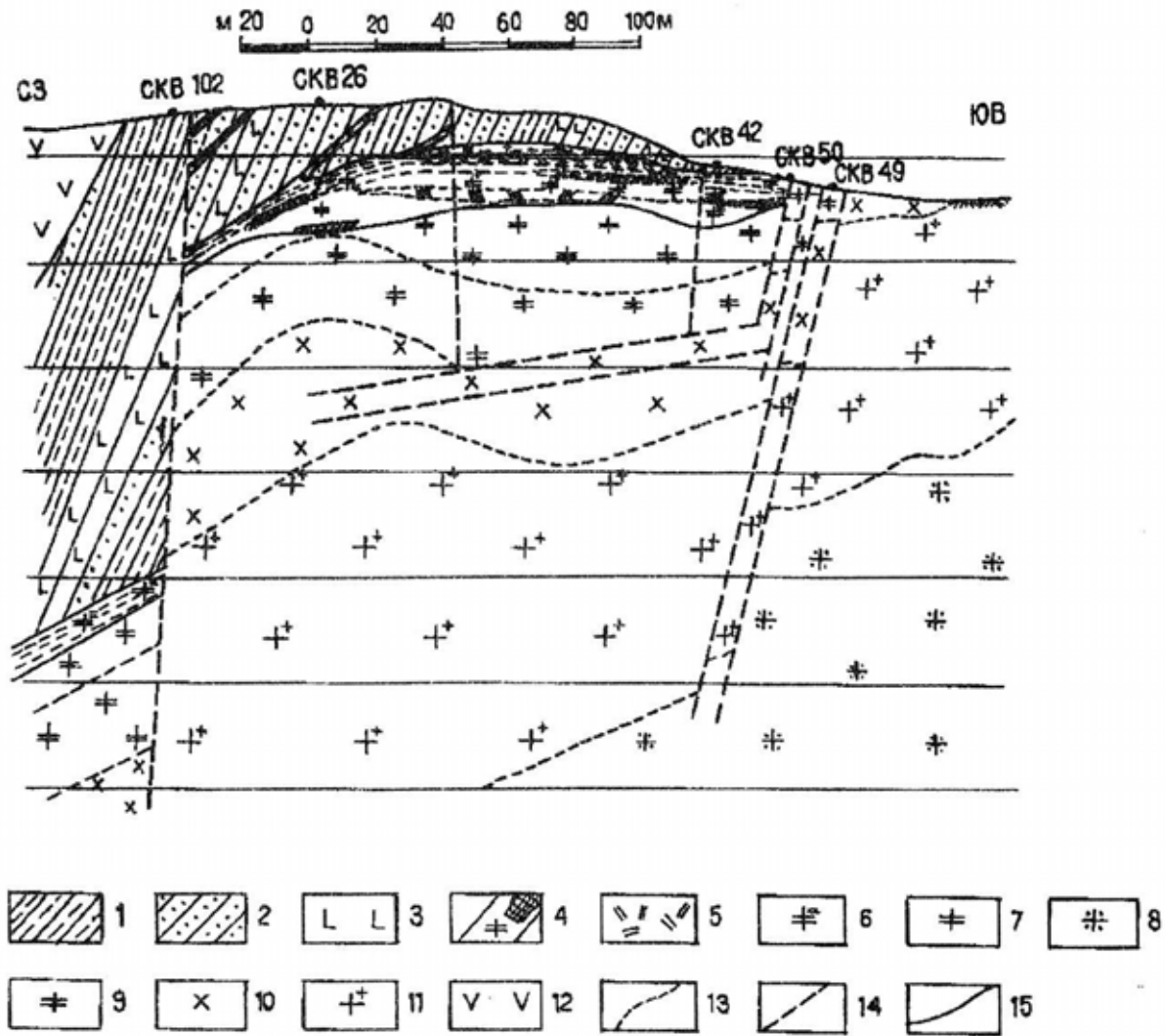


Рис. 4. Схематический геологический разрез по линии скважин N 102, 26, 42, 50, 49.

Вертикальная интрузивно-метасоматическая зональность:

1 – сланцы; 2 – песчаники; 3 – кварцевые порфиры; 4 – кварц-амазонитовые образования; 5 – лепидолит-топазо-кварцевые грейзены; 6 – лепидолит-альбитовые граниты с колумбит-танталитом и микролитом; 7 – амазонит-альбитовые граниты с лепидолитом и колумбит-танталитом; 8 – порфириновые биотитовые граниты; 9 – амазонит-альбитовые граниты с лепидолитом и мусковитом; 10 – порфиробластовые мусковитовые граниты (горошковые); 11 – двуслюдяные порфириновые граниты; 12 – лампрофиры; 13 – границы метасоматических фаций гранитов; 14 – линии тектонических нарушений; 15 – нижний контур рудной залежи

в них заметно увеличивается содержание флюорита до 400 г/т, отмечаются топаз, колумбит до 55-168 г/т, микролит до 4 г/т, сфалерит 2-96 г/т.

Порфиробластовые граниты к внешним частям купола переходят в неравномернозернистые амазонит-альбитовые граниты с мусковитом, а затем в амазонит-альбитовые граниты с лепидолитом. В этих породах умеренно возрастает количество амазонита и появляется лепидолит и топаз. Содержание последнего резко увеличивается от 5-7% на глубинах 20-50 м от контакта до 18-25% в зоне контакта (в лепидолит-кварц-топазовых грейзенах). Соответственно повышается концентрация колумбит-танталита от 55,2 до 320 г/т, микролина от 4,0 до 230 г/т и топаза от 160 до 50 000 г/т (см. табл. 2).

Содержания касситерита варьируют от единичных знаков до 166 г/т, вольфрамиты - от знаков до 41-300 г/т. Заметно убывает количество флюорита до знаков в промышленной рудной залежи. Промышленное танталовое оруднение локализуется в эндоконтактовой зоне метасоматически измененных гранитов, сложенной лепидолит-альбитовыми и амазонит-альбитовыми гранитами и залегающей непосредственно под кровлей песчано-сланцевых пород нижнего триаса (см. рис. 3, табл. 2, 3). Следует отметить, что наиболее высокие концентрации тантала в рудной зоне наблюдаются в участках пологого контакта купола с вмещающими породами. Каждый метасоматической зоне соответствует определенные уровни содержаний тантала. В местах кру-

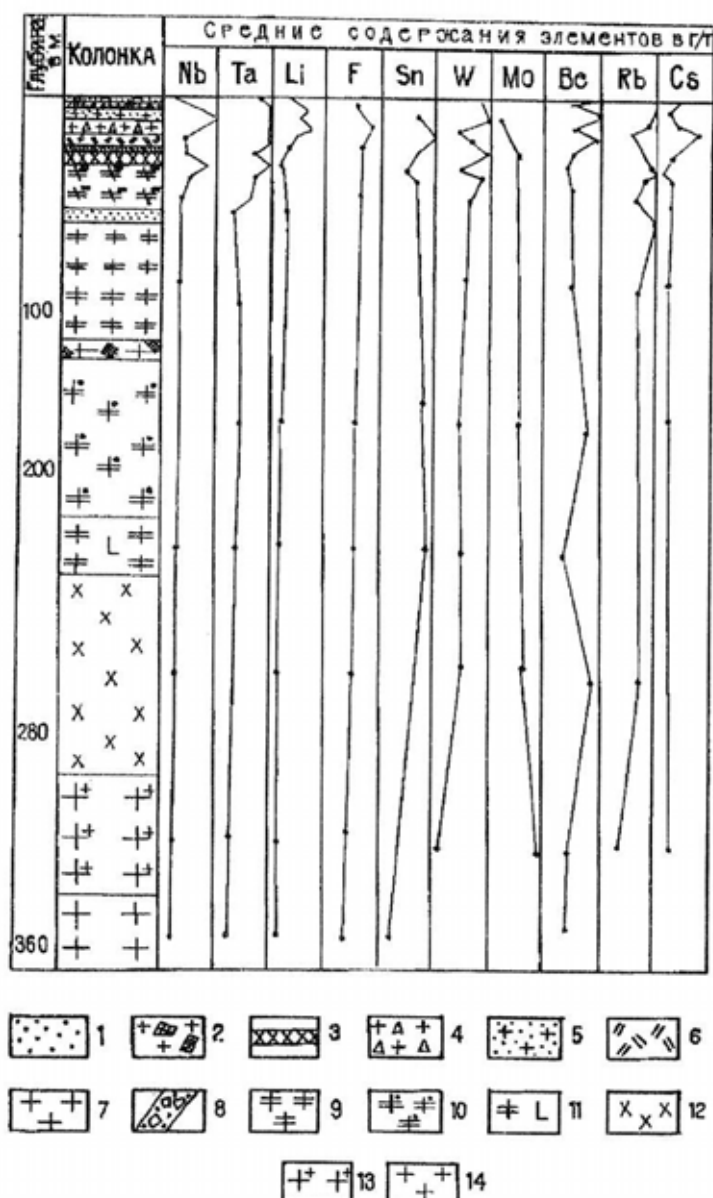


Рис. 5. Вертикальная геохимическая зональность литий-фтористых танталосодержащих апогранитов (метасоматическая колонка месторождений альбитовой формации):

1 - альбититы с лепидолитом с Ta и Sn; 2 - кварц-амазонитовые образования интрузивно-метасоматические с оторочкой циннвальдит-та; 3 - амазонитовые микропрожилки с танталитом; 4 - брекчи альбититов с Sn; 5 - кварцевые альбититы с Ta, Sn, W, Be; 6 - лепидолит-циннвальдит-кварцевые грейзены с топазом; 7 - лепидолит-альбититовые апограниты с топазом; 8 - кварц-берилл-альбит-лепидолитовый метасоматит (приконтактная оторочка); 9 - амазонит-альбитовые с лепидолитом; 10 - амазонит-альбитовые с лепидолитом и мусковитом; 11 - амазонит-альбитовые с мусковитом; 12 - порфириобластовые мусковитовые апограниты с амазонитом (горошковые); 13 - двуслюдяные порфириовидные граниты с шпирами амазонита; 14 - порфириовидные биотитовые граниты

того погружения существенной концентрации тантала в метасоматически измененных гранитах не отмечается. В двуслюдяных гранитах центральной части штока содержания тантала не превышают 0,005%.

Всего на месторождении выделяются три рудных участка, располагающихся в эндоконтактовых частях Хуху-Челотуйского штока. Первый, наиболее перспективный, участок располагается в запад-

ной части штока, второй и третий находятся соответственно в южной и восточной частях.

Амазонит-альбитовые с лепидолитом граниты локализованы в апикальных эндоконтактовых частях штока. В направлении же к контакту наблюдается убывание амазонита и увеличение количества лепидолита и топаза. Описываемая порода сменяется лепидолит-альбитовыми гранитами.

При переходе амазонит-альбитовых гранитов в

Таблица 1

Химический состав потенциально рудоносных на тантал, литий гранитов и грейзенов, %

Компоненты	Порфиroidные биотитовые граниты (слабо микроклинизированные)	Алограниты	Грейзены
		Лепидолит-альбитовые и амазонит-альбитовые с лепидолитом, колумбит-танталитом и микролитом	Лепидолит-топазово-кварцевые с лепидолитом, колумбит-танталитом и микролитом
SiO ₂	71,46	70,74	66,15
TiO ₂	0,19-0,23	0,01	-
Al ₂ O ₃	13,62	16,80	19,52
Fe ₂ O ₃	0,71	0,50	0,16
FeO	1,33	0,94	0,94
MnO	0,016	0,14	1,25
MgO	0,51	0,20	0,20
CaO	0,45	0,57	0,26
Na ₂ O	4,15	5,93	4,94
K ₂ O	5,0	3,83	3,48
P ₂ O ₅	0,04	0,047	-
Li ₂ O	0,03	0,08-0,17	0,1-0,19
F	0,27	0,7	0,93
Число анализов	10	23	15

существенно лепидолит-альбитовые грейзены на границе этих зон отмечается развитие маломощных амазонитовых прожилков.

В плане неравномернозернистые амазонит-альбитовые граниты с лепидолитом и танталитом образуют вторую эндоконтактовую зону видимой мощностью свыше 150-200 м. По скважинам мощность варьирует от 20 до 140 м и достигает максимума (свыше 100 м) преимущественно под горизонтальной кровлей гранитного штока в центральной части массива и на северном фланге. В участках крутого контакта она уменьшается до 20-30 м.

Макроскопически амазонит-альбитовые граниты с лепидолитом представляют собой неравномернозернистую породу светло-голубого и слегка зеленоватого облика. Состав породы, в зависимости от степени ее замещения, непостоянен.

Породообразующими минералами описываемых гранитов являются микроклин-амазонит (30-40%),

альбит (30-55%), кварц (20-35% и выше), лепидолит (7-15%). Характерные рудные минералы – колумбит-танталит и микролит. Из аксессуарных встречаются касситерит, гюбнерит, монацит, топаз и в подчиненном количестве флюорит. Сульфиды представлены сфалеритом, пиритом, висмутином и реже галенитом и молибденитом.

Все породообразующие минералы породы характеризуются метасоматическими взаимоотношениями. Лишь в отдельных шлифах (скважины № 26 и 73) встречаются олигоклаз-альбит и реже мусковит.

Альбит преимущественно № 5-7 в виде мелких кристаллов призматической формы является одним из поздних минералов и замещает микроклин. Более ранняя генерация альбита отмечается сравнительно редко.

Микроклин I генерации, образованный, видимо, по альбит-олигоклазу, установлен в виде реликтов в рассматриваемой породе. Микроклиновая решетка

Средние содержания рудных минералов в метасоматически измененных гранитах, альбититах и топазовых грейзенах Орловского танталового месторождения ряда альбитовой формации. I рудный участок (1962-1969)

Граниты	Содержание, г/т				
	Монацит	Касситерит	Вольфрамит	Колумбит-танталит	Микролит
Лепидолит-альбитовые	29,1	29,0	34,0	246	112
Лепидолит-альбитовые граниты с кварц-амазонитовыми грейзенами	34,0	59,3	315	415	146
Амазонит-альбитовые граниты с лепидолитом	39,0	32,6	74,0	180	33
Кварц-амазонитовые метасоматические образования с топазом	42,7	360	270	197	13
Мелкозернистые альбититы с мусковитом	7,0	246,0	27,0	139	31
Кварц-топаз-лепидолитовые грейзены	131	237	96,0	1115	167
Лепидолит-топаз-альбитовые грейзены с бериллом	25	25,0	408,2	320	230
Кварц-топазовые грейзены	50	7,6	50	60	-
Альбититы в зоне лепидолит-альбитовых гранитов и кварца с амазонитом	30,8	26,2	349	173	322
Альбититы	59	0,4	135	87	4,0
Порфиробластовые мусковитовые граниты с амазонитом	50	150	94	168	4,0

обычно выражена слабо. Микроклин I генерации совместно с альбитом I наблюдается в виде пойкилитовых включений в микроклине II генерации. Микроклин II генерации с четкой микроклиновой решеткой образует более крупные зерна.

Кварц выполняет все промежутки между зернами калишпата и альбита. Кварц содержит многочисленные пойкилитовые включения альбита, ориентированные по круговым зонам. В то же время по периферии зерен он замещается альбитом.

Лепидолит-литиевая серебристая слюда в этих гранитах содержится в количестве 5-15%, достигая максимума в апикальной эндоконтактной части. Лепидолит образует розетковидные агрегаты и саблевидные чешуйки, обычно ориентированные струйчато и приуроченные к мелким трещинам. Размер чешуек лепидолита достигает 2х3 мм, при-

давая общий серебристый фон лепидолит-альбитовым гранитам и лепидолит-топазовым грейзенам.

Лепидолит частично развивается по мусковиту, что отчетливо фиксируется на глубоких горизонтах, но в большинстве случаев в этой зоне он является новообразованным. По отношению к альбиту и топазу лепидолит является более поздним минералом. Отмечается пересечение зерен этих минералов лейстами лепидолита. Лепидолит является типоморфным минералом описываемых гранитов. В ассоциации с ним установлены повышенные концентрации колумбит-танталита и микролита.

Мусковит отмечается в виде мелких реликтов и представлен пластинами, интенсивно корродированными лепидолитом, альбитом и микроклином.

Топаз корродируется поздним альбитом, и в свою очередь содержит мелкие квадратной формы

Зональное распределение редких элементов в метасоматически измененных гранитах Орловского танталового месторождения, г/т

Название массива, гранитов	Число определений	Nb	Ta	$\frac{Nb}{Ta}$	Li	F, %
Хуху-Челотуйский						
Порфиroidные биотитовые	10	28	16	1,75	186,2	0,27
Двуслюдяные (ядро штока)	126	35,7	40,05	0,89	504	0,38
Двуслюдяные (ниже рудной зоны)	52	45,5	40,0	1,14	363	0,17
Порфиробластовые с амазонитом и мусковитом	270	56	40,0	1,4	521,2	0,53
Амазонит-альбитовые с мусковитом и лепидолитом	178	56	76,1	0,74	465,4	0,58
Амазонит-альбитовые с лепидолитом	230	56	96,1	0,58	1163	-
Лепидолит-альбитовые (валовая проба ОМ-3 – 300 т)	1	49	120	0,41	1396	1,41
Лепидолит-альбитовые	536	77	137	0,56	1233	0,70
Альбит-лепидолит-кварцевые грейзены с бериллом (приконтактовая зона)	15	1536	1238	1,2	3812	0,98
Кварцевые альбититы с лепидолитом, бериллом и касситеритом	3 26	119 1351	200,2 1410	0,59 >1,0	5632 3812	0,71 -

включения флюорита. При умеренных его содержаниях 1,5-5,0% с ним связаны повышенные концентрации колумбит-танталита и микролита в ассоциации с лепидолитом; с увеличением содержаний топаза до 12-18% резко убывают содержания танталита до 60 г/т в кварц-топазовых грейзенах.

На отдельных интервалах, особенно в верхней приконтактовой части, концентрация топаза повышается до 5-10% и выше, на глубоких горизонтах он встречается лишь в виде единичных кристаллов.

Лепидолит-альбитовые граниты слагают самую внешнюю приконтактовую наиболее продуктивную зону штока. Мощность лепидолит-альбитовых гранитов непостоянна и зависит от морфологии штока и характера экранирующей поверхности: в куполовидной, почти горизонтальной части штока она максимальна и достигает 25-40 м, а на флангах плетено убывает до 10-15 м (см. рис. 5).

При более крутом залегании рудной залежи (25-55°) они встречаются в виде отдельных небольших пятен среди амазонит-альбитовых гранитов.

Лепидолит-альбитовые граниты представляют собой наиболее измененную породу, в которой мак-

симальное развитие получили заключительные стадии метасоматоза, в том числе и лепидолитизация. Лепидолит образуется почти по всем минералам. Его содержание резко увеличивается в сторону апикальных частей и непосредственно у контакта, где фиксируется сплошная оторочка крупночешуйчатого лепидолита серебристо-серого и сиренево-розового цвета. Здесь же развиваются маломощные лепидолит-топазо-кварцевые грейзены с обильными в виде сыпи кристаллами колумбит-танталита и микролита, а по протяженным тектоническим зонам или на их пересечениях – грейзены с юбнеритом, касситеритом и реже колумбит-танталитом.

Макроскопически порода среднезернистая, лейкократового облика, с обильным содержанием серебристо-серого крупночешуйчатого сабельного и розетковидного лепидолита с реликтами и фенокристаллами амазонита.

Породообразующими минералами описываемых гранитов являются, %: лепидолит – 15-25, кварц – 20-25, альбит – 25-50, альбит-олигоклаз – 4, микроклин-амазонит – 5-10, топаз – 5-10.

Рудные минералы представлены микролитом и

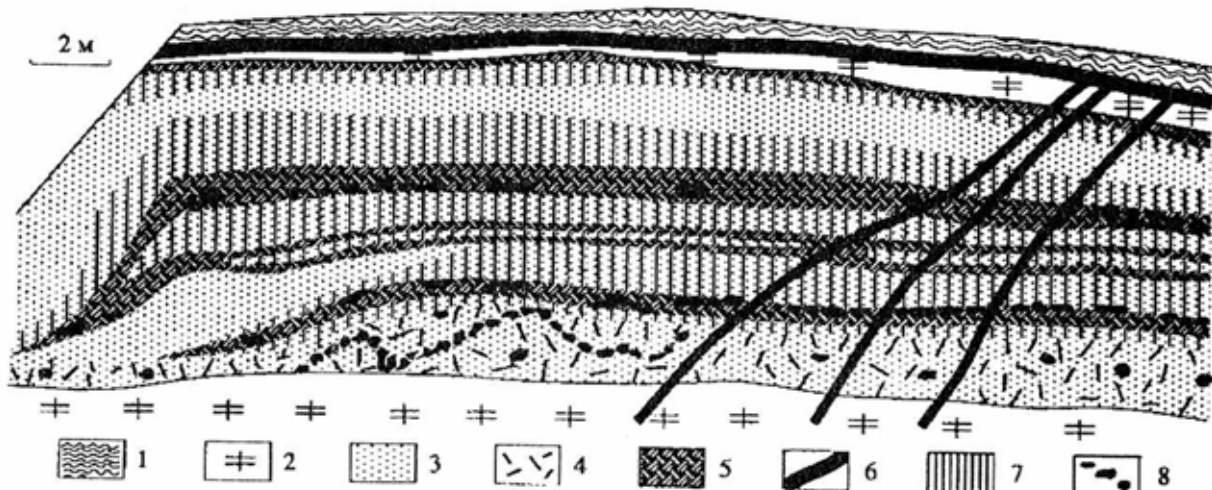


Рис. 6. Взаимоотношение минерализованных пород в одном из апикальных участков массива редкометалльных литий-фтористых гранитов (Орловское месторождение, горизонт 1000/1100. Зарисовка А.М.Гребенникова):

1 - ороговикованные песчаники и алевролиты; 2 - среднезернистые лепидолит-альбитовые граниты с топазом, колумбит-танталитом, микролитом; 3 - мелкозернистые мусковитизированные кварцевые альбиты (микрограниты, по С.М.Бескину) с колумбит-танталитом, микролитом, касситеритом, вольфрамитом, бериллом; 4 - лепидолит-топаз-альбитовые грейзены с колумбит-танталитом, микролитом, касситеритом, бериллом; 5 - кварц-леpidолитовые грейзены с топазом, колумбит-танталитом, микролитом, касситеритом, бериллом; 6 - тонкозернистые альбиты (и альбитовые аплиты, по С.М.Бескину) с колумбит-танталитом, микролитом, касситеритом; 7 - крупнокристаллические кварц-амазонитовые образования; 8 - скопления кристаллов берилла в кварц-леpidолитовой (мусковитовой) оторочке

колумбит-танталитом. Из аксессуарных присутствуют монацит, гранат, флюорит, торит, эпидот, вольфрамит, касситерит и рутил.

С интенсивно проявленной лепидолитизацией развивается микролит, с альбитизацией II-III - колумбит-танталит.

Минералогический состав лепидолит-альбитовых гранитов непостоянен и прежде всего по содержанию лепидолита, амазонита, топаза, колумбит-танталита и микролита. Эта разновидность гранитов отличается наиболее высокими содержаниями тантала (в среднем 0,168-0,0173% Ta_2O_5 , определяющего практическую ценность месторождения (рис. 6).

Лепидолит-альбитовые граниты отличаются от амазонит-альбитовых присутствием большого количества лепидолита. При этом лепидолит в этой породе преимущественно поздний, вновь образованный. Лепидолит развивается по тонким трещинам в альбите и особенно в кварце и топазе. В пластинках лепидолита наблюдаются микровключения в виде тонкой сыпи кристаллов колумбит-танталита и микролита, иногда касситерита. Особенно тесная генетическая связь лепидолита отмечается с микролитом. Нередко в крупных чешуйках лепидолита встречаются более крупные кристаллы колумбит-танталита.

Колумбит-танталит встречается в более значительных количествах, чем в амазонит-альбитовых гранитах (до 237 г/т). Он распределен в породе в виде равномерной мелкой вкрапленности либо образует скопления в виде гнезд размером до 2x5 см. Наиболее частая вкрапленность кристаллов колумбит-танталита наблюдается по альбиту, лепидолиту и

микропрожилкам амазонита мощностью до 0,5 см, в которых насчитывается до 25-50 его зерен на площади в 1 см².

Метасоматические изменения в танталосных гранитах в начальных стадиях происходят в условиях щелочной среды при преобладании калия над натрием, что способствует подвижности тантала, ниобия, олова и лития и выпадению их в условиях понижающейся щелочности растворов и их нейтрализации на поздних этапах, сопровождающейся выпадением основной массы высокоглиноземистых породообразующих минералов: топаза и слюды при общем преобладании натрия над калием. В этом случае пересыщенность глиноземом, входящим в слюды, ограничивает вхождение в них тантала и ниобия и тем самым способствует кристаллизации собственных редкометалльных минералов: первоначально колумбита, затем танталита и на заключительных стадиях метасоматоза - микролита.

Увеличение в составе мусковита и лепидолита поздних этапов содержания фтора и лития по сравнению с магматическим биотитом также является благоприятным фактором, способствующим отложению танталониобатов, как и интенсивный вынос железа и титана на ранних стадиях метасоматоза. Несомненно, что геохимическая специализация исходных гранитоидов предопределяет ту или иную ветвь постмагматического замещения, последняя усиливает свойственную каждому типу потенциальную их рудоносность (см. табл. 3). Это достаточно отчетливо устанавливается в танталосных апогранитах, где накопление тантала по отношению к исходным порфиридовым биотитовым гранитам увеличивается в 16-34 раза; лития - в 35, олова - в 30 раз.

Средние содержания элементов-примесей в биотитах, мусковитах и лепидолитах в гранитах Хуху-Челотуйского штока. Орловское танталовое месторождение

Слюда	Число анализов	F, %	Содержание, г/т							
			Li	Rb	Cs	Ta	Nb	Sn	W	Be
Биотит	20	5,77	3485	3139	293	115,6	362	283	27,0	26,5
	5	5,64	2602	1556	376	283,0	434	297	39,6	24,3
Мусковит	106	3,39	4622	4388	236	96,0	240	308	53,0	22,0
Лепидолит	30	6,70	19451	8204	263	26,8	57	233	96,0	57,5

Таким образом, и в танталоносных гранитах четко проявлены особенности первичных пород, которые определяют дальнейший характер метасоматических процессов и образование танталовых рудных месторождений. Ниже рассматриваются некоторые особенности строения Орловского месторождения, более подробное описание которого приведено ранее (Залашкова, 1963; Гребенников и др., 1962; 1964).

Танталит и танталит-колумбит образуют мелкие кристаллики размером 0,1-1 мм, микролит медово-желтый, в виде октаэдрических кристаллов размером 0,1 мм и менее, тесно ассоциируют с лепидолитом и топазом. Появление микролита сопровождается обильной вкрапленностью серебристо-сиреневого лепидолита 7-15%, мелкокристаллического прозрачного топаза 0,2-5,0%, иногда с касситеритом.

Распределение ведущих рудных минералов колумбит-танталита и микролита на месторождении неравномерное: на нижних горизонтах оно низкое равномерное - от 0,005-0,007% пятиоксида тантала и до 0,008-0,01% пятиоксида ниобия с низким отношением пятиоксида тантала к пятиокиси ниобия, равным 0,62 (порфириобластовые граниты с амазонитом и мусковитом). К верхним апикальным частям уменьшается содержание флюорита и увеличивается количество топаза и лепидолита, появляется микролит с содержанием тантала до 56-72% (см. табл. 2).

Колумбит-танталит и микролит в амазонит-альбитовых апогранитах с лепидолитом и особенно в лепидолит-альбитовых апогранитах и лепидолит-топазовых грейзенах достигает промышленных концентраций. Распределение редкометалльных минералов неравномерное, но в пределах каждой метасоматической разности оно более или менее устойчивое, и отличается от каждой последующей разности не только содержанием, но прежде всего иным отношением пятиоксида тантала к пятиокиси ниобия. В амазонит-альбитовых апогранитах оно равно 1,5-1,7; в лепидолит-альбитовых апогранитах 1,8-2,0; в лепидолит-топазовых грейзенах достигает 3,0. Высокое

танталовое отношение, типичное для микролит-колумбит-танталитовой (амазонит-альбит-лепидолитовой) минеральной ассоциации, обусловлено выпадением микролита на заключительной стадии позднего образования альбита, лепидолита, топаза и микроклина. Микролит составляет 20-25% от массовых количеств всех танталониобатов, а в балансе же содержаний пятиоксида тантала на его долю приходится около 40-45% пятиоксида тантала рудной залежи.

Из всех апогранитовых, пегматитовых и грейзеновых танталовых формаций микролит-колумбит-танталитовая (амазонит-альбит-лепидолитовая) минеральная ассоциация наиболее продуктивная и, как указывалось ранее, имеет промышленное значение. В первичных биотитовых порфириовидных гранитах содержания аксессуарных редких элементов значительно более низкие. Для них характерна ильменит-монацитовая минеральная ассоциация с (типоморфными) анатазом и радиоактивным цирконом (см. табл. 2).

При метасоматозе тантал высвобождается из титаносодержащих минералов и биотита. Первоначальное высвобождение и вынос тантала, ниобия, олова и лития частично происходят на ранней стадии кислотного выщелачивания, при мусковитизации биотита; новообразованные двуслюдяные граниты являются зонами экстракции рудного вещества. Не исключается и привнос редких элементов по стаматическим растворами. На ранней же стадии альбитизации происходит их выпадение, преимущественно (концентрация) минералов первых генераций.

При дальнейшем уменьшении кислотности в процессе послегрейзеновского метасоматоза вследствие выпадения топаза происходит формирование литиевых слюд и наиболее интенсивное накопление новообразованных рудных минералов.

С.М.Бескин (1979)*, В.В.Матиас (1983), В.И.Коваленко (1977)* и ряд других исследователей придерживаются иной точки зрения на формирова-

* От редколлегии: С.М.Бескин и В.И.Коваленко рассматривают танталоносные граниты Орловского месторождения как магматические образования.

ние танталового оруденения на Орловском месторождении. Они считают, что в верхней части купола редкометалльных микроклин-альбитовых гранитов присутствует большое количество ксенолитов из предшествующих гранит-порфиров и микрогранитов (некоторые считают их "онгонитами"). Эти ксенолиты, преобразуясь в "альбититы", пегматоидные породы и грейзены, образуют толщи из чередующихся слоев грейзенов, альбититов и "пегматитов", с довольно выдержанными в целом содержаниями Ta_2O_5 и оптимальными технологическими свойствами, хотя отдельные прослои обладают и разными содержаниями Ta_2O_5 и разными технологическими показателями.

Таким образом, эти авторы, в целом признавая наличие зон с пестрым составом пород, дают ему другое генетическое обоснование и не рассматривают возможности наличия вертикальных корней оруденения.

Изучение минералогии и технологии обогащения руд Орловского месторождения с 70-х гг. по 1985 г. проводили научные работники ВИМСа под руководством А.И.Гинзбурга, В.В.Матиаса и И.В.Шестаковой. С 1985 г. по настоящее время (1995 г.) работы продолжила группа геолого-технологического картирования руд при Орловском ГОКе в составе: А.М.Гребенникова, С.Б.Жаповой, Е.В.Грибовой, В.И.Проскураковой, Л.И.Федоровой, С.Ж.Балдановой, Е.А.Суворовой, Т.И.Забелиной, Г.В.Горчаковой, Г.А.Дедюхиной, Н.Л.Костюк.

Вклад в изучение петрологии, минералогии и геохимии редкометалльных гранитов Забайкалья и Орловского месторождения своими исследованиями внесли: А.А.Беус, Э.А.Северов, А.А.Ситнин (1962), С.М.Бескин и др. (1979, 1994), А.И.Гинзбург (1972), В.Ф.Ефимов и др. (1989, 1992), Н.Е.Залашкова (1969, 1977), В.И.Коваленко (1977), П.В.Коваль (1975), В.Д.Козлов (1977), В.В.Матиас, И.В.Шестакова, М.Ю.Поваренных (1983, 1984), Л.Ф.Сырицо (1965, 1993), Л.В.Таусон (1977), Л.Н.Черник (1965).

Литература

- Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б. Редкометалльные гранитоидные формации. – Л.: Недра, 1979. – 280 с.
- Бескин С.М., Гребенников А.М., Матиас В.В. Хангилайский гранитный плутон и связанное с ним Орловское месторождение тантала в Забайкалье // Петрология. – 1994. – Т.2. – № 1. – С. 68-87.
- Беус А.А., Северов Э.А., Субботин К.Д., Ситнин А.А. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 196 с.
- Гинзбург А.И. Проблемы редкометалльных гранитов // Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. – М.: Недра, 1972. – С. 7-27.
- Гребенников А.М. Вольфрамонасные, танталонасные и ниобийфторонасные типы гранитоидов и сопровождающие их продуктивные формации на примере Забайкалья // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. – Л.: ЛГУ, 1971. – С. 51-59.
- Гребенников А.М. Потенциальная рудоносность неизмененных гранитоидов и апогранитов на примере массивов кукульбейского интрузивного комплекса (Восточное Забайкалье) // Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. – Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1971. – Ч.2. – С. 177-188.
- Гребенников А.М., Шеломенцев И.Г. Обзор месторождений и рудопроявлений тантала на территории Читинской области с элементами прогноза (сводка на 01.10.62 г.). – Фонды ЧГУ, 1963.
- Гребенников А.М., Гайворонский Б.А., Бельх В.И. Геологический отчет по Орловскому танталовому месторождению с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.64 г. Орловская геолого-разведочная партия 1960-1964. – Фонды ЧГУ, 1964.
- Гребенников А.М., Арова А.А., Зуб А.М. Обобщение геологических материалов по танталу Читинской области с целью выделения объектов оценочных работ: Отчет Прогнозной партии по теме 56. – Фонды ЧГУ, 1973.
- Дистлер В.В., Шулик Л.С. Распределение редких элементов в вольфрамитах редкометалльного узла // Очерки геохимии эндогенных процессов. – М.: Наука, 1966. – С. 52-64.
- Ефимов В.Ф., Акелин А.Н., Гребенников А.М. Петрографо-геохимические критерии локального прогноза танталосодержащих гранитов щелочно-земельного ряда // Прогнозирование, поиски и оценка редкометалльных месторождений. – М.: ИМГРЭ ВИМС, 1989. – С. 78-94.
- Ефимов В.Ф., Филиппова Ю.И., Акелин Н.А., Гребенников А.М., Голубенко О.Б. Критерии прогноза, поисков и перспективной оценки месторождений редкометалльных гранитов щелочно-земельного ряда (методические рекомендации). – М.: ИМГРЭ, 1992. – С. 1-87.
- Залашкова Н.Е. Зональность метасоматически измененных танталонасных гранитов (апогранитов) // Минералого-геохимические и генетические особенности редкометалльных апогранитов. – М.: Наука, 1969. – С. 5-29.
- Залашкова Н.Е., Герасимовский В.В., Гребенников А.М. Распределение редких щелочных элементов в слодах мезозойских гранитоидов Забайкалья // Прикладная геохимия и минералогия. – М.: ИМГРЭ, 1977. – С. 30-44.
- Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитов. – Новосибирск: Наука, 1977. – 205 с.
- Коваль П.В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. – Новосибирск: Наука, 1975. – 250 с.
- Козлов В.Д., Свядковская Л.Н. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1977. – 270 с.
- Коптев-Дюриков В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1952. – № 4. – С. 70-89.
- Матиас В.В., Поваренных М.Ю., Арифмамедова М.М., Дорохова Г.И. Особенности кристалломорфологии пироклор-микрولита и колумбит-танталита из редкометалльных гранитов Восточной Сибири // Минерал. сб. Львов. гос. ун-та. – 1984. – Т.38, № 2. – С. 55-62.
- Матиас В.В., Шестакова И.В. Минералого-технологическое картирование рудных танталовых объектов // Минералогия рудных месторождений. – М.: Наука, 1983. – С. 143-151.
- Павленко А.С., Сяо Чжун-Ян, Морозов Л.Н. Сравнительная геохимическая характеристика гранитоидов с аксессуарными тантало-ниобатами // Геохимия. – 1960. – № 2. – С. 104-149.
- Потапов В.В. Внутреннее строение и рудоносность мезозойского гранитного массива // Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. – Новосибирск: Наука, 1971. – С. 5-88.
- Снижевская Н.В., Гребенников А.М., Ситников Ю.З. и др. Комплекс проведенных геофизических и геохимических поисковых работ на вольфрам и редкие металлы м-ба 1:10 000 на площади Орловско-Спокойнинского рудного узла с разбуриванием аномалий скважинами колонкового бурения за период с 1975-1979. – Фонды ЧГУ, 1979.
- Сырицо Л.Ф. Геохимические аспекты зональности массивов редкометалльных гранитов // Зап. Всерос. минерал. о-ва. – 1993. – Т.122, № 2. – С. 35-55.
- Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1977. – 279 с.
- Темников Ю.И. Структурные особенности редкометалльных гранитных массивов Восточной Сибири. – М.: Недра, 1972. – 153 с.