

И. Г. АРГАМАКОВ, С. Д. ЗЮЗЬ, Г. Б. МЕЛЕНТЬЕВ,
В. К. РЕМЕЗ, Г. А. ЧЕРЕШИВСКАЯ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПОЛЛУЦИТСОДЕРЖАЩИХ ПЕГМАТИТАХ КАЗАХСТАНА

(Представлено академиком Н. В. Беловым 22 VI 1973)

В 1972 г. авторами были получены новые данные о месте, формах и условиях локализации поллуцитового оруденения в одном из редкометалльных пегматитовых полей Казахстана. Эти данные, наряду с (¹⁻⁵), открывают принципиально новые возможности выявления поллуцитового оруденения в пределах редкометалльных пегматитовых полей, различающихся своей морфологией и ведущей минералого-геохимической специализацией.

Впервые в Казахстане поллуцит был обнаружен в 1946 г. А. И. Гинзбургом и описан (^{6, 7}) в раздувах полизональных пегматитовых жил микроклин-альбитового типа со сподуменом, лепидолитом и цветными турмалинами — эльбаитами в центральных редкометалльных зонах. Подобные пегматитовые тела являются традиционным источником поллуцитового и сопутствующего ему комплексного редкометалльного сырья (Берник Лейк в Канаде, Бикита в Южной Родезии, Коктогай в КНР и т. д.). Рассматриваемое пегматитовое поле представляет собой субмеридиональную узкую жильную зону длиной более 3,5 км, локализованную в эндоконтакте гранитного купола, с общим падением на запад под углами 50—75° и наличием «стержневых», наиболее крупных жил плитообразной формы (до 1,5—2,5 км длиной и 20 м по мощности), которые сопровождаются многочисленными субпараллельными (по простиранию и падению) более мелкими жилами и апофизами, не пересекающимися друг с другом.

Типизация жил по преобладающим породообразующим минералам и морфометрический анализ свидетельствуют о том, что в пределах наиболее эродированных участков поля, и в частности со стороны его восточного, лежачего бока, преимущественно обнажены выходы лейкократовых гранитов, аплитов, безрудных и бериллсодержащих пегматитов. Редкометалльные жилы в основном приурочены к наименее эродированным участкам поля, и в частности к его западному, висячему боку. При этом в южной и средней части поля преобладают пегматиты микроклин-сподумен-альбитового типа с ведущим оловянно-литиевым оруденением (до морфометрического уровня 1100 м), а на северном фланге — пегматиты альбитового типа с ведущим оловянно-танталовым оруденением и спорадической литиевой минерализацией (на уровне 1150—1200 м). В виде ответвления (апофизы) со стороны висячего бока одной из альбитовых жил северного фланга поля, в участке его выклинивания, вскрыта поллуцитсодержащая жила необычного состава и облика (рис. 1).

Основной объем вскрытой части жилы выполнен двумя крупнокристаллическими минеральными комплексами: кварц-сподумен-альбитовым и кварц-микроклин-альбитовым (см. рис. 1). Первый из них развит либо почти по всей мощности жилы, либо в ее периферических участках. Со стороны висячего бока жилы эти зоны ограничены маломощной (0,2—0,3 м) эндоконтактной оторочкой, выполненной среднекристаллическим мусковит-кварцевым агрегатом, в то время как в лежачем эндоконтакте развиты прерывистые обособления мелкокристаллического кварц-альбитового комплекса (мощностью до 0,5 м), содержащего вкрапленность апатита и зеленого турмалина. Характерной особенностью кварц-сподумен-альбитового комплекса и жилы в целом является закономерная ориентировка кристаллов сподумена относительно зальбандов под углами, близкими

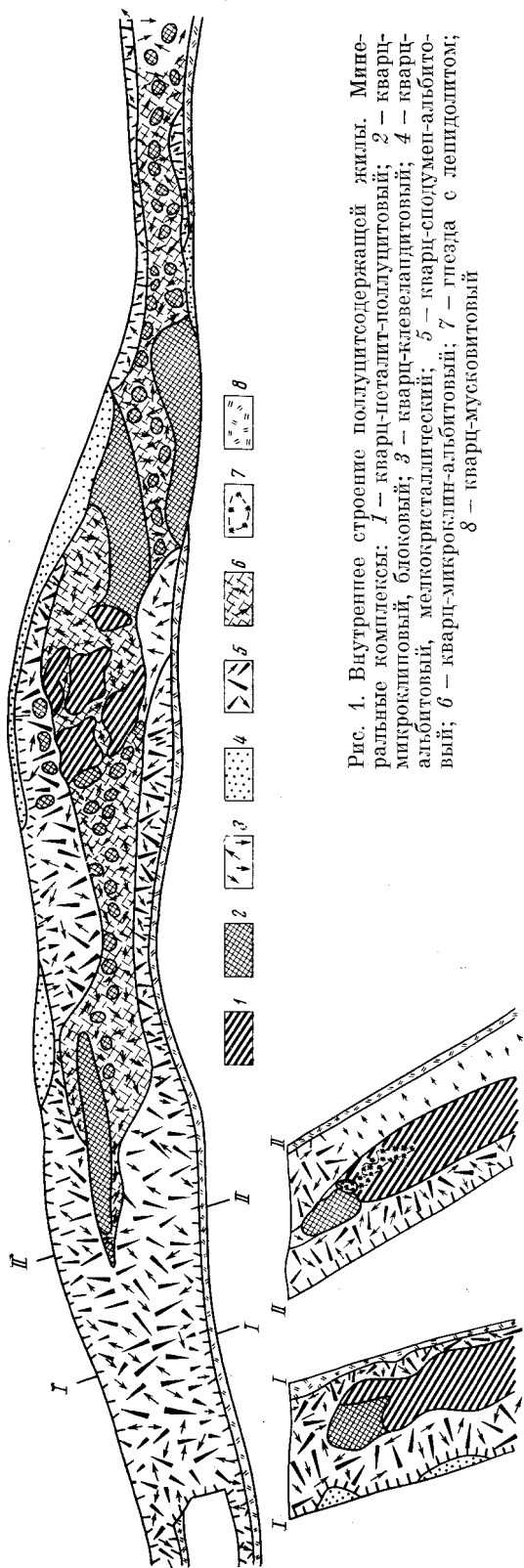


Рис. 1. Внутреннее строение поллуцитсодержащей жилы. Минеральные комплексы: 1 — кварц-петалит-поллуцитовый; 2 — кварц-микроклиновый, блоковый; 3 — кварц-клевеландитовый; 4 — кварц-альбитовый, мелкокристаллический; 5 — кварц-сподумен-альбитовый; 6 — кварц-микроклин-альбитовый; 7 — гнезда с лепидолитом; 8 — кварц-мусковитовый

к прямому; как известно, такие директивные структуры являются типоморфными для «альбит-сподуменовых» пегматитов⁽⁸⁾. Минеральный состав рассматриваемого комплекса изменяется в направлении от зальбандов жилы (кварц 10, альбит 40, сподумен 50%), к ее центру (кварц 50, альбит 10, сподумен 40%), т. е. наблюдается уменьшение количества альбита и сподумена за счет увеличения содержания кварца. В этом же комплексе присутствует осевую часть среднепластинчатый зеленоватый мусковит (до 2–3%), голубой берилл и танталит-колумбит. Иногда кристаллы сподумена замещены циматолитом.

Второй по распространенности — кварц-микроклин-альбитовый комплекс в основном выполняет осевую часть жилы (см. рис. 1). В участках ее максимальной мощности он сменяется крупноблоковыми обособлениями кварц-микроклинового или кварц-петалит-поллуцитового комплексов. На границе последних расположены гнездовые обособления кварц-клевеландитового состава.

Кварц - петалит - поллуцитовый комплекс встречается в раздувах жилы в виде разрозненных гнезд размером до 0,2×0,5 м и в виде крупных линз, выполняющих осевую зону в отдельных интервалах жилы. Эти линзы, вскрытые вертикальными уступами вкост простирания жилы, прослежены до глубины 10 м, не обнаруживая тенденции к выклиниванию, при мощности 2 м (см. рис. 1). Примечательно, что они как бы заменяют кварцевые ядра, обычно характерные для зональных пегматитовых тел. Преобладающая структура комплекса средне- крупнокристаллическая; текстура — участково-полос-

чагая, обусловленная ориентировкой линзовидных обособлений главных породообразующих минералов параллельно зальбандам жилы. В составе линз преобладают рудоразборные мономинеральные обособления зернистого, участками полупрозрачного розоватого, и плотнокристаллического, фарфоровидного поллцита (более 50%), ассоциирующего с крупнокристаллическим белым петалитом. Промежутки между ними выполнены светло-серым кварцем и, в меньшей степени, голубоватым клевеландитом. Кроме того, встречаются редкие кристаллы сподумена и амблигонит-монтебразита, линзовидно-полосчатые выделения сиреневого и бесцветного лепидолита, окаймляющие обособления поллцита и петалита и образующие совместно с клевеландитом гнезда размером до $0,2 \times 0,5 - 0,7 \times 1$ м в поперечнике, а также мелкие кристаллики рубеллита, колумбит-танталита и микролита (до 0,5 см в сечении).

В обособлениях поллцита развиты тонкополосчатые, не выходящие за их пределы крипнокристаллические выделения бледно-розового лепидолита, взаимно параллельные или образующие специфическую «сетку». Среди преобладающего зернистого поллцита наблюдаются изометричные выделения прозрачной разности (до 0,5 см в сечении). Состав прозрачного и фарфоровидного поллцитов неодинаков: первый из них ближе к теоретическому составу, хотя и не в такой степени, как поллцит из мариоловых пустот⁽¹⁰⁾, а второй отличается повышенными содержаниями Si, Al, Na K и пониженным содержанием Cs при одинаковом — воды (табл. 1). В соответствии с составом, для прозрачного поллцита характерны более высокие твердость* (630 кг/мм², или 5,5 по Моосу) и удельный вес (2,88 г/см³) сравнительно с фарфоровидной разностью (соответственно, 565 кг/мм², или 5,0 по Моосу, и 2,79 г/см³). Эти данные свидетельствуют об отсутствии в составе изученных образцов зависимости между содержаниями цезия, натрия и воды, которая иллюстрирует, по мнению некоторых исследователей⁽¹¹⁾, существование изоморфного ряда поллцит — анальцит; в то же время, подтверждается предположение о большей степени упорядоченности структуры прозрачных поллцитов сравнительно с непрозрачными зернистыми и фарфоровидными их разностями⁽¹⁰⁾.

Наиболее отчетливыми поисковыми признаками поллцитсодержащей жилы являются: закономерное пространственное положение в пределах пегматитового поля, парагенезис слагающих ее минералов и особенности внутреннего строения. Не менее характерные признаки на поллцитовое оруденение — смена породообразующих минералов в направлении от периферических к центральным частям жилы и повышенные содержания (вес. %) в некоторых из них редких щелочных элементов, в первую очередь цезия. Так, мелкокристаллический альбит заменяется клевеландитом (0,03 Li₂O; 0,01 Rb₂O; 0,03 Cs₂O), серый зернистый кварц — темным слитным (0,02—0,03 Li₂O; 0,002—0,004 Rb₂O; 0,003—0,007 Cs₂O), сподумен (7,04 Li₂O; 0,01 Rb₂O 0,05 Cs₂O) — петалитом (4,45—4,64 Li₂O; 0,004 Rb₂O; 0,002—0,098 Cs₂O), среднеластинчатый литиевый мусковит (0,365 Li₂O; 0,56 Rb₂O; 0,165 Cs₂O) — мелкопластинчатый сиреневый лепидолитом (3,68 Li₂O; 1,09 Rb₂O; 0,83 Cs₂O) и его чешуйчатой жемчужной разностью (6,75 Li₂O; 1,97 Rb₂O; 2,23 Cs₂O); в осевой части жилы появляются блоковый микроклин (0,056 Li₂O; 1,0 Rb₂O; 0,24 Cs₂O) и мелкокристаллический светло- и густо-розовый турмалин — рубеллит (0,64—0,77 Li₂O; 0,005—0,025 Rb₂O; 0,069—0,12 Cs₂O). Величина отношения Rb/Cs < 2, характерная для обеих разновидностей лепидолита (1,2 и 0,8), служит непосредственным индикатором на поллцитовое оруденение⁽¹²⁾. Обращают на себя внимание высокие содержания Cs в жемчужном лепидолите, Rb и Cs в микроклине и т. д.

* Твердость определена С. И. Лебедевой на ПМТ-3; удельный вес — В. Н. Недобой; содержания Li, Rb, Cs в минералах — Л. Г. Щемой методом фотометрии пламени (ИМГРЭ).

Химический состав поллуцита двух разновидностей (вес.%)

Компонент	Содержание		Компонент	Содержание	
	прозрач- ный	фарфоро- видный		прозрачн.	фарфоро- видный
SiO ₂	45,81	48,52	Cs ₂ O	30,38	25,35
Al ₂ O ₃	17,38	17,96	F	0,13	0,11
Fe ₂ O ₃	0,06	0,04	P ₂ O ₅	0,21	0,28
MgO	0,12	0,11	H ₂ O ⁺	2,49	2,24
CaO	1,02	0,93			
Na ₂ O	1,97	2,64	Σ'	100,46	100,51
K ₂ O	0,32	1,63	-O=F ₂	0,07	0,05
Li ₂ O	0,049	0,035			
Rb ₂ O	0,82	0,67	Σ	100,39	100,46

Приведенные особенности состава и внутреннего строения поллуцит-содержащей жилы, не имеющей аналога среди отечественных пегматитов, позволяют рассматривать ее в качестве новой разновидности микроклин-сподумен-альбитового типа — с петалитом, поллуцитом и сопутствующей комплексной редкометальной минерализацией. Приуроченность ее к наиболее удаленному от источника и наименее эродированному флангу поля представляется вполне закономерной с позиций пространственной дифференциации редкометальных пегматитовых инъекций в условиях температурного градиента, с отщеплением во фронтальной части остаточных, наиболее подвижных порций расплава (апофиз), обогащенных литием в комплексе с минерализаторами, цезием и другими редкими элементами⁽⁹⁾.

Таким образом, новые данные о поллуцитсодержащих пегматитах Казахстана меняют сложившиеся представления об исключительной связи промышленного поллуцитового оруденения с единичными крупными полигональными жилами комплексных редкометальных пегматитов микроклин-альбитового типа⁽⁸⁾, как правило представляющими основной объем редкометальной жильной массы в соответствующих месторождениях. Это оруденение оказывается не менее характерным для различных по составу и облику жил и апофиз, приуроченных к наиболее удаленным и наименее эродированным горизонтам линейно-зональных редкометальных полей, представленных многочисленными слабо дифференцированными пегматитовыми телами микроклин-сподумен-альбитового и даже альбитового (со сподуменом) типов^(1, 3-5); см. рис. 1. Установленная закономерность позволяет рекомендовать проведение ревизионно-поисковых работ на поллуцитовое оруденение в пределах фронтальных флангов крупнейших полей литиевых пегматитов.

Институт минералогии,
геохимии и кристаллохимии редких элементов
Москва
Горно-обогатительный комбинат
Министерства цветной металлургии СССР

Поступило
22 VI 1973

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Г. Б. Мелентьев, ДАН, т. 141, № 4 (1961). ² Г. С. Мелентьев, В сборн. Новые данные по геол., геохим. и генезису пегматитов, «Наука», 1965. ³ Г. Б. Мелентьев, ДАН, т. 192, № 1 (1970). ⁴ Г. Б. Мелентьев, Н. Н. Мартыанов, Е. А. Алексеева, ДАН, т. 200, № 6 (1971). ⁵ Ю. И. Филиппова, ДАН, т. 192, № 5 (1970). ⁶ А. И. Гинзбург, ДАН, т. 52, № 4 (1946). ⁷ Ю. А. Садовский, М. М. Уколов и др., В сборн. Проблемы образования рудных столбов, «Наука», 1972. ⁸ Н. А. Солодов, Научные основы поисков и оценки редкомет. пегматитов, «Наука», 1971. ⁹ Г. Б. Мелентьев, Лепидолит-альбитовые пегматиты и их генезис, Автореф. кандидатской диссертации. Ротапринт ИМГРЭ, 1972. ¹⁰ В. Ф. Дурнев, Г. Б. Мелентьев и др., ДАН, т. 213, № 1, (1973). ¹¹ H. Nel, J. Am. Mineral., v. 29, № 11-12, 443 (1944). ¹² А. И. Гинзбург, Тр. Минералогич. музея, в. 7 (1955).