

А. И. ГИНЗБУРГ

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ЛИТИЕВЫХ ПЕГМАТИТОВ**

Впервые 25 лет назад А. Е. Ферсман дал детальную минералого-геохимическую характеристику редкометаллозамещенных гранитных пегматитов, которые в связи с развитием в них в большом количестве некоторых щелочей были названы им натро-литиевыми. Эта характеристика в основном сохранила свое значение и в настоящее время, и мы считаем своим долгом только несколько дополнить и уточнить отдельные положения А. Е. Ферсмана в свете того большого нового фактического материала, который был собран в Советском Союзе за последние 10 лет при разработке и изучении пегматитов данного типа.

Ниже приводятся главнейшие особенности натро-литиевого типа гранитных пегматитов.

**1. СВЯЗЬ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ЛИТИЕВОГО ТИПА
С ПРЕДШЕСТВУЮЩИМИ ПЕГМАТИТОВЫМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ**

Пегматиты натро-литиевого типа, как это вполне правильно отмечал А. Е. Ферсман, являются наиболее поздними пегматитовыми образованиями, отражающими в себе весь ход эволюции пегматитового остатка. Именно поэтому они неразрывно связаны со всеми более ранними типами пегматитовых образований, и мы нередко в природе наблюдаем в пределах одного пегматитового тела постепенные переходы от более ранних пегматитов (шерл-мусковитового типа, по А. Е. Ферсману) к натро-литиевым. Эта неразрывная связь с предшествующими пегматитовыми образованиями особенно видна в четко зональных, дифференцированных телах, в которых каждая зона отражает определенный этап развития пегматитового процесса и характеризуется своими отличительными особенностями (составом и строением). Из того положения, что натро-литиевые пегматиты появляются на самых последних этапах развития пегматитового остатка и при своем становлении проходят все предыдущие стадии процесса, следует, что в случае, когда создаются благоприятные условия для образования зональных тел (спокойная тектоническая обстановка, благоприятная форма и др.), последние отличаются развитием наибольшего количества зон, в которых могут появляться минералы, характерные для более ранних стадий формирования пегматитов (Беус, 1953).

Изучая последовательно минеральный состав различных зон пегматитовых тел от контактных, периферических зон до осевых, центральных и

обращая при этом внимание на химический состав породообразующих и аксессуарных минералов различных зон, их типоморфные особенности, закономерности распределения в них редких и рассеянных элементов, — можно проследить всю геохимическую эволюцию пегматитового процесса.

2. РАЗВИТИЕ ПРОЦЕССОВ МЕТАСОМАТОЗА

Одной из наиболее характерных особенностей, если не самой характерной, пегматитов натро-литиевого типа является интенсивное развитие процессов метасоматоза: мусковитизации, альбитизации, грейзенизации, лепидолитизации и др. Значительная часть минералов, типоморфных для пегматитов данного типа, развивается метасоматически, образуясь в результате замещения ранее выделившихся минералов под воздействием гидротермальных растворов, повидимому, оставшихся после кристаллизации основной массы пегматитового расплава (автометасоматоз). Широкое и неоднократно повторяющееся развитие процессов замещения, накладывающихся на ранее образовавшиеся минералы, составляет специфическую особенность пегматитов данного типа.

Процессы метасоматоза приводят, с одной стороны, к растворению ранее образовавшихся минералов: калиевого полевого шпата, кварца, берилла, турмалина и других, а с другой стороны, к отложению на их месте других минералов: альбита, мусковита, кварца, щелочного берилла, турмалина и т. п.; при этом, естественно, химические элементы, входящие в состав ранее образовавшихся минералов, переходят в раствор и либо выносятся из пегматитов во вмещающие породы, либо же входят в состав минералов замещающих комплексов. Вследствие этого в пегматитах данного типа наблюдается частичная унаследованность состава минералов замещающих комплексов от состава минералов первичной кристаллизации.

Это обстоятельство обуславливает появление в пегматитах этого типа нескольких генераций одного и того же минерала (берилла, турмалина, граната, апатита, колумбита, трифилина и др.), из которых одни, ранние, генетически связаны с процессами кристаллизации остаточных расплавов (и, возможно, частично с процессами перекристаллизации), а другие — с развитием процессов замещения.

Необходимо подчеркнуть, что более поздние генерации минералов, генетически связанные с процессами метасоматоза, по своему составу почти всегда несколько отличаются от состава ранних генераций. Их состав отображает эволюцию пегматитового расплава-раствора во времени. Закономерность изменения состава этих минералов и геохимическая эволюция пегматитового остатка ниже будут рассмотрены подробнее, здесь же мы считаем необходимым привести некоторые примеры унаследованности состава минералов замещающих комплексов от состава минералов первичной кристаллизации (табл. 1).

Однако, говоря о частичной унаследованности состава минералов замещающих комплексов от состава ранее образовавшихся минералов, нельзя забывать, что по мере эволюции пегматитового расплава-раствора происходит накопление одних элементов и вынос других. Это обстоятельство сказывается, во-первых, на том, что минералы замещающих комплексов приобретают свои характерные типоморфные особенности, во-вторых, на появлении специфических минералов, типичных только для развития процессов замещения (альбит, зеленый Li-содержащий мусковит, лепидолит,

Таблица 1

Унаследованность состава минералов замещающих комплексов от состава минералов первичной кристаллизации

Химический элемент	Минералы первичной кристаллизации, в состав которых входит данный элемент	Минералы замещающих комплексов, содержащие данный элемент
Литий	Сподумен Трифиллин I Амблигонит I	Петалит, реже сподумен II Трифиллин (литнофилит II) Амблигонит II Лепидолит, реже цинивальдит Кукцит Li-содержащий мусковит Li-содержащий турмалин (эльвайт) Li-содержащий берилл
Калий	Ортоклаз Микроклин	Мусковит Лепидолит, реже цинивальдит Микроклин II Жильбертит
Бериллий	Берилл	Бериллы щелочной II (воробьевит, ростерит) Гердерит Бериллонит Бертрапдит Бавенит Битит
Кальций	Плагиоклаз Апатит	Апатит поздний Микролит Бетафит Цеолиты
Бор	Турмалин-шерл	Турмалин полихромный Гамбергит Родицит
Фосфор	Апатит Монацит, ксенотим Графтонит Трифиллин Триплит	Апатит поздний Трифиллин-литнофилит поздний Гедденит Мангано-триплит Бразилианит Амблигонит Фремонит Рошерит, лакруант Чильдренит-зосфорит и многие другие

зеленый или розовый турмалин, кукцит и др.), и, наконец, на исчезновении ряда минералов, характерных для ранних стадий процесса.

По мере эволюции пегматитового процесса, изменения температуры или давления изменяется и характер метасоматических процессов. Нельзя забывать, что метасоматоз, раз начавшись, приводит к резкому изменению состава растворов, производящих замещение, поскольку одни элементы из растворов удаляются, а другие переходят в раствор. Изменение состава растворов, производящих замещение, во времени обуславливает закономерное, последовательное изменение парагенетических ассоциаций, образующихся при процессах метасоматоза.

Так, например, развитие альбитизации микроклина приводит к переходу в раствор значительного количества К, что в свою очередь вызывает образование на более поздних этапах этого процесса устойчивого калиевого соединения — позднего мусковита или, если в растворе был Li, лепидолита. Таким образом, натриевый метасоматоз закономерно сменяется

во времени калиевым. Однако широкое метасоматическое развитие поздних, так называемых «грейзеновых», слюд, замещающих обычно плагиоклаз, микроклин, сподумен, турмалин и другие ранее образовавшиеся минералы, приводит к выделению определенного количества SiO_2 , которое фиксируется в виде кварца. Поэтому если на первых этапах своего развития «грейзеновые» зеленые слюдки тесно ассоциировались с альбитом, образуя своеобразный альбит-мусковитовый замещающий комплекс (альбит — грейзен), то на последних этапах этого же процесса совместно со слюдкой появляется уже не альбит, а кварц.

Таким образом, характерными особенностями пегматитов натро-литиевого типа является широкое развитие процессов замещения и строго закономерная смена одних замещающих комплексов минералов определенного состава другими.

Закономерности изменения состава этих парагенетических ассоциаций, развивающихся метасоматически, удивительно постоянны в литиевых пегматитах различных районов мира и не зависят от возраста образования пегматитов. Они принципиально не меняются даже в тех случаях, когда литиевые пегматиты залегают в различных по составу вмещающих породах.

В архейских пегматитах, залегающих в древних кристаллических гнейсах или в массивах габбро (Кольский п-в, Юго-Западная Африка, Канада и многие другие), процессы замещения принципиально протекают так же, как и в литиевых пегматитах, находящихся в альпийских складчатых областях и расположенных в гранитах или песчано-сланцевых толщах [пегматиты Восточного Забайкалья, Калифорнии (США) и др.]. Это удивительное постоянство ассоциаций минералов, связанных с процессами замещения, было впервые подмечено А. Е. Ферсманом и вполне справедливо может рассматриваться как один из важных аргументов, свидетельствующих в целом об относительной замкнутости процесса [относительной замкнутости потому, что при пегматитовом процессе всегда происходит обмен компонентами с вмещающими породами, на что справедливо указывал А. Н. Заварицкий (1947)].

Трудно предположить, что в самое различное геологическое время, в самых разнообразных геологических условиях привнос гидротермальных растворов в сформировавшиеся уже пегматиты или аплиты протекал всегда и всюду одинаково и состав их принципиально при этом не менялся. Если допустить, что процессы замещения обусловлены приходящими из глубины гидротермальными растворами, то должна была бы наблюдаться четкая зависимость состава этих растворов (и, следовательно, состава минералов замещающих комплексов) от состава вмещающих и подстилающих пегматиты пород, через которые проходили эти растворы, чего в действительности, как правило, не наблюдается.

3. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЛИТИЕВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Натро-литиевые пегматиты отличаются от пегматитов всех прочих типов необычайным разнообразием минерального состава. Ни в одном пегматите другого типа не встречается такого изобилия минералов, как в натро-литиевом. Ниже мы приводим список встречающихся в этих пегматитах минералов, распределив их по классам. В списке выделены шрифтом минералы, характерные для литиевых пегматитов, и заключены в скобки минералы, характерные для более ранних типов и только в очень редких случаях появляющиеся в натро-литиевых пегматитах. Минералы, образующиеся в пегматитовых жилах в условиях гипергенеза, отмечены звездочкой.

Самородные элементы

1. Висмут самородный Bi
2. Золото самородное Au
3. Графит C

Сульфиды и арсениды

1. Халькозин* Cu_2S
2. Галенит PbS
3. Ковеллин* CuS
4. Сфалерит ZnS
5. Пирротин $Fe_{1-n}S$
6. Халькопирит $CuFeS_2$
7. Станнин Cu_2FeSnS_4
8. Борнит* Cu_5FeS_4
9. Висмутин Bi_2S_3
10. Молибденит MoS_2
11. Пирит FeS_2
12. Марказит* FeS_2
13. Арсенопирит $FeAsS$
14. Леллингит $FeAs_2$

Оксиды

1. Гематит* Fe_2O_3
2. Бисмит* Bi_2O_3
3. Кварц SiO_2
4. Касситерит SnO_2
5. Рутил TiO_2
6. Брукит TiO_2
7. Анатаз TiO_2
8. Пирролизит* MnO_2
9. Уранинит UO_2
10. Водные окислы Fe: гётит, гидрогётит, гидрогематит и др.* $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$
11. Манганит* $MnO_2 \cdot Mn(OH)_2$
12. Псиломелан, вад* $MnO \cdot MnO_2 \cdot mH_2O$
13. Вернадит* $MnO_2 \cdot H_2O$
14. Опал $SiO_2 \cdot nH_2O$
15. Арсеностибнит* $5(Sb, As)_2O_5 \cdot 3(Sb, As, Bi)_2O_3$

Сложные окислы

16. Ганит $ZnO \cdot Al_2O_3$
17. Магнетит $FeO \cdot Fe_2O_3$
18. (Хризоберилл) $BeO \cdot Al_2O_3$
19. (Ильменит) $FeO \cdot TiO_2$
20. (Ильменорутил) $(Ti, Nb, Fe)O_2$
21. Аллофан $n Al_2O_3 \cdot mSiO_2 \cdot pH_2O$

Тантало-ниобаты

1. Гр. колумбита-танталита $(Fe, Mn)(Nb, Ta)_2O_6$
2. Гр. тапиолита-моссита $(Fe, Mn)(Nb, Ta)_2O_6$
3. Торолит $SnTa_2O_7$
4. Стилботанталит $Sb(Ta, Nb)O_4$
5. Висмутотанталит — угандит $Bi(Ta, Nb)O_4$
6. Симсовит $AlTaO_4$ (?)
7. (Самарскит) $(Y, Ce, U, Fe)(Nb, Ta)_2O_6$
8. (Иттроганталит) $(Y, Ce, U, Fe)(Ta, Nb)_2O_6$
9. (Эвксенит) $(Y, Ce, U, Fe)(Nb, Ti, Ta)_2O_6$
10. Ампагабейт — состав необычайно сильно варьирует.
11. Бетафит $(Ca, U, Fe)_2(Nb, Ti, Ta)_2O_{6-7}(OH, O)$
12. Самирезит $(U, Fe, Ca)_2(Nb, Ti, Ta)_2O_{6-7}(OH, O)$
13. Эльсвортит $(Ca, U, Fe)_2(Nb, Ta, Ti)_2O_{6-7}(O, OH, F)$
14. Микролит $(Ca, Na)_2(Ta, Nb)_2O_{6-7}(O, OH, F)$
15. (Гачеттолит) $(Na, Ca, U)_2(Nb, Ta)_2O_{6-7}(O, OH)$
16. (Фергусонит) $(Y, Fe, U)(Nb, Ta)O_4$

Силикаты

I. С изолированными тетраэдрами

1. Фенакит $\text{Be}_2[\text{SiO}_4]$
2. Гр. циркона (циртолит, альвит, ямагудалит, оямалит, хагаталит и др.) $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$
3. Топаз $\text{Al}_2[\text{SiO}_4](\text{F}, \text{OH})_2$
4. Гр. андалузита (андалузит, силлиманит, кианит) $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{O}$
5. Гр. граната (спессартин, альмандин) $(\text{Mn}, \text{Fe})_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$
6. (Гадолинит) $\text{YFeBe}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$
7. Уранотил* $\text{CaU}_2[\text{SiO}_4]_2(\text{OH})_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
8. Гуммит* — смесь кюрита и соддита
9. Дюмортьерит $\text{Al}_4[\text{Al}_4\text{BSi}_3\text{O}_{19}(\text{OH})]$
- 10 (Ортит) $(\text{Ca}, \text{Ce})_2(\text{Mn}, \text{Fe})_8[\text{Si}_3\text{O}_{12}](\text{O}, \text{OH})$

II. С изолированными группами $[\text{Si}_2\text{O}_7]$

11. (Таленит) $\text{Y}_2[\text{Si}_2\text{O}_7]$
12. (Тортвейтит) $(\text{Sc}, \text{Y})_2[\text{Si}_2\text{O}_7]$
13. (Иттриалит) $(\text{Y}, \text{Th})_2[\text{Si}_2\text{O}_7]$
14. Берtrandит $\text{Be}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2$
15. Данбурит $\text{CaB}[\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}$

III. Кольцевые

16. Гр. берилла (берилл, щелочной берилл, воробьевит, ростерит) $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$
17. Кордиерит $\text{Al}_3(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_5\text{AlO}_{18}]$
18. Гр. турмалина $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Al})_6[\text{Si}_6\text{Al}_3\text{B}_3(\text{O}, \text{OH})_{30}]$

IV. С непрерывными цепочками и лентами тетраэдров $[\text{SiO}_4]$

19. Сподумен $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
20. Гольмквистит $\text{Li}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Fe}, \text{Al})_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$
21. (Роговая обманка) $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{\text{III}})[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$

V. С непрерывными слоями тетраэдров $[\text{SiO}_4]$

22. Блотит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$
23. Мусковит (мусковит, жильбертит, онкозин) $\text{KAl}_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$
24. Гр. лепидолита $\text{KLi}_{1,5}\text{Al}_{1,5}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$
25. Гр. цинвальдита $\text{KFeLiAl}[\text{Si}_2\text{AlO}_{10}](\text{F}, \text{OH})_2$
26. Гр. хлорита типа пеннина $(\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{Al}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_8$
27. Гр. лептохлоритов типа стриговита $(\text{Fe}, \text{Mg})_3(\text{Fe}, \text{Al})_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_6$
28. Кукцит $\text{LiAl}_4[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_8$
29. Манандонит $\text{H}_{24}\text{Li}_4\text{Al}_4\text{B}_4\text{Si}_6\text{O}_{53}$
30. Битит $\text{Ca}_4(\text{Li}, \text{Be}, \text{Al})_{12}[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_{20}(\text{?})$
31. Каолинит* $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$
32. Галлуазит* $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
33. Керолит* $\text{Mg}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
34. Монтемориллонит* $(\text{Al}, \text{Fe}^{\text{III}})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O} \cdot p\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot m\text{H}_2\text{O}$

VI. С непрерывными трехмерными каркасами из тетраэдров $[(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4]$

35. Калиевый полевоы шпат (ортоклаз, микроклин, адуляр) $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
36. Плагноклаз $\text{Ab}_{70-80}\text{An}_{30-20}$
37. Альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$
38. Подлуцит $\text{Cs}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot n\text{H}_2\text{O}$
39. Эвкрипит $\text{Li}[\text{AlSiO}_4]$
40. Цеталит $\text{Li}[\text{AlSi}_4\text{O}_{10}]$
41. Гр. скаполита
42. Гр. гельвина $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Zn})_8[\text{BeSiO}_4]_6\text{S}_2$
43. Шабазит $(\text{Ca}, \text{Na})[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
44. Гейландит $(\text{Ca}, \text{Na}_2)[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
45. Десмин $(\text{Na}_2, \text{Ca})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
46. Фоязит $\text{Na}_2\text{Ca}[\text{Al}_4\text{Si}_{10}\text{O}_{28}] \cdot 20 \cdot \text{H}_2\text{O}$
47. Птилолит $(\text{Ca}, \text{Na}_2, \text{K}_2)[\text{Al}_2\text{Si}_9\text{O}_{22}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
48. Даккиардит $(\text{Ca}, \text{K}_2, \text{Na}_2)[\text{Al}_2\text{Si}_9\text{O}_{22}] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
49. Ломонтит $(\text{Ca}, \text{Na}_2)[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
50. Гидрокасторит

Бораты

1. Еремесвит $\text{Al}[\text{BO}_3]$
2. Гамбергит $\text{Be}_2[\text{BO}_3](\text{OH})$

Вольфраматы

1. Вольфрамит $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$

Фосфаты

1. Витлоцит $\text{Ca}_3[\text{PO}_4]_2$
2. Гр. графтонита-магниофилита $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ca}, \text{Mg})_3[\text{PO}_4]_2$
3. Гр. трифилина-литофилита, $\text{Li}(\text{Fe}, \text{Mn})[\text{PO}_4]$
4. Натрофилит $\text{Na}(\text{Mn}, \text{Fe})[\text{PO}_4]$
5. Бериллонит $\text{NaBe}[\text{PO}_4]$
6. Гедденит $\text{Na}_2(\text{Fe}, \text{Mn})_3[\text{PO}_4]_4$
7. Харлбутит $\text{CaBe}_2[\text{PO}_4]_2$
8. Гр. сиклерита* $\text{Li}_{1-n}\text{Mn}_{1-n}\text{Fe}_n^{\text{III}}[\text{PO}_4]_4$
9. Монацит $(\text{Ce}, \text{La})[\text{PO}_4]$
10. (Ксенотим) $\text{Y}[\text{PO}_4]$
11. Стюартит* $\text{Mn}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (?)
12. Гр. реддингита-фосфоферрита* $(\text{Mn}, \text{Fe})_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
13. Гр. виванита* $(\text{Fe}, \text{Mn})_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
14. Фосфофилит* $(\text{Zn}, \text{Fe}, \text{Mn})_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
15. Шольцит*
16. Файрфильдит* $(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Fe})_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
17. Морасит $\text{Be}_2[\text{PO}_4](\text{OH}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
18. Отенит* $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
19. Торбернит* $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
20. Метаторбернит* $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
21. Фосфуранилит* $(\text{UO}_2)_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
22. Гр. гиоролита (палаита)* $\text{H}_2(\text{Mn}, \text{Fe})_5[\text{PO}_4]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
23. Балдауфит* $\text{H}_2(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ca}, \text{Mg})_5[\text{PO}_4]_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
24. Венцелит* $\text{H}(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})[\text{PO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
25. Диккинсонит $\text{Na}_2(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Ca})_5[\text{PO}_4]_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$
26. Филловит $(\text{Na}_2, \text{Ca})(\text{Mn}, \text{Fe})_5[\text{PO}_4]_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$
27. Гр. штрэнгита* $(\text{Fe}, \text{Mn})[\text{PO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
28. Гр. фосфосидерита-вилатейта* $(\text{Fe}, \text{Mn})[\text{PO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
29. Гр. гетерозита-пурпурита* $(\text{Fe}, \text{Mn})[\text{PO}_4] \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$
30. Гр. ковийнкита-ман. анконинкита* $(\text{Fe}, \text{Mn})[\text{PO}_4] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
31. Гр. триплита-магнотриплита $(\text{Fe}, \text{Mn})_2[\text{PO}_4]\text{F}$
32. Магнотриплит $4(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 3(\text{Fe}, \text{Mg})\text{F}_2$
33. Гр. вольфеита-триплоидита $(\text{Fe}, \text{Mn})_2[\text{PO}_4](\text{OH})$
34. Гр. амблигонита-монтебразита $\text{LiAl}[\text{PO}_4](\text{F}, \text{OH})$
35. Фремонит $(\text{Na}, \text{Li})\text{Al}[\text{PO}_4](\text{F}, \text{OH})$
36. Гердерит-гидрогердерит $\text{CaBe}[\text{PO}_4](\text{F}, \text{OH})$
37. Гр. апатита $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{OH})$
38. Аугелит* $\text{Al}_2[\text{PO}_4](\text{OH})_3$
39. Гарбортит $\text{Al}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
40. Вавеллит $\text{Al}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$
41. Эвансит* $\text{Al}_3[\text{PO}_4](\text{OH})_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O} \cdot aq$
42. Вашегит* $\text{Al}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
43. Бразильянит $\text{NaAl}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_4$
44. Гр. лазулита-скорцалита $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}_2[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_2$
45. Гриффит $\text{Na}(\text{Mn}, \text{Ca})_3\text{Al}[\text{PO}_4]_3(\text{OH})$
46. Лудламит* $(\text{Fe}, \text{Mn})_7[\text{PO}_4]_4(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
47. Какоксен* $\text{Fe}_3^{\text{III}}[\text{PO}_4](\text{OH})_3 \cdot 4.5\text{H}_2\text{O}$
48. Дельвоксит* $\text{Fe}_2^{\text{III}}[\text{PO}_4](\text{OH})_3 \cdot 3.5\text{H}_2\text{O} \cdot aq$
49. Пицит* $\text{Fe}_3^{\text{III}}[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_3 \cdot 3.5\text{H}_2\text{O}$
50. Оксикерченит*
51. Босфорит*
52. Чильдренит-эсфорит $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Al}[\text{PO}_4](\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
53. Сузалит $(\text{Fe}, \text{Mg})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{\text{III}})_4[\text{PO}_4]_4(\text{OH})_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
54. Гордонит $\text{MgAl}_2[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
55. Деннисовит $\text{Ca}_3\text{Al}[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
56. Рошерит $(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Fe})_2\text{Al}[\text{PO}_4]_2(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
57. Гоязит $\text{SrAl}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$
58. Вардит-соймансит $\text{CaNa}_4\text{Al}_{12}[\text{PO}_4]_8(\text{OH})_{18} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
59. Моринит $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{Mn})_n\text{Al}_4[\text{PO}_4]_4(\text{F}, \text{O}, \text{OH})_m \cdot p\text{H}_2\text{O}$
60. Палермоит $(\text{Li}, \text{Na})_4\text{SrAl}_9[\text{PO}_4]_8(\text{OH})_9$
61. Лакруант $\text{Na}_4(\text{Ca}, \text{Mn})_2\text{Al}_3[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{OH})_8$

62. Ежекит $\text{Na}_8\text{Ca}_2\text{Al}_4[\text{PO}_4]_4\text{F}_4(\text{OH})_4\text{O}_2$
63. Рокбриджит-фронделит* $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Fe}_6^{\text{III}}[\text{PO}_4]_4(\text{OH})_8$
64. Цинковый рокбриджит* $(\text{Fe}, \text{Zn}, \text{Mn})\text{Fe}_2^{\text{II}}[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
65. Дюфренит* $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Fe}_6^{\text{III}}[\text{PO}_4]_4(\text{OH})_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
66. Бераунит* $\text{Fe}_3^{\text{III}}[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_3 \cdot 4,5\text{H}_2\text{O}$
67. Крыжановскит* $\text{Mn Fe}_2^{\text{II}}[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
68. Ландезит* $\text{Mn}_5\text{Fe}_2^{\text{II}}[\text{PO}_4]_4(\text{OH})_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
69. Сальмонсит* $\text{Mn}_9\text{Fe}_2^{\text{II}}[\text{PO}_4]_8 \cdot 14\text{H}_2\text{O}$
70. Ксантоксенит* $\text{Ca}_2\text{Fe}^{\text{III}}[\text{PO}_4]_2(\text{OH}) \cdot 1,5\text{H}_2\text{O}$
71. Кальциоферрит* $(\text{Mn}, \text{Ca})_3\text{Fe}_3^{\text{II}}[\text{PO}_4]_4(\text{OH})_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
72. Берманит* $(\text{Mn}, \text{Mg})_5(\text{Mn}, \text{Fe})_7^{\text{II}}[\text{PO}_4]_8(\text{OH})_7 \cdot 16\text{H}_2\text{O}$
73. Оксичильдренит* $(\text{Mn}, \text{Ca})(\text{Fe}, \text{Mn})_3^{\text{II}}\text{Al}_4[\text{PO}_4]_4(\text{OH})_{11} \cdot \text{H}_2\text{O}$
74. Арроядит* $\text{Na}_2(\text{Mn}, \text{Fe})_n\text{Fe}_m^{\text{III}}[\text{PO}_4]_4(\text{OH})_{2n+3m-10} \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$
75. Варулит* $\text{Na}_2(\text{Mn}, \text{Ca}, \text{H})_{5-2m} \cdot \text{Fe}_m^{\text{III}}[\text{PO}_4]_4$
76. Аллюодит*
77. Даллит-штаффелит* $\text{Ca}_5[(\text{PO}_4), (\text{CO}_2), (\text{OH})]_5(\text{OH})$
78. Воксит* $\text{Fe Al}_2[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
79. Борицкит $\text{CaFe}_4[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_8 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
80. Псевдовавеллит* $\text{CaAl}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$
81. Дестинезит* $\text{Fe}_2^{\text{II}}[\text{PO}_4][\text{SO}_4] \cdot (\text{OH}) \cdot 5,5\text{H}_2\text{O}$

Арсенаты

1. Скородит* $\text{Fe}[\text{AsO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
2. Питтицит*

Сульфаты

1. Гипс* $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Карбонаты

1. Кальцит $\text{Ca}[\text{CO}_3]$
2. Арагонит* $\text{Ca}[\text{CO}_3]$
3. Сидерит $\text{Fe}[\text{CO}_3]$
4. Родохрозит $\text{Mn}[\text{CO}_3]$
5. Бисмутит* $\text{Bi}_2[\text{CO}_3](\text{OH})_4$
6. Базобисмутин* $2\text{Bi}_2\text{O}_3 \cdot \text{CO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
7. Ретзерфордин* $(\text{UO}_2)[\text{CO}_3]$
8. Малахит* $\text{Cu}_3[\text{CO}_3]_2(\text{OH})_2$
9. Шарпит* $(\text{UO}_2)_8[\text{CO}_3]_5(\text{OH})_2 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$

Галоиды

1. Флюорит CaF_2
2. Геарксутит* $\text{CaAl}(\text{F}, \text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$
3. Флюэаллит* $\text{AlF}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
4. Галит NaCl
5. Бисмоклит* BiOCl

Всего, как видно из приведенного списка, в литиевых пегматитах встречается до 200—240 различных минеральных видов, не считая их многочисленных разновидностей и генераций, при этом иногда в пределах одного месторождения можно встретить свыше 70—100 различных минералов. Так, например, в пегматитах Калбинского хребта нами обнаружено свыше 100 минералов, в пегматитах Туркестанского хребта А. А. Беусом и автором открыто до 75 минералов, К. Лэндесом (1925) обнаружено в пегматитах шт. Мэи (США) свыше 50 минералов, А. Лакруа (1922) обнаружено в литиевых пегматитах Мадагаскара более 80 минералов. Многие месторождения литиевых пегматитов, такие, как Варутреск (Швеция), Брэнчвилл

(шт. Коннектикут, США), Этта Майн и Тин Маунтаин в хр. Блэк Хиллс (шт. Южная Дакота, США), Пала (шт. Калифорния, США), Кимито (Финляндия), Лимож и Шантелуб (Франция), Вуджина (Австралия) и другие, являются своего рода минералогическими жемчужинами и славятся на весь мир разнообразием и богатством своих минералов.

Встречающиеся в редкометаллозамещенных пегматитах минералы распределяются по отдельным классам весьма неравномерно, как это видно из табл. 2, в которой для сравнения приведены также цифры, данные А. Е. Ферсманом (1936) для гранитных пегматитов вообще.

Таблица 2

Количество минеральных видов в пегматитах

Классы	Гранитные пегматиты (А. Е. Ферсман, 1936)	Натро-литиевые пегматиты	
		количество минералов	к общему количеству минералов, %
Самородные	4	3	1,5
Сульфиды и арсениды	11	14 (3)	6,8
Оксиды и сложные оксиды	26	21 (9—10)	10,2
Тантало-ниобаты	40	16	7,8
Силикаты	95	50* (7—9)	24,2
Бораты	3	3	1,5
Вольфраматы, молибдаты	3	1	0,5
Фосфаты	56	81 (50—55)	39,2
Арсенаты	2	2	1,0
Сульфаты	1	1 (1)	0,5
Карбонаты	14	9 (7)	4,4
Галоиды	18	5 (3—4)	2,4
Соединения углерода	3	—	—
Сумма	276	206 (82—90)	100

Примечание. В скобках указано число минералов гипергенного происхождения.

* В том числе: с изолированными тетраэдрами — 9; со двояными тетраэдрами — 5; кольцевые — 3; лепочечные и ленточные — 4; слоистые — 13; каркасные — 16.

Как видно из табл. 2, приводимые нами цифры существенно отличаются от данных А. Е. Ферсмана в основном для классов тантало-ниобатов, силикатов, фосфатов, карбонатов и галоидов. Объясняется это, с одной стороны, тем, что А. Е. Ферсман приводит минералы, встречающиеся в гранитных пегматитах, в том числе и пегматитах всех типов линии скрепления; кроме того, многие минералы, указываемые А. Е. Ферсманом (особенно для тантало-ниобатов), оказались смесями. С другой стороны, сильно расширились наши представления о фосфатах, встречающихся в гранитных пегматитах. Достаточно сказать, что за последние 10—12 лет в пегматитах открыто более 18 новых минералов-фосфатов (харлбутит, моразит, бразилианит, рокбриджит, фронделит, крыжановскит, оксичильдренит, магниофилит, скорцалит, сузалит, шольцит, цинковый рокбриджит, палермоит, манганкопинкит и др.)¹.

¹ За период печатания данной работы в пегматитах были открыты 7 новых фосфатов (авелиноит, лауеит, вайринейт, Са-гюролит, таворит, барбосалит и хагендорфит).

Из приведенных данных следует, что в редкометаллозамещенных пегматитах встречается большое разнообразие фосфатов (приблизительно 40% всего числа минеральных видов), силикатов (около 25%), окислов (10%), тантало-ниобатов и сульфидов.

Естественно, возникает вопрос: в чем причина появления в пегматитах такого большого количества минералов, которое находится в резком несоответствии с числом минералов, определяемым правилом фаз?

Причина такого большого разнообразия минерального состава рассматриваемых пегматитов заключается в том, что далеко не все минералы пегматитовых жил образовались на одной и той же стадии развития процесса из равновесной системы; многие из них, несомненно, образовались в совершенно различных условиях; в частности, значительное количество (до 40—45% всех минеральных видов) явно гипергенного происхождения (табл. 2) и ничего общего с собственно пегматитовым процессом не имеет.

Образование ряда минералов в пегматитах связано и с влиянием вмещающих пород. В контактовых периферических зонах пегматитовых тел или вокруг измененных ксенолитов вмещающих пород в литиевых пегматитах нередко встречаются своеобразные минералы, свидетельствующие о реакциях, протекающих между пегматитовыми расплавами и вмещающими боковыми породами. Такие минералы были в свое время А. Е. Ферсманом названы «ксенолитными». Естественно, что состав их зависит в первую очередь от состава вмещающих осадочно-метаморфических или интрузивных пород. Так, когда пегматиты залегают в глинистых сланцах, богатых алюминием, иногда андалузитовых, в них обычно появляются андалузит, силлиманит, мусковит, иногда дюмортьерит, топаз, кордиерит, хризоберилл, часто гранат, турмалин; если сланцы были битуминозными, то в контактах жил обычен графит.

В пегматитах, залегающих в кристаллических сланцах, близ зальбандов иногда появляются кианит, часто биотит, гранат, кордиерит. В тех случаях, когда литиевые пегматиты прорывают основные породы типа габбро или анортозита, в зальбандах жил появляются роговая обманка, иногда гольмквистит, клиноцоизит, в большом количестве апатит, также эпидот, актинолит, иногда сфен. В тех редких случаях, когда редкометаллозамещенные пегматиты прорывают отдельные пропластки известняков или мраморов, на контакте с ними появляются скаполит, диопсид, андрадит, везувиан, флюорит. Пегматиты с широким развитием подобных минералов рассмотрены подробно А. Е. Ферсманом и выделены в особый тип пегматитов линии скрепления. Рассматривая в нашей работе по существу пегматиты только так называемой «чистой линии», мы считаем необходимым подчеркнуть, что в природе пегматитов, на которые вмещающие породы не оказывали бы никакого влияния, конечно, не существует. «Чистая линия» пегматитового процесса является известной абстракцией. Вопрос только в том, насколько сильно это влияние, сказывается ли оно только в появлении в контактных зонах пегматитовых тел специфических «контактных» минералов или же оно существенным образом влияет на весь состав пегматитовых тел в целом.

4. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ МИНЕРАЛОВ

Изучение большого фактического материала позволяет сделать вывод, что минералы в пегматитах на различных стадиях процесса образуются различными путями:

а) путем непосредственной кристаллизации из остаточного расплава;

б) путем перекристаллизации зерен и кристаллов минералов, т. е. путем дальнейшего роста их из насыщенной по отношению к ним газовой среды;

в) путем метасоматического замещения ранее выделившихся минералов под воздействием растворов, оставшихся после кристаллизации (автометасоматоз) или привнесенных из более глубоких частей этого же рудного тела или пегматитового очага;

г) путем растворения, выщелачивания поздними растворами всех ранее выделившихся минералов и перераспределения их в открытых полостях (трещинах, пустотах выщелачивания), т. е. путем, напоминающим процесс образования так называемых «альпийских жил»;

д) путем изменения всех ранее образовавшихся минералов под воздействием поверхностных агентов в зоне гипергенеза.

В настоящее время мы не располагаем достоверными критериями, позволяющими однозначно решить вопрос, образовался ли данный минерал путем кристаллизации или путем кристаллизации и последующей перекристаллизации. Для изучения минерального состава этот вопрос и не является первостепенным, поскольку процессы перекристаллизации приводят в основном к увеличению зерен минералов, а не к появлению новых минералов и минеральных ассоциаций. Поэтому оба эти процесса можно объединить и говорить об образовании минералов на первых стадиях развития пегматитового процесса путем непосредственной кристаллизации и, возможно, частичной перекристаллизации. Таким путем образуются главные породообразующие силикаты: плагиоклаз, микроклин, сподумен, кварц, составляющие до 70—80% всей массы пегматитовых жил, а также ряд акцессорных минералов. При этом характерно, что каждой парагенетической ассоциации породообразующих минералов (плагиоклаз — кварц, плагиоклаз — микроклин — кварц, микроклин — кварц, микроклин — сподумен — кварц) соответствуют и свои акцессорные минералы (ильменит, магнетит, биотит, монацит, апатит I, турмалин черный, берилл I, ильменорутит, колумбит толстотаблитчатый, гранат типа альмандина-спессартина, возможно мусковит, графтонит, трифилин, амблигонит, сульфиды и др.). В целом система, повидимому, равновесна, и количество образующихся минералов соответствует числу компонентов.

Весь существующий фактический материал убедительно свидетельствует о том, что на последних стадиях процесса образование минералов происходит метасоматическим путем, что дает основание говорить о большой роли гидротермальных растворов в процессах минералообразования на последних стадиях.

В большинстве случаев метасоматическое образование ряда минералов (альбита, позднего мусковита, лепидолита и др.) не вызывает сомнения, но основные споры между представителями различных направлений развиваются в настоящее время вокруг того, все ли редкие минералы в пегматитах образовались метасоматическим путем (т. е. метасоматического ли образования крупные идиоморфные кристаллы берилла, сподумена, пачки мусковита, желваки трифилина и амблигонита, находящиеся в осевой кварцевой и блоковой кварц-микроклиновой зоне пегматитовых тел) и какова природа гидротермальных растворов, производящих метасоматоз, связаны ли они генетически с теми расплавами, которые дали начало минералам первичной кристаллизации, или же они привнесены вследствие повторного приоткрывания трещин в более позднее время в сформировавшиеся уже пегматитовые жилы и генетически с ними не связаны.

Не вдаваясь здесь в подробный анализ всех вопросов, связанных с решением этих проблем, мы считаем необходимым кратко привести те данные, которые не позволяют нам рассматривать крупные идиоморфные кристаллы некоторых редких минералов (берилла, сподумена и др.), встречающихся в кварцевых ядрах или крупноблоковых зонах, как метасоматические образования.

а) Кристаллы этих минералов обычно хорошо образованы, достигают значительного размера (до 8—10 м длины и более) и часто целиком заключены в кварце блоковых зон; реже они появляются в крупнокристаллическом, пегматоидном пегматите. Во многих случаях кристаллы сильно катклазированы, иногда разорваны на отдельные части, которые смещены или повернуты относительно друг друга. Во всех случаях они залечены тем же кварцем, который их окружает.

б) Кристаллы этих минералов в отдельных случаях появляются в жилах, практически не затронутых процессами замещения: альбитизацией, мусковитизацией и др.

в) Кристаллы этих минералов занимают строго определенное положение в пегматитовых телах, всегда и всюду появляются в определенных текстурных участках, зонах, обычно располагаясь вокруг кварцевых «ядер» или в их периферических частях, причем кристаллы берилла, сподумена, амблигонита даже в пределах этих участков занимают несколько различное положение (амблигонит и сподумен тяготеют ближе к центральным частям кварцевых ядер).

г) Форма выделения этих минералов резко отлична от формы выделения более поздних генераций тех же минералов, явно генетически связанных с процессами замещения. Они никогда не образуют прожилков в других минералах, не содержат реликтов ранее бывших минералов, сохраняющих единую оптическую ориентировку (хотя включения других минералов в них встречаются), они никогда не развиваются псевдоморфно по другим минералам.

д) Во всех случаях отчетливо видно, что процессы замещения (альбитизации, грейзенизации, лепидолитизации) развиваются позже образования этих минералов и часто захватывают их, т. е. они сами нередко замещаются по трещинам минералами замещающих комплексов, иногда сильно разъедаются и при этом изменяются (сподумен переходит в агрегат альбита и эвкриптита, трифилин — в гедденит, амблигонит — во фремонит и т. д.); в некоторых случаях они нацело псевдоморфно замещаются более поздними минералами.

е) Наблюдается четкая зависимость между размерами кристаллов этих минералов и размерами порообразующих минералов — блоков микроклина, среди которых они располагаются.

Против того, что рудные растворы, производящие метасоматоз, привнесены в готовые уже сформировавшиеся пегматитовые тела из глубинных магматических очагов, свидетельствуют следующие факты.

а) Процессы замещения локализуются в определенных участках пегматитовых тел; в зональных пегматитах они развиваются вокруг кварцевых «ядер», при этом процесс замещения протекает в направлении от кварцевых «ядер» к периферии; часто они локализуются только в центральных частях раздувов пегматитовых тел, так что более глубокие горизонты этих тел не затронуты процессами замещения.

б) Наблюдается известная зависимость между формой пегматитовых тел, степенью дифференциации пегматитов и закономерностями распределения процессов замещения. Последние имеют тенденцию развиваться в раздувах жил.

в) Процессы замещения, как правило, не локализируются вдоль контактов пегматитовых тел, чего следовало бы ожидать, если предполагать, что они проникали в пегматиты при повторных приоткрываниях трещин.

г) Ни на одном месторождении не наблюдается развития замещающих комплексов минералов и соответствующих рудных минералов во вмещающих породах, чего следовало бы иногда ожидать, если исходить из представлений о проникновении гидротермальных рудоносных растворов в приоткрывающиеся ослабленные трещинные зоны.

д) Корни пегматитовых жил и проводники, идущие от пегматитовых жил вглубь, обычно не замещены. Трудно представить, чтобы растворы, выносящие иногда тысячи и десятки тысяч тонн редких металлов, проходили значительное расстояние по трещинам и не оказывали никакого воздействия на подстилающие пегматиты вмещающие породы, которые во многих случаях по составу весьма близки к составу пегматитов (граниты). Остается неясным: почему же эти растворы замещают только пегматит даже в случае, если он среднезернистый, и не замещают гранит, через который они проходят?

е) Не наблюдается определенной зависимости между составом минералов замещающих комплексов и составом подстилающих пегматиты пород, через которые должны были бы проходить рудные растворы. Процессы замещения в редкометальных пегматитах, залегающих в габбро или амфиболитах, принципиально не отличаются от процессов замещения в пегматитах, находящихся в гранитах или сланцах.

ж) Минералы замещающих комплексов никогда не составляют значительной массы от всего объема пегматитового тела. Как показали недавние расчеты Джанса (Jahns, 1953), даже в наиболее сильно замещенных литиевых пегматитах количество минералов, образовавшихся при процессах замещения, составляет не более 20—25% от всей массы пегматитового тела. Если придерживаться точки зрения наложения рудных растворов, то это количество может быть любым.

з) Если предположить, что метасоматоз в пегматитах обусловлен проникновением в них более поздних рудных гидротермальных растворов, то необходимо объяснить, откуда берутся эти растворы, каков их генезис, почему они обогащены определенными редкими элементами, какова судьба этих рудоносных растворов в случае, если не произойдет приоткрывания трещин и растворы останутся на глубине, и т. д.

и) Наблюдается тесная связь между составом породообразующих минералов первичной кристаллизации пегматитов и развитием в них определенных процессов замещения. Так, в плагиоклазовых пегматитах процессы замещения обычно не развиты, сподуменовые пегматиты практически всегда в той или иной степени замещены и т. д. Эти явления не могут быть объяснены, если исходить из того, что рудные растворы генетически не связаны с теми расплавами, которые дали начало минералам первичной кристаллизации.

к) Минералы замещающих комплексов отличаются определенными геохимическими особенностями (накопление элементов с большими ионными радиусами), которые можно объяснить, если рудные растворы, производящие замещения, рассматривать как своего рода остаточные, остающиеся после кристаллизации, подобно маточным рассолам в озерах, где также концентрируются элементы с высокими ионными радиусами (Rb и Cs).

Приведенные выше данные заставляют нас считать правильными основные идеи А. Е. Ферсмана о развитии пегматитового процесса в целом в относительно замкнутой системе. Широкое развитие процессов замещения на последних стадиях процесса — развитие их наблюдается часто вдоль

трещин или по границам зерен минералов первичной кристаллизации — связано с поступлением растворов из центральных участков жил, из раздувов жил или из более глубоких их частей. В некоторых же случаях, когда пегматитовые тела формируются в тектопически неспокойных условиях (А. Гинзбург, 1951), пегматитовые тела, несомненно, могут приоткрываться и в них могут поступать новые порции расплавов, несколько отличающиеся по составу от более ранних. Такие явления могут протекать неоднократно, в результате чего образуются сложные пегматитовые тела, в пределах которых наблюдаются поздние, обычно мелкозернистые, аплитоподобные прожилки минеральных агрегатов, секущие пегматитовое тело в различных направлениях и иногда замещающие минералы первичной кристаллизации.

Количество минеральных видов, генетически связанных с процессами замещения, значительно больше (примерно в 2—3 раза) количества минеральных видов, образующихся путем последовательной кристаллизации, при этом, однако, необходимо заметить, что строго разграничить минералы, образующиеся путем кристаллизации, перекристаллизации и путем метасоматоза, далеко не всегда возможно. Даже на последних стадиях процесса при усиленном развитии метасоматических явлений одни и те же минералы (как, например, альбит и др.) образуются метасоматически, но в некоторых случаях, несомненно, частично и непосредственно путем выпадения из растворов. Точно так же и на ранних стадиях, когда минералы в основном образуются путем кристаллизации, реакционные, метасоматические явления частично имеют место (замещение плагиоклаза микроклином и др.), но играют в целом подчиненную роль.

Несмотря на известную условность такого разделения минералов, в целом весь пегматитовый процесс целесообразно разделять на стадию первичной кристаллизации (включающую и процессы перекристаллизации и частично реакционные, метасоматические явления), на протяжении которой происходит образование главнейших зон пегматитовых тел и которая заканчивается выделением сплошных блоковых выделений кварца, и стадию развития процессов замещения, в течение которой ранее образовавшиеся минералы под воздействием оставшихся водных растворов изменяются с образованием ряда последовательно развивающихся комплексов замещения, каждый из которых характеризуется своими парагенетическими ассоциациями. Так, выделяются следующие комплексы замещения:

- 1) кварц-мусковитовый;
- 2) альбитовый;
- 3) мусковит-альбит-кварцевый;
- 4) лепидолит-альбит-кварцевый;
- 5) кварц-кукеитовый;
- 6) кварц-жилбертитовый.

Такие минералы, как Li-содержащий мусковит, лепидолит, касситерит, поллуцит, микролит, топаз, стибиотанталит и бисмутотанталит, самородный висмут и другие, связаны только с процессами замещения, при этом некоторые из них (как, например, касситерит, танталит и др.) могут быть связаны с различными замещающими комплексами, тогда как другие (лепидолит, поллуцит, куккеит и др.) характерны только для определенных процессов замещения. Большая же группа минералов (берилл, сподумен, трифилин, амблигонит, турмалин, апатит, колумбит и др.) может выделяться как в стадию первичной кристаллизации, так и в стадию замещения, приобретая при этом на каждой из них свои типоморфные особенности.

На стадии замещения не заканчиваются, однако, все процессы минералообразования. На стенках многочисленных открытых трещин в замещенных пегматитах, так же как и в пустотах выщелачивания, мы часто наблюдаем мелкие кристаллы или присыпки весьма своеобразных по составу и по форме выделения минералов, многие из которых не появляются более ни в каких других условиях, — это типичные минералы пустот. Состав их необычайно напоминает состав минералов обычных «альпийских жил». Сходство с минералами «альпийских жил» усиливается еще более, если учесть, что они встречаются обычно в виде прозрачных хорошо образованных кристаллов, нарастающих на стенках трещин или пустот, при этом иногда состав их находится в соответствии с составом тех минеральных агрегатов, на которых они нарастают. Минералогия пустот выщелачивания и трещин в пегматитах весьма своеобразна. Мы часто здесь встречаем мелкие прозрачные кристаллики кварца, кристаллы адуляра, ромбоэдры карбонатов (кальцита, реже сидерита), совершенно прозрачные кристаллы альбита, плоские белые, голубые или фиолетовые кристаллы апатита, таблитчатые ростериты, иногда отличающиеся богатством кристаллических форм, мелкие кристаллы гердерита, иногда иголки турмалина, зерна эпидота, пренита, флюорита, агрегаты цеолитов, в первую очередь десмина, гейландита, реже шабазита, фрезита, пгилолита, уэльсита, ломонтита и даккиардита, а также кристаллы своеобразных водных сложных алюмофосфатов Са и Na, которые можно рассматривать как своего рода фосфатные аналоги цеолитов: моринита, ежекита, лакруайта, рошерита, гоаяита и др.

Повидимому, таково же происхождение на многих месторождениях и других фосфатов Al, в частности чильдренита-эсфорита, бразилианита и т. д. В редких случаях на стенках трещин в альбите появляются и типоморфные для альпийских жил титановые минералы — брукит и анатаз, — недавно описанные В. А. Корнетовой из пегматитов Адун-Чилона, а также сульфиды (пирит, молибденит). Характерно, что многие минералы пустот иногда покрыты присыпками темнозеленых хлоритов (пешнин) и лептохлоритов типа стриговита, афросидерита стшегомита и др., своеобразными синими и даже голубыми железистыми Са-содержащими аналогами хрупких слюд (Мурзинка, Горихо и др.), сферолитами литиевых хлоритов — кукеитов, чешуйками жильбергита. Несомненно, что и литиевые минералы могут встречаться в таких же условиях. Так, нами совместно с Н. С. Гушиной описаны (А. Гинзбург и Гушина, 1954) из пегматитов Восточного Забайкалья поздние прозрачные идеально образованные игольчатые кристаллы петалита-касторита, постоянно встречающиеся в удлиненных пустотах, образовавшихся вследствие выщелачивания кристаллов сподумена.

Несомненно, что и кристаллы прозрачного сподумена (как, например, зеленые Cr-содержащие гиддениты из месторождения Александер Каунти в Сев. Каролине, а возможно, и кунциты Пала или Мадагаскара) могут также образоваться аналогичным путем.

Генезис этих минералов пустот, повидимому, близок к генезису минералов «альпийских жил», т. е. они образуются вследствие растворения, выщелачивания водами ранее выделившихся минералов и переотложения их в открытых полостях. Весь вопрос только в том, какие воды производят эти действия: гидротермальные, остатки от тех растворов, которые обусловили широкое развитие процессов замещения на предыдущей стадии, или же нагретые вадозные воды, циркулировавшие вдоль трещин в пегматите еще в тот период, когда последние находились на значительной глубине.

Наконец, надо напомнить, что пегматиты всегда в той или иной степени затронуты гипергенными процессами. До последних лет изучению этих процессов уделялось совершенно недостаточное внимание. Было принято считать, что гипергенные минералы в пегматитах весьма редки и количество их небольшое. Между тем изучение минералогии литиевых пегматитов показывает, что встречающиеся в них гипергенные минералы отличаются необычайно широким разнообразием. Из приведенных в табл. 2 данных следует, что из 200—210 минералов пегматитов не менее 80—90 являются гипергенными. Указанные цифры являются, конечно, приближительными, но они, несомненно, свидетельствуют о сложности гипергенной минералогии пегматитовых жил. Необходимо также отметить специфичность гипергенных минералов пегматитов: они представлены в основном фосфатами (50—55 минеральных видов), окислами, силикатами, а также карбонатами, сульфатами, арсенатами, галоидами и сульфидами. Если сравнивать гипергенную минералогия пегматитов с минералами зоны окисления гидротермальных рудных жил и с минералами коры выветривания магматических пород, то обращает на себя внимание, что ей присущи как некоторые особенности, характерные для минералогии зоны окисления рудных жил (появление вторичных сульфидов, сульфатов, арсенатов, фосфатов), так и для минералогии коры выветривания на гранитных породах (развитие силикатов: глин, гидрослюд, накопление окислов Mn и Fe). Кроме того, гипергенная минералогия гранитных пегматитов имеет и свои специфические черты, к которым следует отнести широкое развитие гипергенных фосфатов Fe, Mn и Ca, образование гипергенных минералов в результате изменения в первую очередь литиевых минералов (сподумена, петалита, трифилина-литофилинта) и др.

Таким образом, все минералы, встречающиеся в пегматитовых телах, можно легко разделить по генетическому принципу на следующие группы, образующиеся при различных геологических условиях.

1. Минералы, образование которых связано с влиянием вмещающих пород (андалузит, силлиманит, кианит, кордиерит, джумортьерит, големквистит, графит, алмаздин, частично биотит, мусковит и др.).

2. Минералы собственно пегматитового процесса, образующиеся в результате кристаллизации из остаточных расплавов и, возможно, дальнейшей частичной перекристаллизации (главные породобразующие минералы: плагиоклаз, микроклин, кварц, сподумен; аксессуарные: турмалин, берилл, гранат, апатит, биотит, трифилин, амблигонит и др.).

3. Минералы, образующиеся в результате развития процессов метасоматоза ранее образовавшихся силикатов под воздействием гидротермальных растворов, остающихся после кристаллизации пегматитового остатка (мусковит, альбит, лецидолит, циннвальдит, жильбертит, топаз, манган-apatит, спессартин, касситерит, щелочные поздние бериллы, поздние цветные турмалины, амблигонит, гедденит, поллудит, частично петалит, танталит, микролит, стибиотанталит и многие другие).

4. Минералы, образующиеся в открытых трещинах и пустотах вследствие перетекания выщелоченных растворами ранее образовавшихся минералов (кварц, адуляр, альбит, карбонаты, цеолиты, водные алюмофосфаты, таблитчатый апатит, ростерит, гердерит, лептохлориты, кукеит и др.).

5. Минералы, образующиеся под воздействием современных или древних гипергенных процессов (глинистые минералы, гидрослюды, окисленные и гидратированные фосфаты, водные окислы Mn и Fe, карбонаты, арсенаты, сульфаты и др.).

5. ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ПЕГМАТИТОВ

Говоря о разнообразии минерального состава литиевых пегматитов, мы всюду выше указывали на большое количество минеральных видов, встречающихся в пегматитах, но при этом не касались их распространенности и той роли, которую они играют в строении пегматитовых тел. Между тем, несмотря на необычайное разнообразие ряда групп минералов (как, например, фосфатов, количество минеральных видов которых доходит до 80, тантало-ниобатов и др.), в целом они играют ничтожную роль в строении пегматитов. По существу только силикаты в ассоциации с кварцем (последний можно рассматривать и как каркасный силикат, так как в основе его структуры лежат тетраэдры $[\text{SiO}_4]$) составляют основную массу пегматитовых тел и слагают не менее 96—98% всей породы. Однако не все силикаты широко распространены в пегматитах.

В табл. 3 распределены по классам все силикаты, характерные для литиевых пегматитов (распространенные минералы выделены шрифтом).

Таблица 3

Силикаты, характерные для литиевых пегматитов

С изолированными тетраэдрами	Со двойными тетраэдрами	С пепочками или лентами тетраэдров	Кольцевые	Слоистые	Каркасные
Фенакит Циртолит	Берtrandит	Сподумен Гольмквистит	Берилл Турмалин Кордиерит	Слюды: биотит мусковит лепидолит циннвальдит Хлориты Лентохлориты: стриговит афросидерит Куксит Манапонит Битит Каолинит Галлуазит Монтмориллонит Керолит	Полевые шпаты: плагиоклаз ортоклаз микроклин-адуляр альбит Кварц Полюцит Петалит Эвкрипит Гельвин Цеоциты
Топаз Андалузит Гранат Дюмортьерит					

Из приведенных данных напрашиваются следующие выводы.

а) Литиевые пегматиты сложены в основном каркасными и слоистыми силикатами, т. е. минералами с наиболее сложными кристаллическими постройками, в которых Al весь (каркасные силикаты) или только частично (слоистые силикаты) входит в четверную координацию. Значительно

меньшую роль в них играют силикаты кольцевые (берилл, турмалин) и цепочечные (сподумен). Силикаты же со сдвоенными или изолированными тетраэдрами в целом представляют редкость (единственное исключение — гранат). Характерно почти полное отсутствие силикатов со сдвоенными цепочками-лентами (единственный встречающийся здесь подобный минерал — гольмквистит — образуется под влиянием боковых стенок).

Если же рассматривать одни только породообразующие минералы и принять во внимание, что кварц также имеет каркасное строение, то можно сделать вывод, что пегматиты на 75—95% сложены силикатами каркасного строения. Таким образом, характернейшей особенностью минералогии пегматитов является явление в них наиболее сложных кристаллических построек.

б) Слоистые силикаты, широко распространенные в пегматитах, характерны для поздних этапов пегматитового процесса и образуются частично в гипергенных условиях. Каркасные силикаты, так же как и цепочечные (сподумен) и кольцевые, в гидротермальных и гипергенных условиях легко переходят в слоистые. Эти процессы связаны с переходом Al из четверной координации в шестерную и с появлением в них добавочных анионов (ОН) или F.

в) Обращает на себя внимание следующая закономерность: если преобладающее большинство породообразующих минералов представлено каркасными силикатами, то главнейшие акцессорные минералы пегматитов имеют уже не каркасное строение, а характеризуются появлением структур с развитыми октаэдрическими группами. Кристаллохимически такая закономерность легко объяснима, потому что в состав каркасных силикатных структур могут входить только ионы с большими ионными радиусами и большими координационными числами (Na, K, Cs, Ca, Sr, Ba) и с маленькими ионными радиусами, находящимися в четверной координации (Si, Al). Но так как в пегматитовом процессе появляются также элементы со средними ионными радиусами ($R_i = 0,6—0,9 \text{ \AA}$), то наряду с образованием каркасных структур должны также в меньшем количестве возникать минералы с развитой октаэдрической группой, благоприятные для вхождения в их состав элементов типа Li, Mg, Fe^{II}, Mn, Nb, Ta, Ti и др., т. е. силикаты с изолированными тетраэдрами, цепочечные, отчасти слоистые, кольцевые, тантало-ниобаты, фосфаты и др.

Таким образом, если для породообразующих минералов характерны координационные числа 12 и 4 или 4 (кварц), то для акцессорных характерны 6 и 4 или просто 6 (тантало-ниобаты, касситерит и др.).

Если рассматривать только минералы, наиболее часто встречающиеся в литиевых пегматитах, не связанные с гипергенными процессами, то количество их обычно не превышает 30—35. В табл. 4 показано распределение этих минералов по сингониям (рассмотрено 30 наиболее типичных минералов).

Из табл. 4 следует, что вряд ли можно говорить о резком накоплении в пегматитах минералов определенных симметрий. Обращает на себя внимание несколько повышенное количество минералов кубической, гексагональной и тригональной сингонии и пониженное количество минералов ромбической сингонии.

Но делать вывод о том, что в гранитных пегматитах преобладают минералы с элементами симметрии порядка 3 и 6 (Ферсман, 1940), нельзя. В пегматитах, так же как и в других типах месторождений, резко преобладают минералы моноклинной сингонии. Не подтверждается и другое

Таблица 4

Распределение минералов литиевых пегматитов по сингониям

Сингония	Число видов	Число видов для минералов пегматитов, %	Число видов для всех минералов вообще, %
Кубическая	5	16,7	9,0
Гексагональная	3	10	4,5
Тригональная	3	10	4,9
Тетрагональная	2	6,7	5,7
Ромбическая	5	16,7	26,8
Моноклинная	10	33,2	39,8
Триклинная	2	6,7	9,3
Сумма	30	100	100

положение А. Е. Ферсмана (Ферсман, 1940, т. I, стр. 337): закономерное изменение симметрии минералов по мере развития пегматитового процесса установить не удастся.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что твердость первичных минералов литиевых пегматитов варьирует от 4 (первичные фосфаты) до 7, реже 8, для основной же массы породообразующих минералов она составляет 6—7,5, только для слоистых силикатов она варьирует около 2. Промежуточных твердостей (3—5), характерных, например, для гидротермальных образований (карбонаты, сульфиды, сульфаты), мы здесь почти не встречаем. Необходимо указать, что постепенного закономерного изменения твердости минералов по мере развития пегматитового процесса, подобно тому, как это себе представлял А. Е. Ферсман (1940, т. I, стр. 336), вывести нельзя. Твердость минералов к концу процесса резко падает по мере перехода к гипергенным процессам.

Из указанных 200 минералов, встречающихся в рассматриваемых пегматитах, только некоторые являются породообразующими и составляют не меньше 95—97% от всей массы пегматитовых тел. К таким породообразующим минералам литиевых пегматитов нужно отнести следующие: плагиоклаз (олигоклаз, альбит-олигоклаз), микроклин, сподумен, кварц, мусковит, альбит, лепидолит.

Различные типы пегматитовых жил по существу и отличаются друг от друга содержанием этих породообразующих минералов, закономерно сменяющих друг друга во времени по мере эволюции пегматитового процесса и знаменующих различные этапы становления этого процесса. Высказанная К. А. Власовым (1946) мысль о необходимости разделения пегматитового процесса по породообразующим минералам, а не по аксессуарным, вполне справедлива.

Основываясь на ней и считая основными породообразующими минералами пегматитов кварц и полевой шпат, К. А. Власов, исходя из анализа взаимоотношений этих минералов, как известно, выделяет в своей текстурно-парагенетической классификации четыре типа пегматитов, из которых каждый последующий тип является естественным генетическим продолжением предыдущего: среднезернистый или графический, блоковый, полидифференцированный, редкометалльнозамещенный. Не вдаваясь здесь

в детальный разбор построений К. А. Власова, мы должны указать на ряд существенных недостатков такого чисто текстурного подхода.

а) К. А. Власов считает, что основными породообразующими минералами пегматитов являются кварц и полевой шпат. Однако вряд ли можно в настоящее время оперировать таким групповым понятием, как полевой шпат, не расшифровывая при этом, представлен ли он плагиоклазом или калиевым полевым шпатом. Действительно, в плагиоклазовых пегматитах мы никогда не встречаем той редкометальной минерализации, которая характерна для микроклиновых пегматитов. Вопрос о том, являются ли пегматиты плагиоклазовыми, плагиоклаз-микроклиновыми или микроклиновыми, не является второстепенным и имеет во всяком случае не меньшее значение, чем вопрос о размерах выделений этих минералов.

В связи с этим необходимо указать, что главнейшее отличие промышленных мусковитовых месторождений от редкометальнозамещенных состоит в том, что первые являются, как правило, плагиоклаз-микроклиновыми (с преобладанием плагиоклаза над микроклином), в то время как вторые микроклиновые.

б) К. А. Власов относит сподумен к аксессуарным минералам. Между тем все литиевые сподуменовые месторождения мира содержат сподумен в количестве 10—25%, для них он является главнейшим породообразующим минералом. Если не учитывать роли сподумена как породообразующего минерала, то при этом пропадает вся специфика одного из важных типов промышленных пегматитовых месторождений — сподуменового.

в) Блоковый тип пегматитов, по К. А. Власову, по составу породообразующих и аксессуарных минералов и по развитию парагенетических ассоциаций минералов ничем практически не отличается от полнодифференцированного. Различие между ними только чисто текстурное: в первом случае в центральных частях тел появляются крупные блоки кварца и микроклина, во втором случае все крупные блоки кварца слились в одну мономинеральную осевую зону.

г) К. А. Власов выделяет особый тип редкометальнозамещенных пегматитов, представляющий согласно его взглядам дальнейшее генетическое развитие полнодифференцированного. Между тем в природе мы встречаем достаточно часто как замещенные полнодифференцированные, так и замещенные блоковые пегматиты. Далее, редкометальнозамещенные пегматиты могут быть различными по своему составу, они могут отличаться развитием разнообразных замещающих комплексов минералов и соответственно с этим содержать различное редкометальное оруденение. Лепидолитовые пегматиты с поллуцитом, воробьевитом и рубеллитом сильно отличаются по составу от обычных альбитизированных оловоносных пегматитов, не содержащих лепидолита. Естественно, возникает необходимость более подробного расчленения редкометальнозамещенных пегматитов по господствующему процессу замещения.

Основной недостаток представлений, развиваемых К. А. Власовым, состоит в том, что он не учитывает того обстоятельства, что по мере развития, эволюции пегматитового процесса меняются не только текстурные взаимоотношения между породообразующими минералами, но меняется и состав самих породообразующих минералов: плагиоклаз закономерно сменяется на более поздних стадиях микроклином, последний в литиевых пегматитах — сподуменом. Точно так же меняется состав минералов при развитии процессов

замещения: альбит, являющийся основным пороодообразующим минералом замещающих комплексов, закономерно сменяется агрегатом позднего мусковита и кварца (грейзеном) или агрегатом лепидолита и кварца.

6. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ ПЕГМАТИТОВОГО ПРОЦЕССА

Если подойти геохимически к главнейшим пороодообразующим силикатам, то нетрудно видеть, что в состав их в основном входят по существу одни и те же элементы (Si, Al, O) и что все разнообразие этих силикатов обусловлено только вхождением в их состав различных щелочей (Na + Ca и K, Li, Na). По существу вся эволюция породообразующих силикатов в пегматитах выражается в смене одних щелочей другими. С этой точки зрения можно весь пегматитовый процесс разделить на ряд геохимических этапов, характеризующихся различной ролью тех или иных щелочей. Естественно, что каждому такому этапу соответствуют и свои акцессорные минералы, в составе которых также иногда отражается высокая концентрация щелочей (что лучше всего видно на примере берилла, частично турмалина и др.).

Если обратиться к геологической истории развития пегматитового процесса, то нетрудно в нем выделить следующие основные геохимические этапы.

1. Кальциево-натриевый этап, характеризующийся кристаллизацией кальциево-натриевых полевых шпатов — плагиоклазов типа олигоклаза, слагающих на некоторых месторождениях контактные и призальбаандовые зоны пегматитовых тел. Так как этот этап является наиболее ранним и приводит к образованию периферических зон пегматитов, то на нем наиболее резко сказывается влияние вмещающих пород. Геохимически это выражается чаще всего в обогащении образующихся на этом этапе минералов Mg, Fe, Ti, иногда Al, а также в частичном выносе в отдельных случаях Si, что обуславливает появление своеобразных минералов, вообще не характерных для пегматитового процесса. Наиболее типичными акцессорными минералами этого этапа процесса являются биотит, гранат типа альмандина с высоким содержанием пироповой и спессартиновой молекулы, иногда ильменит и магнетит.

Повышенное содержание Ca в расплаве сказывается не только в появлении плагиоклаза, но и в образовании в ряде случаев других Ca-содержащих минералов, как, например, апатита, иногда ортита, гелландита, виикита и др. Следует подчеркнуть, что для этого кальциево-натриевого этапа характерно выделение элементов, очень близких по своим ионным радиусам к кальцию: редких земель церовой и иттриевой групп, а также U и Th. Поэтому наряду с биотитом, гранатом, апатитом на этом этапе происходит образование фосфатов редких земель — монацита или ксенотима, U-содержащих титано-ниобатов Fe, Ca, редких земель церовой и иттриевой групп, как, например, фергусонита, эвксенита, иттротанталита, виикита и др., а также силикатов редких земель (ортита, таленита, гадолинита и др.). Образующийся минеральный парагенезис, как это установлено на примерах пегматитов Южной Норвегии работами Г. Бьерликке (H. Bjerglykke, 1937), при небольшой концентрации фосфора в значительной степени контролируется соотношением концентрации редких земель и $(Ti + Nb + Ta)$. Так, например, при $Y : (Ti + Nb + Ta) > 1$ наряду с титано-ниобатами образуются силикаты Y типа таленита-гадолинита; при $Y : (Ti + Nb + Ta) \approx 1$ все количество Y реагирует с $(Ti + Nb + Ta)$, образуя фергусонит; при $Y : (Ti + Nb + Ta) > 0,3 < 1$ образуется эвксе-

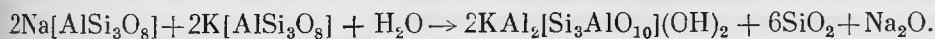
нит, иттротанталит и самарскит; при $Y : (Ti + Nb + Ta) < 0,3$ избыток Nb соединяется с Fe и M_1 , образуя колумбит, а в случае, когда $Ti > Nb$, образуется ильменорутил.

Таким образом, наличие редких земель в расплаве, так же как и повышенное содержание Ti, приводит к сравнительно раннему выделению Nb и Ta и не позволяет им концентрироваться в существенных количествах на последних стадиях процесса. В связи с тем, что титано-ниобаты редких земель усиленно поглощают U, при широком развитии последних не создается условий для образования уранинита; в том же случае, когда в пегматитах эти минералы отсутствуют или не имеют широкого распространения, появляется уранинит. Как правило, кальциево-натриевый этап не характерен для типичных литиевых пегматитов, только в исключительных случаях он получает в них широкое распространение (пегматиты Мадагаскара). Мощное развитие его определяет образование пегматитов типа II (пегматиты с редкими элементами) по классификации А. Е. Ферсмана.

II. Калиевый этап характеризуется выделением больших количеств калиевого полевого шпата — ортоклаза и преимущественно микроклина, которые в конце этапа подвергаются гидролизу и замещаются кварц-мусковитовым агрегатом. Этот этап наиболее «стерильный» в отношении появления акцессорных минералов, последние образуются в основном либо в самом начале этапа, когда происходит прекращение выделения плагиоклаза и частичная резорбция его калиевым полевым шпатом, либо к концу этапа, когда основная масса калиевого полевого шпата (микроклина) уже образовалась и под воздействием паров воды происходит гидролиз с образованием по нему мусковита и кварца. Этот процесс гидролиза в свою очередь приводит к высвобождению из микроклина некоторого количества K_2O , как это следует из общеизвестной реакции:



Для того чтобы реакция смещалась в сторону образования мусковита, необходим вынос K_2O , который может осуществляться двумя путями: либо выносом во вмещающие породы и соответственно с этим ослюдечением их, либо же развитием мусковита по плагиоклазу. В последнем случае процесс образования мусковита идет по схеме



Таким образом, наиболее благоприятные условия для образования мусковита создаются в плагиоклаз-микроклиновых пегматитах, особенно в случае, когда пегматиты залегают во вмещающих породах, бедных K_2O (Никитин, 1952).

Типоморфными для калиевого этапа акцессорными минералами являются черный турмалин, приходящий, как это справедливо отмечал А. Е. Ферсман, на смену биотиту, мусковит, берилл, выделяющийся обычно к концу процесса, толстотаблитчатый колумбит или ильменорутил, образующиеся вместо метамиктных титано-ниобатов редких земель вследствие незначительного содержания в расплаве элементов иттриевой и церовой групп, уранинит, образование которого становится возможным вследствие отсутствия метамиктных титано-ниобатов, являющихся активными поглотителями U, и др.

Широкое развитие калиевого этапа в пегматитах при незначительном проявлении последующих этапов определяет по существу образование пегматитов типа III (шерл-мусковитового), по классификации А. Е. Ферсмана,

представляющих значительный интерес для извлечения из них мусковита и берилла.

В литиевых пегматитах этот этап всегда четко проявлен и является обязательной ступенью их развития.

III. **Л и т и е в ы й э т а п**, развивающийся при высокой концентрации Li в исходном расплаве, сказывается в появлении крупных кристаллов или желваков литиевых минералов, выделяющихся сразу же вслед за микроклином. Наиболее ранним литиевым минералом является трифилин, образующий крупные желваки, иногда закономерно прорастаемые графтоном или магнофилитом. При незначительном содержании лития данный этап по существу на этом и заканчивается. Образуются блоковые микроклиновые, обычно мусковито-берилловые пегматиты, содержащие среди осевых обособлений кварца крупные скопления трифилина (некоторые месторождения Туркестанского и Калбинского хребтов, пегматиты Баварского и Оберпфальцского леса — месторождения Гагендорф, Хюнкель и др., месторождение Палермо в шт. Нью Гемпшир и многие другие). При высокой же концентрации лития происходит выделение сподумена, количество которого в центральных кварц-сподуменных зонах достигает обычно 15—25%. В преобладающем большинстве случаев кристаллы сподумена выделяются позже блоков микроклина и часто как бы обтекают их, иногда явно корродируют и даже прорезают их. На некоторых месторождениях совместно со сподуменом появляются крупные желваки амблигонита. К концу этапа сподумен становится неустойчивым и иногда замещается петалитом.

IV. **Н а т р и е в ы й э т а п**. К моменту начала этого этапа наступает резкий перелом в истории пегматитового процесса, связанный с усилением концентрации натрия, что вызывает развитие мощного процесса натриевого метасоматоза. Повышение концентрации Na в растворе к концу процесса обусловлено, с одной стороны, выделением к этому времени основной массы породообразующих силикатов, в частности микроклина, сподумена и кварца, а с другой стороны, тем, что Na, входивший ранее в состав плагиоклаза, а также в состав пертитовых вростков микроклина, начинает вновь переходить в раствор (частичное замещение плагиоклаза микроклином, гидролиз плагиоклаза и микроклина с образованием кварц-мусковитового агрегата, приводящий к выделению Na_2O и CaO из плагиоклаза и пертитовых вростков микроклина).

Одновременно с увеличением концентрации Na резко падает в растворе концентрация Fe и повышается роль Mn^{II} , который входит в повышенных количествах в состав большинства минералов. В этот же период выделяются многие минералы, содержащие редкие элементы, в частности Sn, Nb, Ta, которые, повидимому, ранее находились в растворе в виде комплексных натриевых соединений (например, Sn в виде Na_2SnO_3 или $\text{Na}_2\text{Sn}(\text{OH}, \text{F})_6$), как это предполагает В. Л. Барсуков).

Натриевый метасоматоз проявляется в замещении микроклина альбитом, в переходе сподумена в так называемый β -сподумен — агрегат альбита и эвкриптита, в образовании по трифилину гедденита, в замещении амблигонита или монтебразита фремонтитом, в появлении в ряде минералов (петалит, турмалин и др.) вростков и мirmekитоподобных выделений альбита, а также в растворении большого количества других минералов (в первую очередь кварца, берилла, иногда турмалина и др.). Появляющийся в растворах вновь Ca (растворение плагиоклаза) помимо того, что входит в состав альбита, фиксируется в манганопатите, типичном спутнике альбита, в некоторых случаях (отсутствие в растворе P, незначительное содержание Fe^{II} и Mn^{II} , что бывает обычно к самому концу процесса)

дает начало микролиту или бетафиту, а также входит в состав цеолитов.

Мы уже указывали, что данный этап геохимически характеризуется при наличии еще в растворе Fe^{II} весьма высокой концентрацией Mn^{II} , который является вместе с Na наиболее характерным, типоморфным элементом большинства образующихся в это время минералов. Mn^{II} вместе с Fe^{II} , играющим подчиненную роль, фиксируется в спессартине, манган-апатите, зеленом турмалине, минералах группы трифилина-литофили-та, группы колумбита-танталита и др. Во всех этих минералах содержание Mn обычно несколько больше Fe или близко к нему.

Последнее обстоятельство обуславливает появление у многих минералов данного этапа характерной зеленой окраски (турмалин, манган-апатит, трифилин-литофилит, мусковит и др.). В связи с незначительным содержанием в растворах редких земель становится возможным широкое развитие минералов группы колумбит-танталита, а также и появление уранинита. Редкие земли встречаются в минералах данного этапа обычно только в том случае, когда они появлялись и на более ранних этапах, как, например, в пегматитах Мадагаскара, где в альбитизированных участках появляются минералы типа амшангабеита, бетафита, самирезита и др., но в целом такие явления редки.

Таким образом, наиболее типичными акцессорными минералами данного натриевого этапа являются: зеленый мусковит, зеленый или синий турмалин, спессартин, манган-апатит, щелочной берилл, касситерит, колумбит — танталит, трифилин — литофилит.

Широкое развитие натриевого метасоматоза обуславливает переход в раствор в первую очередь K, а также Li, что определяет развитие последующих этапов, характеризующихся выделением калиевых и литиевых минералов.

V. Поздний калиевый этап. Заканчивается пегматитовый процесс широким развитием поздних метасоматически развивающихся калиевых слюд — зеленых мусковитов, содержащих некоторое количество Li, или же, если в растворах было много Li, и лепидолита.

В некоторых сравнительно редких случаях появляются и поздние калиевые полевые шпаты, иногда секущие вдоль прожилков скопления альбита. По существу этот поздний калиевый процесс является естественным продолжением предыдущего, натриевого, с которым он имеет много общего. Геохимически они отличаются один от другого в основном только различной ролью щелочей, сменой Na на K, с которым всегда тесно ассоциируется Rb, в меньшей степени Cs. Появление Rb в поздних слюдах и калиевых полевых шпатах является характерной особенностью данного этапа, все остальные геохимические черты при этом принципиально не меняются (следует отметить только усиление роли Ta и преобладание во многих районах на данном этапе Ta над Nb).

Развитие как натриевого, так и позднего калиевого этапа в пегматитах обуславливает образование натриевого подтипа типа V гранитных пегматитов, по классификации А. Е. Ферсмана.

VI. Поздний литиевый этап появляется в отдельных случаях при концентрации Li в растворах, остающихся после выделения минералов первичной кристаллизации, а также вследствие растворения или замещения ранее образовавшихся литиевых минералов (сподумена, петалита, трифилина, амблигонита), проявляется в широком метасоматическом развитии литиевых слюд-лепидолитов, которые часто развиваются по ранее образовавшемуся мусковиту или даже биотиту (А. Гинзбург и Берхип, 1953). Как правило, этот этап следует после предыдущего, при этом

он в некоторых случаях приводит к полному превращению образовавшихся после альбита или совместно с ним «грейзеновых» слюдок в лепидолит.

В других случаях лепидолит появляется вместо указанных выше зеленых слюдок. В ассоциации с лепидолитом появляются и другие Li-содержащие минералы, как, например, петалит, реже сподумен, амблигонит, литиофилит, литиевые турмалины (эльбаиты), литиевые бериллы и др.

Геохимически поздний литиевый этап характеризуется следующими особенностями.

а) Высокой концентрацией Rb и особенно Cs, которые в повышенном количестве входят в минералы, обладающие благоприятной структурой для вхождения в них ионов очень больших размеров (слюда — лепидолит, берилл). Вследствие наличия определенного предела насыщения этих минералов Cs при высокой концентрации последнего, он будет не только входить в повышенном количестве в эти минералы, но и образовывать самостоятельный минерал — поллуцит. Выдвинутое К. А. Власовым положение, сводящееся к тому, что если в пегматитах в большом количестве присутствует берилл, то в них не будет поллуцита, поскольку весь Cs будет захвачен бериллом, не оправдывается на практике, так как основная масса берилла в пегматитах чаще всего выделяется до развития позднего литиевого этапа, да и содержание Cs в бериллах обычно не превышает определенного предела.

Поэтому правильнее было бы сформулировать иное положение, сводящееся к тому, что по содержанию Cs в лепидолитах можно говорить о вероятности появления поллуцита (А. Гинзбург, 1954).

б) Незначительным содержанием, а в некоторых случаях и почти полным отсутствием Fe^{II} при наличии еще Mn^{II} . В первую очередь Mn входит в состав тех минералов, в которых он совместно с Fe^{II} является основной составной частью, но поскольку Fe^{II} в растворах к этому времени почти не остается, то образуются почти чистые марганцовистые разновидности: манганотанталиты, литиофилиты, манганотриплиты и др. Остающееся количество Mn захватывается изоморфно другими минералами, однако содержание в них Mn резко понижено по сравнению с содержанием его в этих же минералах натриевого этапа. Так, в турмалинах, апатитах, мусковитах позднего литиевого этапа всегда содержится намного меньше Mn, нежели в разновидностях этих же минералов, связанных с альбитизацией.

в) Более высоким кислородным потенциалом, который сказывается на частичном окислении некоторого количества Mn^{II} до Mn^{III} , что приводит к появлению у минералов розовых или фиолетовых окрасок. Так, для литиевого позднего этапа характерны фиолетовые или розовато-фиолетовые лепидолиты, розовые или красные турмалины-рубеллиты, розовые бериллы-воробьевиты, светлофиолетовые апатиты, розовые сподумены-кунциты, розовые литиофилиты, марганцовистые триплиты, розовые кварцы и др.

г) При наличии в исходном расплаве Nb и Ta (примерно в одинаковых количествах) на данном этапе происходит резкая концентрация Ta, что сказывается в появлении ряда Ta-содержащих минералов (манганотанталит и микролит, торолит, угандит, стибитанталит, симпсонит и др.).

д) Появлением некоторых элементов, вообще не типичных для пегматитов, образующих своеобразные минералы, встречающиеся только на данном этапе. К таким элементам необходимо отнести в первую очередь Sb, входящую в состав стибитанталита, характерного минерала лепидолитового замещающего комплекса.

Развитие в пегматитах позднего лепидолитового этапа обуславливает появление литиевого подтипа типа V и типа VI (марганцево-фосфатного) гранитных пегматитов, по классификации А. Е. Ферсмана.

Таким образом, весь пегматитовый процесс может быть разбит на ряд геохимических этапов, отличающихся друг от друга по выделению в большом количестве определенных щелочей, закономерно сменяющих друг друга по мере эволюции процесса в следующем порядке:

I. Na—Ca	}	Стадия первичной кристаллизации (и частично перекристаллизации)
II. K		
III. Li		
.....		
IV. Na	}	Стадия метасоматоза
V. K—(Rb)		
VI. Li—K—Rb—Cs		

Обращает на себя внимание известная периодичность смены щелочей. Последние три этапа, характеризующиеся необычайно широким развитием метасоматических явлений, по существу геохимически повторяют ранние этапы развития процесса, на протяжении которого минералы образовались путем непосредственной кристаллизации и частично, возможно, путем перекристаллизации. Обе стадии (первичной кристаллизации и метасоматоза), характеризующиеся определенными закономерностями смены щелочей, несколько оторваны друг от друга, т. е. между калиевым или литиевым этапом и натриевым обычно существует некоторый промежуток, на протяжении которого щелочи вообще не выделяются, а происходит образование одного кварца и гидролиз полевых шпатов.

Различная интенсивность проявления того или иного этапа процесса обуславливает по существу все многообразие существующих типов пегматитов. Некоторые из указанных этапов могут, естественно, выпадать или, вернее, получать незначительное развитие, другие, наоборот, интенсивно развиваться, что влечет за собой появление пегматитов того или иного типа. Различная интенсивность проявления выделенных этапов зависит в основном от следующих факторов, оказывающих весьма большое влияние на весь ход пегматитового процесса.

а) От первичной концентрации тех или иных щелочей в расплаве. Так, например, если в расплаве Li вообще не было или было очень мало, то, естественно, что литиевые этапы вообще выпадут из хода процесса и мы будем иметь следующую последовательность смены геохимических этапов:

I. Na—Ca	}	Стадия первичной кристаллизации
II. K		
.....		
IV. Na	}	Стадия метасоматоза
V. (K—Rb)		

Точно так же большое влияние на ход процесса оказывает первоначальная концентрация K и Na.

б) От влияния процессов ассимиляции вмещающих пород. Естественно, что если пегматиты залегают в породах богатых Ca (основные породы, известкостые породы и др.), или подстилаются ими и геологические условия благоприятствовали развитию ассимиляции (глубинные пегматиты, залегающие в древних, докембрийских породах), то пегматитовый расплав будет сильно обогащен Ca, что приведет к интенсивному развитию кальциево-натриевого этапа и будет способствовать выделению основной массы Na

на раннем этапе в форме плагиоклаза. Аналогичным же путем ассимиляция, например, микроклино-биотитовых гнейсов способствует интенсивному развитию калиевого этапа и т. д.

в) От выноса во вмещающие породы щелочей, в первую очередь Na_2O и K_2O .

г) От повторного внедрения в ходе пегматитового процесса новых порций расплава или раствора, т. е. от привноса из магматического очага тех или иных щелочей. В этом случае ход пегматитового процесса, естественно, будет нарушаться.

Наиболее интересный вопрос, который напрашивается из рассмотрения указанных выше геохимических этапов, касается времени выделения основной массы Na. Естественно, что если основное количество Na выделится на раннем этапе в форме плагиоклаза, то поздние этапы пегматитового процесса будут обеднены Na, что практически скажется в незначительном развитии процессов замещения (альбитизации и др.).

Действительно, во всех пегматитах, богатых плагиоклазом, как правило, процессы альбитизации не получают широкого развития. Наоборот, в случае незначительного проявления раннего кальциево-натриевого этапа весь Na (за исключением части его, захватываемой калиевым полевым шпатом) накапливается к концу процесса, что в случае значительной исходной концентрации Na и отсутствия большого его выноса во вмещающие породы приведет к развитию мощного процесса натриевого метасоматоза — альбитизации.

Таким образом, одним из главнейших условий появления редкометаллозамещенных альбитизированных пегматитов является незначительное проявление раннего кальциево-натриевого этапа.

Естественно, возникает вопрос: в силу каких причин в одних случаях Na выделяется на раннем этапе, тогда как в других случаях он накапливается к концу процесса, вызывая развитие метасоматических явлений? Поскольку на раннем этапе Na фиксируется в виде плагиоклаза, по составу своему обычно отвечающего олигоклазу (№ 20—30), то логично предположить, что решающую роль здесь играет различная концентрация Ca в исходном расплаве.

При высоком содержании Ca в расплаве происходит образование плагиоклаза, т. е. Ca увлекает за собой Na, играя по существу роль осадителя Na, и тем самым препятствует его концентрации к концу процесса и развитию альбитизации.

Концентрация же Ca в исходном расплаве, повидимому, чаще всего зависит от процессов ассимиляции вмещающих богатых Ca пород, ассимиляции, происходящей на значительной глубине, обычно не на месте формирования пегматитовых тел (поскольку мы знаем много замещенных микроклиновых пегматитов, залегающих в основных породах, и плагиоклазовых пегматитов, залегающих в гнейсах).

Любопытна история редких элементов, концентрирующихся совместно с альбитом к концу процесса, в том случае, когда вследствие процессов ассимиляции происходит обогащение расплава Ca и образование раннего плагиоклаза. Поскольку, однако, одновременно с ассимиляцией Ca обычно происходит обогащение расплава также и Fe, Mg и Ti, то некоторые редкие элементы, в частности TR, Nb, Ta, U, повидимому Zr и другие, захватываются соединениями Ca, Fe, Ti, образуя сложную группу ниоботанталатов.

Возможно, что именно поэтому мы встречаем, как правило, в глубинных пегматитах древних докембрийских щитов (типа Фенноскандии,

Канады и др.) своеобразные плагиоклазовые и плагиоклазо-микроклиновые пегматиты, обогащенные редкими элементами — тип II, по классификации А. Е. Ферсмана. Вообще нужно напомнить, что редкие элементы TR, Y, U, Nb, Ta, Zr могут в пегматитовом процессе появляться на двух различных этапах: кальциево-натриевом или натриевом; в первом случае они связаны с биотито-олигоклазовыми жилами (тип II, по А. Е. Ферсману), во втором — с альбитизированными участками микроклиновых пегматитов (тип V, по А. Е. Ферсману). Указанные общеизвестные факты легко объясняются при геохимическом подходе к пегматитовому процессу.

Разделив весь пегматитовый процесс на ряд геохимических этапов, отражающих закономерности изменения состава пегматитовых расплавов и растворов по мере эволюции процесса, мы дали основу для выделения различных типов пегматитов, ибо все многообразие гранитных пегматитов так называемой «чистой линии» и обусловлено различной интенсивностью проявления тех или иных геохимических этапов. При этом, однако, необходимо учитывать, что широкое развитие одних этапов (например, кальциево-натриевого) препятствует интенсивному проявлению других (натриевого) и, наоборот, развитие одних этапов (натриевого) влечет за собой почти всегда появление и других (позднего калиевого или калиево-литиевого). Поэтому количество типов пегматитов, которое можно было бы вывести путем взаимного сочетания различно проявившихся геохимических этапов, строго ограничено и не превышает восьми, как это видно из табл. 5.

Однако строить классификацию пегматитов только на одном признаке (по составу породообразующих минералов) вряд ли целесообразно.

Для полной характеристики типов пегматитов необходимо также указывать наиболее характерные типоморфные акцессорные минералы или элементы, присущие данному типу, и их текстурные особенности.

Из приведенной схемы типов пегматитов, построенной по проявлению в них различных геохимических этапов, можно сделать ряд выводов.

а) Все пегматиты можно разделить на простые, в которых процессы замещения существенно не проявились (типы 1, 2 и 3), и замещенные, характеризующиеся интенсивным развитием процессов альбитизации, грейзенизации и лепидолитизации (типы 5, 6, 7 и 8). Тип 4 занимает во всех отношениях промежуточное положение и характеризуется слабым проявлением процессов альбитизации.

б) Все незамещенные пегматиты разделяются на существенно плагиоклазовые (тип 1), плагиоклазо-микроклиновые (тип 2) и существенно микроклиновые (тип 3), в которых плагиоклаз встречается только в приальбандовых участках. Наибольшим распространением обычно пользуются плагиоклазо-микроклиновые пегматиты. Это основной тип мусковитовых и керамических пегматитов.

в) Геохимически незамещенные пегматиты могут характеризоваться либо отсутствием каких-либо акцессорных элементов («обычные», по А. Е. Ферсману, биотитовые и биотит-гранатовые пегматиты), либо же высоким содержанием редких земель церовой (монацитовые, ортитовые пегматиты) или иттриевой группы (ксенотимовые, таленитовые и гадолинитовые пегматиты), Nb, Ti, Ta, U, P, а также Be и В.

Выделенные А. Е. Ферсманом обычные и церовые пегматиты (тип I, по А. Е. Ферсману), пегматиты с редкими элементами (тип II) и боро-фтористые (тип III — шерл-мусковитовые) представляют собой по существу попытку такого разделения пегматитов по характерным акцессорным элементам.

г) Тип 4 — микроклиновый, как мы уже указывали выше, представляет собой своеобразный промежуточный тип, характеризующийся относитель-

Типы гранитных пегматитов
(В скобках поставлены этапы, проявленные слабо)

Стадии процесса	Геохимические этапы процесса	Типы пегматитов							
		1	2	3	4	5	6	7	8
Первичная кристаллизация и перекристаллизация	I	Ca — Na	Ca — Na	(Ca — Na)	(Ca — Na)	—	—	—	—
	II	—	K	K	K	K	K	K	K
	III	—	—	—	(Li)	—	Li	Li	—
Метасоматоз	IV				(Na)	Na	Na	Na	Na
	V				(K)	K	K	(K)	(K)
	VI				—	—	—	K — Li	K — Li
Оруденение	Слюдоносные								
	Редкоземельные			Бериллоносные					
							Оловорудные и танталовые		
								Литиевые	
	Цезиевые								
Типы пегматитов, по А. Е. Ферсману	I—II	II—III	III	Переходный от III к V	Va натриевый подтип	Vб — (литиевый подтип) — VI			
Типы пегматитов, по К. А. Власову	Среднезернистые или графические и блоковые		Среднезернистые; графические, блоковые и полностью дифференцированные	Блоковые или полностью дифференцированные		Редкометаллозамещающие			

но небольшим развитием плагиоклаза и незначительным проявлением альбитизации и грейзенизации.

В некоторых случаях в нем появляются в небольшом количестве и литиевые минералы (трифилин), реже сподумен. Это по существу переходный тип от шерл-мусковитовых пегматитов А. Е. Ферсмана к натро-литиевым. Он представляет промышленный интерес для добычи мусковита, но в то же время является важным промышленным типом берилловых месторождений, содержащих часто колумбит.

д) Замещенные пегматиты можно разделить на следующие четыре типа. Тип 5—альбитизированные и грейзенизированные пегматиты — соответствует натриевому подтипу натро-литиевых пегматитов, по классификации А. Е. Ферсмана. Они представляют промышленный интерес главным образом потому, что в них возможно нахождение касситерита и колумбита — танталита. Тип 6—альбитизированные и грейзенизированные сподуменовые пегматиты — основной промышленный тип сподуменовых месторождений, из которых попутно со сподуменом можно добывать берилл, касситерит, колумбит — танталит. Тип 7 отличается от предыдущего появлением в изобилии лепидолита, с которым иногда ассоциируются поллуцит и танталит. Это тип комплексных литиево-цезиево-танталовых месторождений. Наконец, тип 8 представлен альбитизированными и лепидолитизированными пегматитами, в которых отсутствуют ранние литиевые минералы. Этот тип богат, как правило, миароловыми пустотами, в которых встречаются драгоценные камни (полихромные турмалины, воробьевиты и др.). Типы 6, 7 и 8 соответствуют литиевому подтипу натро-литиевого (V) типа пегматитов (по А. Е. Ферсману) и марганцево-фосфатному (VI), поскольку, как это было нами ранее показано (А. Гинзбург, 1953), они принципиально не отличаются один от другого.

е) Если применить к выделенным типам пегматитов классификацию К. А. Власова, то обращает на себя внимание, что для плагиоклазовых и плагиоклазо-микроклиновых пегматитов (типы 1 и 2) наиболее характерны среднезернистые, графические, апографические и пегматоидные структуры, переходящие иногда в блоковые. Для нашего типа 3 и особенно типа 4 более характерны блоковые структуры, переходящие иногда в полнодифференцированные. Типы 5, 6, 7 и 8 являются редкометаллозамещенными. Таким образом, в целом наблюдается четкая тенденция к усилению дифференциации по мере эволюции процесса, что и было подмечено К. А. Власовым.

ж) Выделенные типы пегматитов представляют различную практическую ценность. Так, тип 1 и особенно тип 2 интересны вследствие возможности извлечения из них минералов редких земель, в частности иттриевой группы. Тип 3, а особенно тип 4 и в меньшей степени типы 5, 6 и 7 являются бериллоносными; при этом в типах 3 и 4 встречаются крупные кристаллы раннего берилла, в типе 5 — щелочные белые бериллы, в типах 6, 7 и 8 — натро-литиевые и цезиевые бериллы, которые можно извлекать обычно только попутно с другими минералами. Главнейшими слюдоносными пегматитами являются типы 2, 3 и 4, при этом в одних пегматитах мусковит встречается вместе с ортитом, монацитом и другими редкоземельными минералами, тогда как в других случаях он появляется в ассоциации с бериллом и колумбитом.

Последний появляется во всех типах, начиная с типа 4, при этом в типах 5, 6 и особенно в типе 7 сменяется танталитом. Основными типами сподуменовых месторождений являются типы 6 и 7, лепидолитовых — типы 7 и 8, поллуцитовых — в основном тип 7.

7. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИТИЕВЫХ ПЕГМАТИТОВ

В составе натро-литиевых пегматитов принимает участие свыше 50 химических элементов. Однако одни из них входят как главные составные части в кристаллические постройки минералов, играя в них при этом различную роль, тогда как другие являются элементами-примесями и обычно только в незначительных пределах изоморфно замещают их. По той роли, которую элементы играют в рассматриваемых пегматитах, их можно все разделить на следующие группы.

1. Основные элементы пегматитов, входящие в том или ином количестве в состав любых пегматитов: Si, Al, O, H, Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn, F, рассеянные: Ti, Ga.

2. Типоморфные, характерные элементы пегматитов, появление которых в повышенном количестве обуславливает всю специфику минералогии и особенности состава минералов: Li, Rb, Cs, Be, Sr, (Ba), Zn, B, Sc, Y, TR, Tl, Zr, Hf, Ge, Sn, (Pb), Nb, Ta, P, As, Sb, Bi, U, Th, (Cu), S.

3. Случайные элементы, появление которых связано с влиянием вмещающих пород или с процессами «скрещивания» с гидротермами: Co, Ni, V, Cr, C, Mo, W, Ag.

Однако около 20 из указанных элементов не образуют в пегматитах своих собственных минералов и находятся обычно в состоянии рассеяния, входя в другие минералы в виде примесей, улавливаемых только спектральным путем. Можно различать следующие типы примесей.

а) Примеси рассеянных элементов, вообще не образующих своих собственных кристаллических решеток. Такими примесями являются: Rb (в поздних калиевых минералах), Ga (во всех алюмосиликатах), Hf (концентрируется в цитролитах), Cd (в сфалеритах). Сюда же следует отнести примеси элементов, хотя и образующих вообще свои минералы, но обычно находящихся в состоянии рассеивания: Ge (входит в состав сподумена, топаза, турмалина и других силикатов), Tl (во всех минералах, содержащих Rb) и Sc (в гранатах, биотите, ортите, берилле).

б) Примеси элементов, рассеивающихся в пегматитах вследствие незначительного содержания (низкого кларка). Таковы примеси ряда халькофильных элементов (Zn, Cu, Pb, Ba и др.), примеси редких элементов, типичных для пегматитов иных типов (U, Th, Y, TR), и, наконец, элементов, заимствованных из вмещающих пород (Ti, V, Cr, Ni, Co и др.).

в) Примеси элементов радиогенного происхождения, в частности Sr, Pb, Ra, He, Ag и др.

г) Примеси элементов, находящихся в жидких и газовых включениях в минералах. Ряд элементов, в частности Cl, S и другие, встречается главным образом в жидких и газовых включениях минералов и не входит в состав их кристаллических решеток.

На рис. 1 представлена геохимическая таблица элементов (по А. Н. Заварицкому), на которой нанесены химические элементы, встречающиеся в натро-литиевых пегматитах. Элементы, характерные для данных пегматитов, встречающиеся в них в большом количестве или концентрирующиеся в них (как, например, Hf, Tl, Rb и др.), выделены особо. Как видно из этой таблицы, все элементы разделяются на две обособленные группы, образующие поля, вытянутые в диагональном направлении. Первое, главное поле сложено в основном литофильными элементами (несколько особняком от него располагаются Mn и Fe-сидерофильные элементы), второе, меньшее — халькофильными.

Подобное расположение элементов подчеркивает главнейшую специфическую черту нат-

Элементами же, специфическими для рассматриваемых пегматитов, концентрирующимися только в них, являются Rb, Cs, Y, TR, Hf, Th, Ta (в меньшей степени Nb), Sr⁸⁷, т. е. элементы, располагающиеся в нижней части основного поля на геохимической таблице А. Н. Заварицкого.

б) Хотя в натро-литиевых пегматитах и появляются типичные халькофильные элементы, что сближает их с рудными жилами, но обращает на себя внимание, что многие из них не образуют соединений с S, а встречаются в виде специфических соединений, не появляющихся в месторождениях других типов. Например, основная масса Zn в пегматитах заключена в виде изоморфной примеси к Fe-содержащим минералам (биотит, черный турмалин — шерл, гранат и др.). В этих же пегматитах обычна цинковая шпинель — ганит. Элементы Ga, Ge, Tl встречаются не в виде примесей в сульфидах (в том числе и в сфалерите), а в виде примесей в силикатах (Ga изоморфно замещает Al, Ge — Si, Tl — Rb и K). Даже такой типично халькофильный элемент, как Sb, не образует здесь антимонита, а встречается в виде стибитантальита и т. д.

в) Как справедливо отметил А. Е. Ферсман, в целом для пегматитов характерны нечетные элементы, что ведет к нечетной валентности и к появлению нечетных окислов (типа R^I₂O, R^{III}₂O₃, R^V₂O₅).

Действительно, для пегматитов характерны следующие нечетные элементы:

H					
Li	B		F		
Na	Al	P			
K	Sc			Ga	As
Rb	Y	Nb			Sb
Cs	Tr	Ta		Tl	Bi

Исключение составляют Be, Si, Zr, Hf, O, S, Zn, Ge, Sn.

А. Е. Ферсман (1940) отмечает, что элементы, характерные для пегматитов, «по строению ядра обладают наименьшей прочностью, наименьшей симметричностью, нечетностью соотношений протонов и нейтронов, особой подвижностью, активностью и самопроизвольным распадом или наибольшей податливостью разрушению». Это положение остается справедливым и по настоящее время. Ни в одном месторождении другого типа мы не встречаем такого количества радиоактивных элементов, как в пегматитах (U, Ra, Th, K, Rb, Sm), и элементов, легко разрушаемых (Li, Be, В и др.).

В рассматриваемых пегматитах большую роль играют изоморфные замещения одних элементов другими. Широкое развитие явлений изовалентного и гетеровалентного изоморфизма обуславливает все разнообразие состава минералов. В связи с этим представляет интерес рассмотреть наиболее типичные примеры изоморфных замещений в пегматитах (табл. 6).

8. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПЕГМАТИТОВОГО ПРОЦЕССА

Весьма интересным и далеко еще не разрешенным вопросом является изучение геохимической эволюции пегматитового процесса, прослеживание истории выделения каждого химического элемента и выявление тех условий и геохимических этапов, на протяжении которых происходит концентрация элементов. Много в этой области сделал А. Е. Ферсман, который впервые дал геохимический и геоэнергетический анализ пегматитового процесса и наметил основные законы распределения элементов в пегматитах. Проведенное в течение последних 10—15 лет детальное изучение минерального состава натро-литиевых пегматитов СССР и отдельных пара-

Таблица 6

Изоморфные замещения в минералах натро-литиевых пегматитов

Замещаемые элементы	Замещающие элементы	Минералы, в которых наблюдаются замещения	Примечание
K	Na	Полевые шпаты, реже слюды	Изоморфизм становится более совершенным при высокой температуре
K	Rb	Поздние калиевые силикаты литиевых пегматитов: микроклип II, лепидолит, литиевый мусковит, жильбертит, онкозин;	Количество Rb, накапливающегося в калиевых минералах, может достигать 2—3%. Максимальное содержание Rb зафиксировано в позднем микроклане, лепидолите, онкозине
Rb	Tl	Лепидолиты, микроклип, онкозин, поллуцит	Вследствие равного ионного радиуса Rb и Tl ¹ (1,49 Å) последний увлекается Rb и совместно с ним изоморфно замещает K. Соотношение Rb : Tl для всех минералов одного района (Л. Арнс, 1946) обычно постоянно и варьирует в пределах 30—650, в среднем составляя 110
Rb	Cs	Лепидолит, микроклип, поллуцит	Соотношение Rb : Cs в минералах обычно 10 : 1, но в районах с повышенной концентрацией Cs доходит до 1 : 1. Любопытно замещение Cs в цезиевых минералах Rb (поллуцит, берилл)
Li	Na	Петалит, сподумен, литиевые слюды, амблигонит	Смесимость сильно ограничена вследствие большой разницы между ионным радиусом Li (0,78 Å) и Na (0,98 Å); проявляется в том, что все литиевые минералы всегда содержат небольшое количество Na, а многие альбиты показывают содержание Li до 0,01%
Mg	Fe ^{II}	Биотит, турмалины дравитового ряда, гранаты типа альмандина-пирропа, кордиерит, трифилин, магниотриплит, магниофилит, лазулит-скорцалит	Изоморфизм совершенный, проявляется на ранних этапах процесса и обусловлен чаще всего обогащением расплава Mg за счет влияния вмещающих пород
Fe ^{II}	Mn	Альмандин-спессартин, турмалины, слюды, гр. гельвина, гр. колумбита—танталита, гр. трифилиналитофилита, гр. триплита, вольфенита — триплоидита и др.	Смесимость в широких пределах. Соотношение Fe : Mn закономерно меняется в ходе пегматитового процесса, поэтому Fe ^{II} : Mn ^{II} является гипоморфным соотношением для ряда минералов и обуславливает их физические свойства (удельный вес, цвет, оптические свойства)
Fe ^{II}	Zn	Шерл, биотит, гр. даналита—гельвина, гранат, фосфофиллит, цинк-рокбриджит и др.	Ранние железистые силикаты (биотит, турмалин, гранат) захватывают всегда некоторое количество Zn, наибольшее в минералах гр. гельвина. Изоморфизм Fe ^{II} —Zn, четко проявляется и в зоне окисления пегматитов, когда образуются фосфаты Fe и Zn типа фосфофиллита

Таблица 6 (продолжение)

Замещаемые элементы	Замещающие элементы	Минералы, в которых наблюдаются замещения	Примечание
Ca	Mn ^{II}	Манганопатит, графтонит, литиофиллит и др.	Изоморфизм ограничен, проявляется в появлении Mn в поздних кальциевых минералах (манганопатит) и в повышенном содержании Ca во всех марганцевых минералах, в частности в фосфатах
Ca	Sr — Ba	Поздние апатиты, цеолиты, главным образом десмин и гейландит	Кальциевые минералы на последних этапах процесса захватывают в небольшом количестве ионы больших радиусов, в частности Sr и Ba, элементов, в целом не характерных для пегматитов, но остающихся в растворах после кристаллизации почти всей массы пегматитовых тел
Al	Ga	Почти все силикаты Al, в частности полевые шпаты, слюды, турмалины, гранаты, сподумены, поллуциты, бериллы и др.	Вследствие близости ионного радиуса Ga (0,62 Å) и Al (0,57 Å) галлий захватывается в количествах порядка 0,0 n % алюмосиликатами
Al	Fe ^{III}	Слюды, гранаты, фосфаты	Fe ^{III} постоянно замещает Al, находящийся в шестерной координации во многих силикатах, в частности слюдах, лептохлоритах и др., а также в фосфатах
Al, Fe ^{III}	Ti ^{III}	Слюды	Как показали последние работы Д. П. Сердюченко, Ti в слюдах из кислых пород входит в шестерную координацию, замещая Al и Fe ^{III}
Si	Ge	Топаз, поздние сподумены, гранаты, турмалины	Ge легко захватывается некоторыми силикатами гранитных пегматитов, изоморфно замещая Si. До настоящего времени нет ясности, почему Ge постоянно присутствует в одних силикатах и отсутствует в других, образующихся совместно с ними
Zr	Hf	Циртолит, альбит	Hf — наиболее типичная примесь циртолитов литиевых пегматитов. Концентрируется в наиболее поздних разностях, где количество Hf доходит до 6—9%
Y	Sc	Самарскит, эвксенит и др.	Типичный изоморфизм для более ранних типов пегматитов, для натро-литиевых пегматитов не характерен
Nb	Ta	Гр. колумбита—танталита, стибботанталиты, микролиты, бетафиты и др.	Весьма совершенный изоморфизм в широких пределах
F	(OH)	Слюды, топазы, турмалины, апатиты, амблигонит—монтебразит, гердерит и др.	Изоморфизм в широких пределах. В районах, бедных F, роль его играет (OH)
U	Th	Уранинит	Th является типоморфной примесью уранинита пегматитовых жил

Таблица 6 (окончание)

Замещаемые элементы	Замещающие элементы	Минералы, в которых наблюдаются замещения	Примечание
$2Mg_{(VI)}$ или $2Fe_{(VI)}$	$Li_{(VI)} Al_{(VI)}$	Ряд биотит—цинвальдит—лепидолит, литиевые хлориты, роговые обманки, турмалины	Наиболее характерный изоморфизм, наблюдаемый почти во всех минералах. Смесимость в широких пределах
$Al_{(VI)} \cdot 2Al_{(IV)}$	$Li_{(VI)} \cdot 2Si_{(IV)}$	Ряд мусковит—лепидолит—полилитинит	Изоморфизм в определенных пределах (А. Гинзбург и Берхин, 1953)
$NaSi_{(IV)}$	$CaAl_{(IV)}$	Плагиоклазы	Смесимость совершенная; в пегматитах наблюдаются плагиоклазы состава № 0—30
$(Mg, Fe)_{(VI)} Si_{(IV)}$	$Al_{(VI)} Al_{(IV)}$	Слюды, ряд флогопит—биотит и частично мусковит—биотит	Характерный изоморфизм, наблюдаемый в определенных, ограниченных пределах в основном в слюдах, хлоритах
$Mn_{(VI)} Si_{(IV)}$	$Y_{(VI)} Al_{(IV)}$	Спессартин	Вследствие проявления подобного изоморфизма гранаты пегматитов, обогащенных Y, постоянно содержат его, так что примесь Y в гранатах может служить показателем наличия в пегматитах других иттриевых минералов
$Mg_{(VI)} Si_{(IV)}$	$Ti_{(VI)} Al_{(IV)}$	Биотит, дравит, ортит	Наблюдаемое во всех магниевых силикатах содержание Ti легко объясняется данным изоморфизмом
$Zr_{(VI)} Si_{(IV)}$	$Y_{(VI)} P_{(IV)}$	Циртолит	Проявлением данного изоморфизма объясняется постоянное появление в циртолитах редких земель группы Y и P (ямагутацит, оямалит, назгит и др.)
$NaTi$	$CaNb$	Микролит, бетафит и др.	Обычный хорошо изученный изоморфизм (В. В. Щербина)
Cs	$Na + H_2O$	Поллудит	Изоморфизм в определенных, сравнительно узких пределах

генетических ассоциаций, так же как и изучение типоморфных особенностей различных разновидностей и генераций минералов, выделяющихся на широком интервале процесса, и в особенности их детальные спектроскопические исследования позволяют уточнить отдельные положения А. Е. Ферсмана и дают основание вполне однозначно говорить о существовании определенных закономерностей изменения состава минералов в ходе эволюции пегматитового процесса.

Большое значение в установлении этих закономерностей сыграли спектроскопические исследования, позволяющие проследить изменение состава одних и тех же минералов на протяжении всего хода пегматитового процесса на различных месторождениях (что особенно удастся в зональных телах, где каждая зона отражает определенный этап процесса). Сотни спектральных анализов, произведенных в спектральной лаборатории ИГН АН СССР на материале Минералогического музея, в частности исследования различных типов полевых шпатов (Н. В. Лизунов), турмалина (Н. В. Лизунов, Л. Н. Индиченко), граната (А. С. Дудыкина), берилла (А. С. Дудыкина, Н. В. Лизунов), кордиерита (Н. В. Лизунов), сподумена, амблигонита, поллудита (Н. В. Лизунов), лепидолита (С. А. Боро-

вик, А. С. Дудыкина), апатита (Н. В. Лизунов) и многих других минералов, позволили установить детали изменения их состава. Аналогичная же работа на примере натро-литиевых пегматитов проводилась за рубежом. Достаточно указать на опубликованные в последние годы результаты детальных спектроскопических исследований минералов литиевых пегматитов Бельгийского Конго [Ж. Едваб (J. Jedwab), 1953], Западной Моравии [Д. Немец (D. Nemeč), 1953], сподуменов [А. Габриэль (A. Gabriel), М. Славин (M. Slavin) и Дж. Карл (J. F. Carl), 1942], [Е. В. Клеффи (E. W. Claffy), 1953], поллуцитов [Л. Аренс (L. H. Ahrens), 1945, 1947], турмалинов [Дж. Каробби (G. Carobbi) и Р. Пьеруччини (R. Pieruccini), 1947], [Дж. Бредли (J. E. Bradley) и О. Бредли (O. Bradley), 1953] и многих других.

Не приводя в данной работе результатов всех многочисленных исследований и анализов изменения состава каждого отдельного минерала в ходе эволюции пегматитового процесса на том или ином месторождении, мы считаем здесь необходимым кратко изложить основные выводы, которые напрашиваются из рассмотрения этого громадного материала.

Естественно, на каждом конкретном месторождении существуют свои факторы, которые определяют историю поведения того или иного элемента и от которых абстрагироваться при рассмотрении геохимической эволюции пегматитового процесса на данном конкретном месторождении невозможно. К таким факторам необходимо отнести следующие:

а) первичную концентрацию рассматриваемого элемента в исходном расплаве и концентрацию других элементов, которые в той или иной форме влияют на выделение данного элемента (например, изоморфно захватывают его и т. д.);

б) состав вмещающих пород и степень развития процессов их ассимиляции;

в) историю формирования месторождения, в частности тектонические условия, поскольку они в значительной степени определяют изменение физико-химических параметров процесса (в первую очередь давления, далее температуры);

г) поступление из более глубоких частей пегматитового тела или из очага новых порций расплава или раствора;

д) возраст месторождений, поскольку он определяет накопление различного количества радиогенных элементов (например, Pb, Sr⁸⁷ и т. д.).

Все указанные факторы обуславливают появление у каждого пегматитового месторождения специфических геохимических особенностей, которые и выявляются при сравнительном изучении месторождений. Но вместе с тем весь фактический материал убедительно свидетельствует и о существовании определенных общих тенденций, закономерностей в поведении элементов в истории эволюции пегматитового процесса, которые в целом достаточно четко проявляются.

Рассматривая историю поведения химических элементов в натро-литиевых пегматитах, удается выявить, что одни из них выделяются почти непрерывно на протяжении всего процесса или на большом его интервале, являясь как бы «сквозными», в то время как другие появляются только на определенных этапах процесса и являются для них типоморфными. Далее, можно выделить группу элементов, содержание которых в минералах закономерно убывает по мере эволюции процесса, так что на поздних этапах они практически уже исчезают, и группу элементов, закономерно накапливающихся в ходе развития процесса, концентрирующихся на его последних этапах. Таким образом, по поведению в истории развития пегматитового процесса все химические элементы можно разделить на ряд групп, характеристика которых приводится ниже.

а) Элементы, выделяющиеся на протяжении всего пегматитового процесса или на широком его интервале. Типичными примерами «сквозных» элементов, проходящих через весь пегматитовый процесс, могут служить Si, Al, Ga, В, Р, Ве. Действительно, Si выделяется непрерывно от начала процесса до самого его конца, резко усиливаясь только к концу калиевого или литиевого этапа, когда происходит образование мономинеральных скоплений кварца — блоков или «ядер».

Алюминий входит в состав всех породообразующих силикатов и также, за исключением незначительного перерыва (отвечающего максимальному выделению Si), выделяется непрерывно. Точно так же ведет себя и Ga, постоянный спутник Al во всех силикатах. Спектральные анализы силикатов показывают почти одинаковое содержание Ga в разновидностях одних и тех же минералов различных генераций; на некоторых месторождениях только наблюдается незначительная концентрация его к концу процесса.

Бор фиксируется в основном в различных разновидностях турмалина, выделяющихся на протяжении всего пегматитового процесса. На некоторых месторождениях В на ранних этапах дает начало джуртьериту, в других к концу процесса появляются гамбергит, родицит, данбурит и манандонит.

В целом В может служить типичным примером «сквозного» элемента.

Фосфор на ранних этапах входит в состав преимущественно апатита, также монацита, ксенотима, иногда магниотриплита; в дальнейшем образуется графтонит или магниофилит, грифилин, амблигонит, манганопатит.

На поздних стадиях развивается целая гамма различных фосфатов, подробно разобранных нами ранее (А. Гинзбург, 1953).

Бериллий. Хотя широко распространено мнение, что Ве концентрируется на последних этапах процесса, весь фактический материал показывает, что Ве отличается весьма широким диапазоном выделения. Так, на ранних этапах Ве входит в состав кордиерита пегматитовых жил, иногда хризоберилла, гадолинита (при наличии в расплаве Y). Бериллы, как известно, встречаются во всех зонах пегматитовых тел, и наряду с мелкими кристаллами в среднезернистом пегматите или пегматоиде встречаются его гигантские скопления в блоковых зонах, а также белые щелочные бериллы в альбитизированных участках, розовые цезиевые воробьевиты в лепидолитовых зонах и прозрачные поздние ростериты в пустотах. На поздних этапах процесса образуются и фосфаты Ве—типа гердерита, бериллонита, силикаты, как, например, бертрандит и бавенит и т. д.

О широком диапазоне выделения Ве свидетельствует и большое количество разнообразных генетических типов бериллиевых пегматитовых месторождений.

Указанные элементы Si, Al, Ga, В, Р, Ве отличаются многими общими свойствами, в частности небольшими порядковыми номерами (4—31), малыми ионными радиусами R_i и наибольшими v_k ками.

Элементы	В	Ве	Р	Si	Al	Ga	Пределы колебаний
R_i (Å)	0,20	0,34	0,35	0,39	0,57	0,62	0,2—0,6
Вэк	2,00	1,32	2,80	2,15	1,65	1,80	1,3—2,8

Таким образом, если до последнего времени было принято считать согласно В. М. Гольдшмидту, что элементы с наиболее высокими и наиболее малыми ионными радиусами концентрируются к концу процесса, то приведенные данные убедительно свидетельствуют о том, что элементы с наименьшими ионными радиусами и с наибольшими вэками характеризуются и самым широким диапазоном выделения в ходе пегматитового процесса.

Исходя из данного положения, следовало бы ожидать, что и Ge ($R_i = 0,44 \text{ \AA}$, вэк = 2,65) будет выделяться на широком интервале. Действительно, Ge фиксируется спектральными анализами во многих силикатах (топазы, сподумены, гранаты, турмалины и др.), образовавшихся на различных этапах процесса.

Например, полуквантитативные спектральные анализы 30 образцов самых различных гранатов из пегматитов, произведенные А. С. Дудькиной, показали, что во всех них присутствует Ge в количестве 0,001—0,003%, но в гранатах из альбитизированных участков содержание Ge составляет 0,002—0,003%, в то время как в ранних гранатах оно равно 0,001—0,002%, значительно реже доходя до 0,003%.

Таким образом, на примере граната видно, что хотя Ge и выделяется на значительном интервале, тем не менее наблюдается некоторое накопление его к концу процесса. Аналогично поведение Ge и в других силикатах.

б) Элементы, содержание которых убывает по мере эволюции пегматитового процесса. К данной группе элементов следует отнести Fe^{II} , Mg, Ti, Sc, частично Zn. Падение содержания Fe^{II} по мере развития процесса является главнейшим законом изменения состава минералов пегматитов. Как правило, чем позже данный минерал выделяется, тем меньше он содержит Fe^{II} . Эта общая закономерность, впервые подмеченная А. Е. Ферсманом, весьма четко прослеживается во всех генерациях и разновидностях турмалина (шерл — темпосиний индиголит — зеленый верделит — бесцветный ахроит — розовый рубеллит), граната (альмандин — спессартин), берилла, трифилина (трифилин — литиофилит), триплита, мусковита, колумбита — танталита, сподумена и многих других. Как правило, роль Fe^{II} на более поздних этапах начинает играть Mn^{II} , поэтому соотношение Fe^{II} : Mn^{II} для многих минералов (гр. трифилина, триплита, колумбита и др.) является показателем времени их выделения; это отношение определяет часто окраску минералов, их удельный вес и оптические свойства.

Аналогично Fe^{II} ведет себя и Mg, с той только разницей, что он играет большую роль на самых ранних этапах процесса (входит в состав биотита дравита, граната, кордиерита, магниотриплита, магниофилита, ранних трифилинов и др.) и в подавляющем большинстве случаев содержание его в минералах по мере развития процесса быстро падает и сходит на нет в то время как Fe^{II} еще сохраняется. Соотношение между Mg, Fe^{II} и Mn^{II} блестяще было разобрано А. Е. Ферсманом на основе геоэнергетического анализа. Действительно, эки этих элементов следующие: $\text{Mg}^{\text{II}} = 2,20$, $\text{Fe}^{\text{II}} = 2,15$, $\text{Mn}^{\text{II}} = 1,85$; они определяют по существу последовательность выделения минералов, в состав которых входят эти элементы. Весь фактический материал (ряд пиропы — альмандина — спессартина, ряд турмалинов типа дравита — шерла — верделита, ряд фосфатов: Mg-трифилин — литиофилит, ряд биотитов, кордиерита и др.) свидетельствует о том, что Mg закономерно сменяется Fe^{II} , а Fe^{II} сменяется Mn^{II} .

Титан, так же как Fe^{II} и Mg, резко убывает по мере эволюции процесса. На ранних этапах он дает начало ильмениту или ильменорутилу, входит

в состав всех метамиктных ниобатов, а также входит в октаэдрические группы большинства силикатов, в частности слюд.

На поздних этапах процесса содержание его в минералах резко падает, а в конечных он по существу исчезает совсем.¹

К рассматриваемой группе элементов относится и скандий. Максимальное содержание его обнаруживается обычно в ортитах и в ранних метамиктных ниобатах редких земель, встречается он также в ранних разновидностях граната, слюд; при этом в поздних генерациях этих же минералов он уже не фиксируется спектральным анализом. Поэтому в целом Sc характерен только для ранних этапов, а в типичных натро-литиевых пегматитах обычно отсутствует.

Обращает на себя внимание то, что обогащение пегматитов перечисленными элементами Fe, Mg, Ti и даже Sc (по данным В. М. Гольдшмидта) обычно всегда в той или иной степени связано с процессами ассимиляции вмещающих пород.

Элементы	Ti ^{IV}	Mg ^{II}	Fe ^{II}	Zn	Sc	Пределы колебаний
R _i (Å)	0,64	0,78	0,83	0,83	0,83	0,6—0,8
Взк	1,16	1,10	1,06	1,10	1,55	1,0—1,5

Несколько более сложна картина геохимической эволюции Zn. Прimesи Zn постоянно обнаруживаются спектральными анализами во всех ранних силикатах Fe^{II} (биотит, шерл, альмандин, даналит); поздние же генерации слюд, турмалинов, спессартинов его уже не содержат. Однако на ряде месторождений среди кварца блоковых зон обнаруживается сфалерит, так же как он иногда появляется и среди агрегата альбита. Учитывая, что на конечных геохимических этапах мы Zn уже не обнаруживаем, условно можно его отнести к этой же группе элементов.

Перечисленные элементы Ti, Mg, Fe, Zn, Sc отличаются некоторыми близкими свойствами, как это видно из приводимых выше данных.

Несколько особую роль играют элементы с ионными радиусами, близкими к единице: Ca, Y, TR, U, Th. Эти элементы, в первую очередь Y и TR, концентрируются только на ранних этапах и входят в состав монацита, ксенотима, ортита и ряда других силикатов (таленита, гадолинита и др.), а также в состав большой группы метамиктных ниобатов (самарскит, фергусонит, эвксенит, виикит и др.). Помимо этого они входят в небольшом количестве в состав граната, уранинита и циртолита. Как показали спектральные анализы всех генераций и типов циртолита, поздние разновидности их уже практически не содержат редких земель. Такую же картину мы наблюдаем на примере спессартинов. Как известно, Y постоянно входит в состав спессартинов в том случае, когда пегматиты обогащены Y, так что спессартин может играть роль своего рода индикатора, свидетельствующего об обогащенности пегматитов Y (А. Гинзбург, 1954), но поздние его генерации Y почти не содержат.

Таким образом, тенденция к понижению содержания редких земель по мере эволюции процесса проявлена четко. Однако в отдельных случаях

¹ В последние годы на некоторых месторождениях обнаружено появление на поздних этапах развития процесса в ассоциации с танталитом тагталового рутила-струверита. Во всех этих случаях это появление поздних титановых минералов связано с извлечением Ti из вмещающих пород.

мы наблюдаем появление на натриевом этапе поздних метамиктных тантало-ниобатов (ампагабит, самирезит, бетафит и др.). Но такие явления весьма редки, так что редкие земли по своему поведению в пегматитовом процессе занимают как бы промежуточное положение между перечисленными выше элементами (в первую очередь Sc) и Ca, U, Th. Ионные радиусы их варьируют в пределах 1,05—1,22 Å и весьма близки к ионным радиусам Ca, U, Th, а вэки их меняются в пределах 1,19—1,32 и соответствуют вэкам Mg, Fe.

Геохимическая эволюция Ca ($R_i = 1,06$, вэк = 0,87) более сложная. Несомненно, наибольшее количество его выделяется на ранних этапах процесса (плагноклазы, апатит), так что для них он является типоморфным элементом. К моменту развития калиевого этапа выделение Ca по существу прекращается, и вновь Ca появляется, но уже в меньшем количестве, при развитии альбитизации. Так что Ca, с одной стороны, по своему поведению близок к рассматриваемым элементам, а с другой стороны, имеет много общих черт с Na. Поведение U и Th близко к поведению Ca; они в основном выделяются на протяжении кальциево-натриевого этапа (уранинит, метамиктные ниобаты, циртолиты), но иногда появляются и на этапе альбитизации.

в) Элементы, накапливающиеся в ходе эволюции пегматитового процесса. На конечных этапах пегматитового процесса обычно выделяются элементы, ранее не появляющиеся в пегматитах или встречающиеся в минералах только в виде ничтожных следов. Такими типичными «поздними» элементами, накапливающимися к концу процесса, являются Rb, Tl, Cs, в меньшей степени Sr, (Ba), Sb, Bi, Pb, Cu.

Концентрация Rb, Tl, Cs на последних этапах процесса общеизвестна и не требует объяснений; Sr и Ba появляются в цеолитах, поздних апатитах (Sr), гердеритах (Sr), поздних циртолитах (Ba); кроме того, Sr^{87} фиксируется во всех рубидиевых минералах.

Следы Pb и Cu (иногда совместно с ними появляются и следы Ag) постоянно обнаруживаются спектральными анализами в поздних генерациях почти всех минералов. Радиогенный Pb появляется, естественно, во всех U-содержащих минералах.

Перечисленные выше элементы отличаются наиболее высокими ионными радиусами и наименьшими вэками.

Элементы	Cs	Rb	Tl	Ba	Sr	Pb	Bi	Sb
$R_i, \text{Å}$	1,65	1,49	1,49	1,43	1,27	1,32	1,20	0,90
Вэк	0,30	0,33	0,42	0,67	0,75	0,82	—	—

Значительно более широким диапазоном выделения отличаются Ni, Ta, Nb, но и они имеют тенденцию концентрироваться к концу процесса. Так, Hf обнаруживается во всех цирконах и циртолитах, но наибольшее количество его (до 9%) определено в самых поздних разностях. Ta входит в состав ранних метамиктных ниобатов, ранних колумбитов, но наибольшее количество его выделяется на поздних калиевых и калиево-литиевых этапах (танталит, манганотанталит, стибнотанталит, бисмутотанталит—угандит, микролит, симпсонит, торолит).

В работах А. Е. Ферсмана имеются указания, что танталиты являются более высокотемпературными и выделяются раньше колумбитов. Весь существующий фактический материал убедительно говорит как раз об обратных взаимоотношениях. Танталит, так же как и все другие Та-содержащие минералы, нормально появляется позже колумбита, и максимальные концентрации его наблюдаются всегда на конечных этапах пегматитового процесса.

Ниобий отличается широким диапазоном выделения. Он закономерно сменяет Ti в ходе развития процесса и сам сменяется Та. В целом же можно говорить о его накоплении к концу процесса, поскольку все промышленные типы ниобиевых месторождений представлены сильно замещенными пегматитами.

г) Элементы, концентрирующиеся только на определенных этапах процесса. К таким элементам необходимо отнести в первую очередь щелочные металлы (Na, K, Li, Cs), появляющиеся в большом количестве на определенных интервалах пегматитового процесса и весьма характерные, типоморфные для них. Высокая концентрация щелочей на отдельных интервалах процесса, закономерная смена их во времени и делают возможным выделение в истории эволюции пегматитового процесса определенных геохимических этапов. Весьма любопытно, что все щелочи, несмотря на большие колебания в ионных радиусах (0,78 — 1,65 Å), отличаются весьма малыми вэками, как это видно из приводимых ниже величин.

Элементы	Li	Na	K	Cs	Пределы колебаний
R_i (Å)	0,78	0,98	1,33	1,65	0,78—1,65
Вэк	0,55	0,45	0,36	0,30	0,3—0,6

Наконец, необходимо кратко остановиться на нескольких элементах, ведущих себя аномально в ходе развития процесса, в частности на Mn и Sn.

Марганец закономерно сменяет Fe^{II}, и содержание его во всех минералах постепенно увеличивается до определенного предела. Так, максимальное выделение Mn приходится на натриевый этап процесса, когда происходит образование в большом количестве спессартина, зеленого турмалина — верделита, манганопатита, литиофилита, богатого Mn колумбита и танталита и других Mn-содержащих минералов. На последующих этапах содержание Mn во всех «сквозных» минералах (турмалин, апатит и др.) резко падает.

Олово выделяется в основном только на стадии развития процессов замещения, при этом образование касситерита происходит на всех этапах проявления метасоматических явлений (натриевый, поздний калиевый, поздний калиево-литиевый).

Из всего сказанного следует, что группы элементов, отличающиеся по своей геохимической истории на протяжении хода пегматитового процесса, характеризуются различными ионными радиусами и энергетическими коэффициентами, как это видно из табл. 7, в которой сведены все приведенные выше данные.

Геохимическая эволюция пегматитового процесса

Поведение химических элементов на протяжении развития пегматитового процесса	Группы элементов	R_i , Å	Вэк
Элементы, отличающиеся очень широким диапазоном выделения («сквозные» элементы)	B, Be, P, Si, Al, Ge, Ga	0,2—0,6	1,3—2,8
Элементы, отличающиеся широким диапазоном выделения, но закономерно убывающие в ходе развития процесса и отсутствующие на его последних этапах	Ti, Mg, Fe, Zn, Sc	0,6—0,8	1,0—1,5
Элементы, убывающие в ходе эволюции процесса, но иногда вновь появляющиеся в небольших количествах на поздних этапах	Ca, Y, TR, U, Th	1,0—1,2	0,8—1,7
Элементы, отличающиеся широким диапазоном выделения, закономерно накапливающиеся до определенных этапов, а затем убывающие	Mn	0,9	1,0
Элементы, отличающиеся широким диапазоном выделения и закономерно накапливающиеся к концу процесса	Ni, Ta, (Nb), (Zr), (Sn?)	0,7—0,9	1,0—2,7
Элементы, появляющиеся только на последних этапах процесса	Cs, Rb, Tl, Ba, Sr, Pb, Bi, (Sb)	1,2—1,65	0,3—0,8
Элементы, характерные только для определенных этапов	K, Na, Li, Cs	0,7—1,65	0,3—0,6

Из табл. 7 напрашиваются следующие выводы.

а) Элементы, характеризующиеся относительно широким диапазоном выделения, отличаются высоким вэком (1,0—2,8); элементы же, появляющиеся только на узких интервалах процесса, на определенных его этапах характеризуются малым вэком (0,3—0,8).

б) Элементы «сквозные», выделяющиеся непрерывно, без резкой концентрации их на каком-либо этапе, имеют наименьший ионный радиус (0,2—0,6 Å), элементы, появляющиеся только на последних этапах, наибольший (1,2—1,65 Å).

в) Элементы, выделяющиеся на относительно широком интервале процесса и меняющиеся в своих количествах, т. е. убывающие или накапливающиеся в ходе пегматитового процесса, характеризуются средними ионными радиусами (0,7—1,2 Å) и обычно средними вэками (исключение составляют Nb, Ta, Sn и Zr, находящиеся, по видимому, в виде комплексных соединений).

ЛИТЕРАТУРА

- А. А. Беус. О зональности гранитных пегматитов. АН СССР, 1953.
 К. А. Власов. Текстурно-генетическая классификация гранитных пегматитов. Докл. АН СССР, т. LIII, № 9, 1946.
 К. А. Власов. К вопросу о генезисе пегматитов. Докл. АН СССР, т. LXXVIII, № 2, 1951.
 А. И. Гинзбург. О некоторых группах гранитных пегматитов, образовавшихся в различных геологических условиях. Разведка недр, № 2, 1952.
 А. И. Гинзбург. О марганцево-фосфатном типе пегматитов. Вопросы петрографии и минералогии, т. II, Сб., посвященный акад. Д. С. Белянкину, АН СССР, 1953.

- А. И. Гинзбург и С. И. Берхин. О химическом составе и структуре литиевых слюд. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 5, 1953.
- А. И. Гинзбург. О минералах—геохимических индикаторах и их значении при поисках руд редких металлов в пегматитах. Докл. АН СССР, т. ХСVIII, № 2, 1954.
- А. Н. Заваридкий. О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. Зап. Всес. минерал. о-ва, № 1, 1947.
- Е. Н. Камерон, Р. Г. Джанс, А. Г. Мак Нейр и Л. Р. Пейдж. Внутреннее строение гранитных пегматитов. Гос. Изд-во иностр. лит-ры, 1951.
- В. Д. Никитин. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. XXVII, вып. II, 1952.
- А. Е. Ферсман. Геохимия конечной магматической кристаллизации. Сб., «Пегматиты СССР», т. I, 1936.
- А. Е. Ферсман. Геохимия, т. II, 1934; т. III, 1937.
- А. Е. Ферсман. Пегматиты. АН СССР, 1940.
- L. H. Ahrens. Quantitative Spectrochemical Examination of the minor constituents of pollucite. Amer. Mineral., v. 30, № 9—10, 1945.
- L. H. Ahrens. Analyses of the Minor Constituents in Pollucite. Amer. Mineral., v. 32, № 1—2, 1947.
- J. E. Bradley a. O. Bradley. Observations on the Colouring of Pink and Green Zoned Tourmaline. Miner. Magazine, v. 30, № 220, 1953.
- A. Gabriel, M. Slavina a. H. F. Carl. Minor Constituents in Spodumene. Econ. Geol., v. 37, p. 116—125, 1942.
- G. Carobbi a. R. Pieruccini. Spectrographic Analysis of Tourmalines from Island of Elba with correlation of Colour and Composition. Amer. Mineral., v. 32, p. 121—138, 1947.
- E. W. Claffy. Composition, Tenebrescence and Luminescence of Spodumene Minerals. Amer. Mineral., v. 38, № 11—12, 1953.
- R. H. Jahns. The Genesis of Pegmatites. II. Quantitative Analysis of Lithium-bearing Pegmatite, Mora County, New Mexico. Amer. Mineral., v. 38, № 11—12, 1953.
- J. Jedwab. Etude des oligo-elements dans les mineraux des pegmatites. Докторская диссертация. Bruxelles, 1953.
- D. Nemeč. Minor Elements of Tourmalines Muscovites and Leucolites from West Moravian Pegmatites (Geochemical study). Bull. Intern. (Česká Akad. věd a umění) Cl. sci. mathem. nat. et méd., 52, № 2, 1951 (1953).