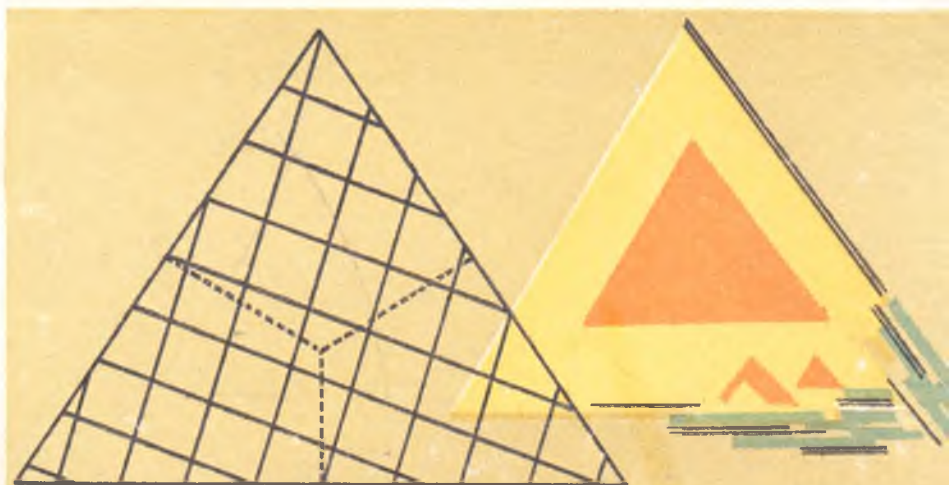


Л. Б. ЗУБКОВ, Л. С. ГАЛЕЦКИЙ,
С. В. МЕТАЛИДИ

553
3-91



МИНЕРАЛЫ ГЕЛЬВИНОВОЙ ГРУППЫ И ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УССР

Л. Б. ЗУБКОВ, Л. С. ГАЛЕЦКИЙ, С. В. МЕТАЛИДИ

МИНЕРАЛЫ ГЕЛЬВИНОВОЙ ГРУППЫ И ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

УДК 588.2

Рассмотрены особенности геологической позиции, структуры, минералогии, геохимии и генезиса бериллиевых месторождений, представленных минералами гельвиновой группы — гельвином, даналитом, гентгельвином.

Дана детальная характеристика минералов группы гельвина. Указаны и описаны известные в мире находки рудопроявлений и месторождений этих минералов. Приведена классификация указанных месторождений. Охарактеризованы вещественный состав и технологические свойства различных типов руд.

Описаны новые типы пневматолито-гидротермальных месторождений бериллия, встречающиеся в необычной геологической обстановке — в условиях докембрийских щитов, в зонах их активизации. Выделен новый высококачественный промышленный тип бериллиевого оруденения, связанного с гентгельвином в щелочных метасоматитах. Выработаны поисковые критерии, принципы разведки и геолого-промышленной оценки гельвиновых месторождений.

Книга представляет интерес для геологов, занимающихся поисками и разведкой полезных ископаемых, минералогов, геохимиков, студентов и преподавателей геологических вузов.

Ответственный редактор
акад. АН УССР *Н. П. Семененко*

Рецензенты

д-р геол.-мин. наук *Е. И. Казяев*
канд. геол.-мин. наук *П. С. Верещев*

✓
18856 X ✓
Редакция наук о Земле

20804-312 — БЗ-8-6-70
З М221(04)-70

ВВЕДЕНИЕ

Со времени зарождения бериллиевой промышленности и до начала 60-х годов XX ст. основным источником минерального сырья для получения бериллия и его соединений был единственный минерал — берилл, содержащий от 10 до 14% окиси бериллия. Производство берилловых концентратов в капиталистических странах к середине 60-х годов достигло почти 10 000 т в год. По прогнозам зарубежных специалистов [61, 76], для удовлетворения нужд бериллиевой промышленности в сырье к 1975—1980 гг. производство этих концентратов может увеличиться почти вдвое.

Возрастающий спрос на бериллиевое сырье и невозможность его удовлетворения только за счет берилловых концентратов предопределили необходимость проведения широких исследований и поисков новых видов минеральных источников этого сырья.

В настоящее время неберилловые месторождения пневматолито-гидротермального и гидротермального генезиса приобретают все большее значение как основной промышленный источник бериллиевых концентратов. Стали широко известными и промышленно осваиваются гидротермальные месторождения берtrandита и фенакита.

На основании изучения и анализа имеющегося геологического материала некоторые исследователи [20—22] относят эти месторождения к разряду наиболее перспективных и важных сырьевых источников бериллия.

Кроме фенакит-берtrandитовых месторождений, среди находок последних лет следует отметить открытие новых бериллиевых месторождений, связанных с хризоберилловой минерализацией на Аляске [125], выявление барилитовых руд в Канаде [97, 110] и эвклазовых руд на Мозамбике [106], гердеритовой минерализации на массиве Эсашьер, Алье (Франция) [73] и эвклаз-бавенитовой в СССР [22].

Таким образом, если в течение предшествующих десятилетий основным промышленным минералом для получения бериллия и его соединений был только берилл, то сейчас осваиваются промышленная переработка и получение бериллия из ранее не применявшихся видов минерального сырья. Мы привели лишь некоторые примеры, далеко не исчерпывающие возможности практического использования других минералов для получения бериллия.

Среди большого количества бериллиевых минералов, которые могут образовывать значительные скопления и которые по своим физическим свойствам, химическому составу и содержанию BeO могли бы представить ценное бериллиевое сырье, следует особо отметить минералы гельвиновой группы — гельвин $\text{Mn}_8\text{S}_2(\text{BeSiO}_4)_6$, даналит $\text{Fe}_8\text{S}_2(\text{BeSiO}_4)_6$, гентгельвин $\text{Zn}_8\text{S}_2(\text{BeSiO}_4)_6$, являющиеся конечными членами единой изоморфной серии минералов.

Минералы этой группы характеризуются повышенным удельным весом (3,20—3,70) и магнитной восприимчивостью, имеют в своем составе до 5,5% S, а также другие флотоактивные компоненты (Fe, Zn); они содержат от 10 до 14% BeO , растворяются в минеральных кислотах и встречаются в природных условиях в значительных концентрациях; в их составе нет вредной примеси Al_2O_3 . Все это и предопределяет высокие технологические свойства гельвинсодержащих руд, а в совокупности с геологическими данными обуславливает возможность использования их как высококачественное минеральное сырье для получения бериллиевых концентратов.

Гельвиновые минералы распространены в природе довольно широко. Сейчас известно более пятидесяти месторождений таких минералов (в том числе немало достаточно крупных, имеющих промышленное значение) и рудопроявлений, из которых изучено более сотни образцов минералов различного генезиса.

Найденные в 60-е годы XX ст. гельвиновые месторождения новых генетических типов изменили представления об условиях и металлогенических эпохах образования бериллиевых месторождений вообще. Так, до недавнего времени считалось, что пневматолито-гидротермальные месторождения бериллия возникали лишь в геосинклинальных областях; в пределах же древних платформ были известны только пегматиты с вкрапленностью берилла. На основании выявленного в краевой зоне платформы докембрийского пневматолито-гидротермального гентгельвинового оруденения, связанного со щелочными метасоматитами [10], существенно увеличилась возможность нахождения бериллиевых оруденений новых типов в новых геологических регионах (окраинах платформ), геолого-структурных условиях и в древних протерозойских породах.

В связи с определенными возможностями промышленного использования гельвиновых минералов как нового вида бериллиевых минеральных сырьев и с новыми данными по геологии и минералогии их месторождений возникла необходимость в обобщении и систематизации результатов многочисленных исследований минералов этой группы и их месторождений, что, собственно, и сделано авторами в предлагаемой читателю книге. Систематизация, обобщение и анализ имеющихся данных по минералогии и типам месторождений гельвин-даналит-гентгель-

вина позволили детально выявить все особенности состава, физических свойств этих минералов, их внутреннее строение и структуру, а также установить основные геолого-структурные и минералого-геохимические условия их образования.

На основании этих исследований авторами установлены поисковые критерии и принципы промышленной оценки геливиновых месторождений бериллия.

В работе над книгой авторы использовали обширный литературный материал, опубликованный в геологической отечественной и зарубежной литературе, а также результаты собственных многочисленных исследований геливиновых минералов из различных районов СССР.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В гельвиновую группу входят три минерала — гельвин, даналит и гентгельвин. Среди бериллиевых минералов все они могут считаться довольно распространенными, однако малоизученными.

Гельвин обнаружен в середине XVIII ст. [93]. Первоначально принятый за гранат, он в 1816 г. как бериллиевый минерал впервые описан Вернером. Получил свое название в связи с желтой окраской (от греческого слова «гелнос» — солнце).

Даналит, найденный в гранитах Рокпорта и диагностированный сначала как железосодержащая разновидность гельвина, в качестве нового минерального вида был впервые описан в 1866 г. Куком [84], который назвал его в честь известного американского минералога Дэна.

Гентгельвин обнаружен в 1890 г. американским геологом Гентом [86] в ассоциации с астрофиллитом и кварцем в районе западного Чейен-Каньона (графство Эль-Пасо, Колорадо, США) и описан первоначально как цинковая разновидность гельвина. Гласс в 1944 г. [89] детально изучал образец этого минерала, взятый из коллекции Пенсильванского колледжа, и выделил его в самостоятельный минеральный вид, назвав в честь первооткрывателя Гента — гентгельвином.

В опубликованной литературе уже не раз появлялись сводные работы по этим минералам. Первая из них вышла в 1944 г. [89]. Гласс, Джанс и Стивенс обобщили в ней накопившиеся более чем за столетие данные о находках и свойствах 16 образцов этого минерала: 12 — гельвинов, трех — даналитов и одного — гентгельвина. Они показали, что основными типами месторождений этих минералов являются магнетитовые скарны и пегматиты. Небольшое распространение имеют проявления гельвиновой минерализации в сульфидных месторождениях.

Изучив физические свойства и химический состав известных им образцов минералов гельвиновой группы, указанные авторы доказали, что между ними существует определенная зависимость. Эта зависимость выражена диаграммой, названной в минералогической литературе диаграммой Гласса [89]: удельный вес и показатель светопреломления любого члена из группы гельвиновых минералов закономерно изменяются в зависимости от изменения молекулярных соотношений Mn , Fe и Zn в составе минерала.

Вторая работа по минералам гельвиновой группы появилась через 15 лет после первой. В ней А. Д. Каленов [44] обобщил результаты исследований различными авторами 32 образцов минералов гельвиновой группы, в том числе 12 новых находок (девять гельвинов, два даналита и один гентгельвин). Он выделил два новых типа месторождений этих минералов — пневматолитовый в грейзенах и гидротермальный в кварц-полевошпатовых жилах. Таким образом установлено, что минералы гельвиновой группы распространены почти во всех генетических типах месторождений полезных ископаемых.

В сводной работе А. А. Беуса [6] обобщены данные по 24, а в справочнике ИМГРЭ [13] по 30 образцам этих минералов. Беус показал, что от химического состава минералов зависят не только удельный вес (d) и показатель преломления минерала (n), но и параметры элементарной ячейки (a_0), которые, как установил еще Гласс, изменяются от 8,10 у гельвина до 8,18 у даналита и 8,27Å у гентгельвина.

За 1960—1973 гг. появилось много сообщений об исследованиях минералов гельвиновой группы. Наряду с известными выявлены и изучены новые типы их месторождений пневматолито-гидротермального генезиса [10—12, 26, 28, 30, 32, 36]. В отличие от укоренившегося мнения о промышленной бесперспективности гельвиновых месторождений из-за небольших масштабов оруденения и трудностей технологической переработки руд новые месторождения минералов гельвиновой группы приобретают все большее и большее практическое значение. Им присущи достаточно крупные для рентабельной эксплуатации размеры рудных тел и благоприятные минералого-технологические свойства руд. Это позволяет эффективно использовать их в качестве нового вида бериллиевого минерального сырья.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ГЕЛЬВИНОВОЙ ГРУППЫ

Гельвин, даналит и гентгельвин относятся к классу каркасных силикатов бериллия и представляют собой изоморфный ряд минералов с общей формулой $R_4(\text{BeSiO}_4)_3 \cdot S$, где R соответствует двухвалентному марганцу в гельвине — $\text{Mn}_4(\text{BeSiO}_4)_3 \cdot S$, двухвалентному железу в даналите — $\text{Fe}_4(\text{BeSiO}_4)_3 \cdot S$ и цинку в гентгельвине — $\text{Zn}_4(\text{BeSiO}_4)_3 \cdot S$. Эти три элемента, имея близкие ионные радиусы ($r_{\text{Mn}^{2+}} = 0,83 \text{ kX}$; $r_{\text{Fe}^{2+}} = 0,83 \text{ kX}$ и $r_{\text{Zn}^{2+}} = 0,91 \text{ kX}$), свободно замещают друг друга. В природных условиях ни один из названных минералов почти никогда не образует крайних членов этой изоморфной группы. Подставив вместо R символы этих трех замещающих друг друга элементов, формулы, указанных минералов можно изобразить в таком виде:

гельвин $(\text{Mn, Fe, Zn})_4[\text{BeSiO}_4]_3 \cdot S$;
даналит $(\text{Fe, Mn, Zn})_4[\text{BeSiO}_4]_3 \cdot S$;
гентгельвин $(\text{Zn, Fe, Mn})_4[\text{BeSiO}_4]_3 \cdot S$.

На первом месте в изоморфной группе элементов (в круглых скобках) ставится преобладающий компонент и в зависимости от того, какой из них преобладает — Mn, Fe или Zn — минерал относят либо к гельвину, либо к даналиту, либо к гентгельвину.

Таблица I

Теоретический состав минералов
гельвиновой группы (по Глассу и др.,
1944)

| Компонент | Содержание, % | | |
|------------------|---------------|----------|--------------|
| | гельвина | даналита | гентгельвина |
| SiO ₂ | 32,46 | 32,25 | 30,19 |
| BeO | 13,52 | 13,43 | 12,58 |
| MnO | 51,12 | — | — |
| FeO | — | 51,44 | — |
| ZnO | — | — | 54,54 |
| S | 5,78 | 5,74 | 5,37 |
| Сумма | 102,88 | 102,86 | 103,68 |
| —S=O | 2,88 | 2,86 | 2,68 |
| Итого | 100,00 | 100,00 | 100,00 |

Учитывая связь серы с халькофильными элементами (Mn, Fe, Zn) и считая, что она находится внутри молекулы, а также исходя из данных рентгеноструктурных исследований Паулинга [114], показавшего, что в элементарной ячейке этих минералов содержится две молекулы, Штрунц [123] изображает формулы этих минералов так:

гельвин
 $(\text{Mn, Fe, Zn})_8 \cdot S_2(\text{BeSiO}_4)_6$;
даналит
 $(\text{Fe, Mn, Zn})_8 \cdot S_2(\text{BeSiO}_4)_6$;
гентгельвин
 $(\text{Zn, Fe, Mn})_8 \cdot S_2(\text{BeSiO}_4)_6$.

Химический состав (вес. %) и основные физические свойства гельвинов из месторождений различных генетических типов *

| Компонент, физические свойства | Теорети- ческий состав гельвина | Магматический це- лочный тип | | Пегматитовый тип | | | | | | | | | | Контактово-метасоматический (скарновый) тип | | | | | | | | | | Пневматолито-гидротермальный тип (грейзеновые месторождения) | | | | | Гидротермальный тип | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|--|--|---------------------|---------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--|--------|-------|------------------|---|------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|---|---------|----------------|--------------------------|-------|---------------------|--------|---------------------------|--------|--------|-------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|----------|------------|---|--------------|
| | | Южная Норвегия | Ситлао, Исландия | Гранитные пегматиты | | | | | | Щелочные пегматиты | | | | | | | | | | | | | | | | | Сульфидные месторождения | | | | Кварц-полювошлатовые жилы | | | Родохро- итовые тела | | | | | | | | | | |
| | | | | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 а | 11 б | 11 в | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | Урал, СССР | | Сибирь, СССР |
| Амелия, штат Ви- ргиния, США | Салис- берг, Южная Родезия | Гора Францис- ко, Австра- лия | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 32,46 | 33,13 | 32,5 | 25,48 | 31,42 | 33,62 | 31,82 | 32,49 | 28,96 | 31,00 | 31,90 | 30,31 | 30,38 | 30,34 | 30,38 | 30,48 | 31,74 | 32,65 | 31,95 | 31,40 | 31,54 | 32,65 | He опр. | He опр. | He опр. | He опр. | 31,20 | 27,10 | 31,71 | 31,76 | 30,10 | 30,00 | 30,65 | 31,04 | 31,04 | 33,33 | 33,26 | 32,20 | 32,06 | 31,00 | He опр. | | | |
| FeO | 13,52 | 11,46 | 11,9 | 12,63 | 10,97 | 12,88 | 13,90 | 13,52 | 12,30 | 11,70 | 11,70 | 10,15 | 10,40 | 10,46 | 10,30 | 14,00 | 8,90 | 12,20 | 13,17 | 15,55 | 13,60 | 13,75 | » » | » » | » » | » » | 11,13 | 8,90 | 14,20 | 13,60 | 13,10 | 14,00 | 13,30 | 12,95 | 13,01 | 14,92 | 12,03 | 13,50 | 13,80 | 13,20 | » » | | | |
| MnO | 51,12 | 49,10 | 39,8 | 50,24 | 51,64 | 45,46 | 28,00 | 35,41 | 22,84 | 24,80 | 48,30 | 37,83 | 37,50 | 37,88 | 34,83 | 21,80 | 41,48 | 30,79 | 28,46 | 12,20 | 26,51 | 28,99 | — | 39,3 | 41,9 | 32,0 | 33,00 | 28,30 | 29,90 | 29,15 | 30,10 | 28,40 | 29,78 | 46,10 | 50,65 | 44,43 | 41,76 | 44,80 | 30,50 | 30,00 | » » | | | |
| ZnO | — | 4,00 | 132 | 2,03 | 2,99 | 2,24 | 15,80 | 15,12 | 13,75 | 19,30 | 2,70 | 10,37 | 10,37 | 13,75 | 12,61 | 16,47 | 5,97 | 14,75 | 15,55 | 10,20 | 18,02 | 16,35 | — | 7,4 | 11,8 | 8,7 | 8,30 | 2,50 | 10,12 | 2,80 | 4,55 *** | 15,90 | 4,30 | 0,68 | 0,68 | 4,45 | 8,00 | 3,53 | 15,01 | 15,90 | » » | | | |
| S | 5,78 | 5,71 | 51 | 4,96 | 4,90 | 5,64 | 5,75 | 5,77 | 5,12 | 5,50 | 5,30 | 5,95 | 5,60 | 5,95 | 5,20 | 9,00 | 3,80 | 4,89 | 7,65 | Сл. | 5,61 | 4,88 | — | 3,5 | Нет | 13,2 | 1,04 | 13,50 | 5,20 | 19,42 | 15,00 | 7,80 | 16,67 | 1,33 | 1,33 | — | 3,73 | 5,08 | 7,60 | » » | | | | |
| Прочие (см. табл. 6) | — | — | 10 | 5,10 | 0,36 | — | — | 0,77 | 2,38 | 2,00 | — | 4,91 | 6,98 | 5,60 | 5,69 | 3,36 | 5,86 | 2,24 | — | 28,50 | 2,06 | 0,75 | He опр. | He опр. | He опр. | He опр. | 5,47 | 6,10 | 6,30 | 4,65 | 4,97 | 5,27 | 4,86 | 6,90 | 6,77 | 5,03 | 5,05 | 5,93 | 5,27 | 4,95 | » » | | | |
| Сумма | 102,88 | 103,40 | 1035 | 100,44 | 102,28 | 102,83 | 103,03 | 103,08 | 102,85 | 102,90 | 101,70 | 99,52 | 101,23 | 100,10 | 102,01 | 100,15 | 102,25 | 103,53 | 102,64 | 102,40 | 102,68 | 102,55 | — | 50, 2 | 53,7 | 53,9 | 100,01 | 99,91 | 102,00 | 105,74 | 100,92 | 101,80 | 102,16 | 99,00 | 103,48 | 102,93 | 101,25 | 104,57 | 102,63 | 102,68 | — | | | |
| —S=O | 2,88 | 2,85 | 25 | 2,48 | 2,45 | 2,81 | 2,87 | 2,88 | 2,56 | 2,80 | 2,65 | 2,96 | 2,80 | 2,97 | 2,60 | 2,52 | 2,25 | 3,00 | 2,93 | 2,30 | 2,67 | 2,75 | — | — | — | — | 2,23 | 3,15 | 2,30 | 2,48 | 2,63 | 2,43 | 3,35 | 3,38 | 2,51 | 2,52 | 2,96 | 2,64 | 2,47 | — | | | | |
| Итого | 100, 0 | 101,55 | 1010 | 97,96 | 99,83 | 100,02 | 100,16 | 100,20 | 100,29 | 100,10 | 99,05 | 96,56 | 98,43 | 97,13 | 99,41 | 97,63 | 100,00 | 100,53 | 99,71 | 100,10 | 100,01 | 99,80 | — | — | — | — | 97,78 | 96,86 | 98,85 | 103,44 | 98,44 | 99,17 | 99,73 | 95,65 | 100,10 | 100,42 | 98,73 | 101,61 | 99,99 | 100,21 | — | | | |
| Состав в миналах | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Г | — | 92,6 | 75 | 96,2 | 94,6 | 93,4 | 55,6 | 70,3 | 44, 6 | 48,3 | 91,9 | 78,7 | 78,6 | 78,7 | 73,7 | 47,5 | 81,8 | 62,1 | 56,4 | 54,8 | 53,9 | 56,5 | 85 **** | 79,1 | 78,1 | 61,4 | 78,4 | 66,5 | 67,3 | 59,7 | 63,1 | 55,8 | 61,3 | 96,2 | 96,5 | 91,0 | 84,1 | 86,9 | 61,3 | 57,4 | 100 **** | | | |
| Д | — | 7,4 | 24 | 3,8 | 5,4 | 4,5 | 31,0 | 29,7 | 26, 5 | 37,1 | 5,1 | 21,3 | 21,4 | 21,3 | 26,3 | 35,4 | 11,6 | 29,3 | 30,4 | 45,2 | 36,2 | 34,2 | 15 | 11,7 | 21,9 | 16,5 | 19,5 | 5,8 | 22,5 | 5,7 | 9,4 | 30,8 | 8,7 | 1,4 | 1,3 | 9,0 | 15,9 | 6,8 | 29,8 | 30,0 | 0 | | | |
| ГН | — | 0 | — | 0 | 0 | 2,1 | 13,4 | 0 | 28, 9 | 14,6 | 3,0 | 0 | 0 | 0 | 17,1 | 6, 6 | 8,6 | 13,2 | 0 | 9,9 | 0 | 9,3 | 0 | 6,2 | 0 | 22,1 | 2,1 | 27,7 | 10,2 | 34,6 | 27,5 | 13,4 | 30,0 | 2,4 | 2,2 | 0 | 6,3 | 8,9 | 12,6 | — | | | | |
| Удельный вес d | — | 3,17 | — | — | 3,25 | 3,22 | — | — | — | 3,35 | 3,24 | 3,28 | 3,28 | 3,30 | 3,28 | — | — | 3,29 | 3,32 | — | — | — | 3,32 | — | — | — | 3,23 | 3,12 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | | |
| Показатель преломле- ния n | — | — | — | — | — | 1,732 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 1,746 | 1,747 | — | — | — | 1,737 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| Параметр элементар- ной ячейки a ₀ , Å | — | — | — | — | — | — | 8,232 | — | — | 8,214 | 8,277 | — | — | — | — | — | — | — | — | 8,19 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Литературный источ- ник, автор и год исследования | | | [8] | | | [104] | | [89] | [13] | Образцы Новико- вой; исследова- ния Зубкова и др., 1968 | [33] | [89] | Каленов, 1948 | [6] | Каленов, 1948 | [89] | [115] | [89] | [94] | [100] | | [103] | | | | АйЮнь-фу, 1963 | [44] | [45] | [6] | [13] | [60] | [44] | [2] | [89] | [45] | | | | | | | [111] | | |

* 1 — 38 — номер анализа (образца)

** Пересчитано на FeO, исходя из содержания Fe₂O₃, 28

Химический состав (вес. %) и основные физические свойства даналитов из месторождений различных генетических типов

| Компонент, физические свойства | Теоретический состав даналита | Пегматитовый тип | | | | | Контактово-метасоматический (сварный) тип | | | | | Гидротермальный тип | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|-------------------------------|---------------------|-------------|-------------|---|--------------------|---|---------------|---------|---------|---|---------------------|-------------|----------------------------------|--------|--|--------|------------------------------|----------------------------------|--------------------------------|----------------------|--------------|-------------|--------------------------------------|--------------|--------|--------------------------------------|---------|--|----------------------|
| | | Гранитные пегматиты | | | | Щелочные пегматиты | Контактово-метасоматический (сварный) тип | | | | | Гидротермальный тип | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | 39 | 40 | 41 | 42 | | 43а | 43б | 44 | 45а | 45б | 46 | 47 | 48 | 49 | 50 | 51 | 52 | 53 | 54 | 55 | 56 | 57 | 58 | 59 | 60 | 61 | 62 | | |
| Сибирь, СССР | | | | | Рокпорт, Глоучестер, штат Массачусетс. США | | Восточно-Европейская платформа, СССР | | | | | Средняя Азия, СССР | | Ланиерн Редрут, Корнуэлл, Англия | | Ланливэрри, Уайт Моудлин, Корнуэлл, Англия | | Нью-Толгус, Корнуэлл, Англия | Сент-Джосс, шахта Лавант, Англия | Ланивет, шахта Третойл, Англия | Уайл Клинтон, Англия | Сибирь, СССР | | Восточно-Европейская платформа, СССР | Сибирь, СССР | | Восточно-Европейская платформа, СССР | | | Дальний Восток, СССР |
| SiO ₂ | 32,25 | 32,18 | 34,68 | 32,83 | 31,05 | 31,73 | 29,83 | 31,32 | 29,40 | 29,40 | 30,60 | 33,20 | 29,48 | Не ан. | Не ан. | Не ан. | Не ан. | Не ан. | Не ан. | Не ан. | Не ан. | 32,18 | 31,92 | 31,87 | 22,70 | 31,60 | 32,10 | Не опр. | | |
| BeO | 13,43 | 8,05 | 16,32 | 14,48 | 12,90 | 13,83 | 14,72 | 8,80 | 14,20 | 14,20 | 12,20 | 11,87 | 14,17 | Не ан. | Не ан. | Не ан. | Не ан. | Не ан. | Не ан. | Не ан. | Не ан. | 12,29 | 12,44 | 11,42 | 11,80 | 14,80 | 12,90 | » | | |
| MnO | — | 17,35 | 13,28 | 14,55 | 17,10 | 6,28 | 5,71 | 6,32 | 2,25 | 5,25 | 3,14 | 18,96 | 11,53 | 9,2 | 7,8 | 12,1 | 9,9 | 6,7 | 9,0 | 6,7 | 9,45 | 8,15 | 1,08 | 6,10 | 13,60 | 17,00 | » | | | |
| FeO | 51,44 | 34,23 | 30,66 | 31,36 | 30,10 | 27,40 | 28,13 | 36,35 | 35,50** | 35,50** | 40,00 | 25,60 | 37,53 | 33,4 | 32,1 | 33,8 | 38,8 | 37,3 | 32,0 | 39,5 | 11,77 | 22,38 | 31,40 | 14,40 | 18,00 | 19,30 | » | | | |
| ZnO | — | 1,82 | 2,97 | 3,91 | 4,80 | 17,52 | 18,15 | — | 3,45 | 5,10 | 9,70 | 5,72 | 4,87 | Сл. | 5,2 | 6,0 | 4,9 | Сл. | 8,4 | 5,6 | 13,72 | 19,99 | 6,80 | 8,70 | 10,60 | 13,70 | » | | | |
| S | 5,74 | 5,25 | 5,61 | 5,62 | 5,10 | 5,48 | 4,82 | 5,25 | 5,32 | 5,32 | 5,20 | 5,43 | 5,04 | Не ан. | Не ан. | Не ан. | Не ан. | Не ан. | Не ан. | Не ан. | 6,13 | 5,31 | 1,58 | 4,00 | 5,70 | 5,50 | » | | | |
| Прочие (см. табл. 6) | — | 3,50 | — | — | — | — | 0,83 | 4,41 | 3,90 | 4,90 | — | 1,60 | — | — | — | — | — | — | — | — | 13,67 | 3,11 | — | 29,00 | — | — | » | | | |
| Всего | 102,86 | 102,46 | 103,52 | 102,75 | 101,05 | 102,24 | 102,24 | 96,50 | 100,02 | 100,67 | 100,84 | 102,38 | 102,02 | 42,6 | — | 51,9 | 53,6 | 44,0 | 49,4 | 50,8 | 99,21 | 103,00 | 103,13 | 100,70 | 94,30 | 100,75 | — | | | |
| —S=0 | 2,86 | 2,63 | 2,80 | 2,80 | 2,55 | 2,74 | 2,41 | 2,63 | 2,66 | 2,66 | 2,60 | 2,71 | 2,52 | — | — | — | — | — | — | — | 3,06 | 2,66 | 1,79 | 2,00 | 2,85 | 2,75 | — | | | |
| Итого | 100,00 | 99,83 | 100,72 | 99,95 | 98,50 | 99,50 | 99,83 | 93,87 | 97,36 | 98,01 | 98,24 | 99,67 | 100,10 | — | — | — | — | — | — | — | 96,15 | 100,34 | 100,34 | 98,70 | 91,45 | 98,00 | — | | | |
| Состав в миналах | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | | |
| Г | — | 32,9 | 28,8 | 29,8 | 33,6 | 12,9 | 11,6 | 15,0 | 5,5 | 11,8 | 6,1 | 38,5 | 21,8 | 21,8 | 17,7 | 23,9 | 18,9 | 15,4 | 18,8 | 13,3 | 28,6 | 17,1 | 11,9 | 21,9 | 33,5 | 33,9 | 9,0*** | | | |
| Д | — | 64,1 | 65,6 | 63,2 | 58,2 | 55,7 | 56,3 | 85,0 | 87,0 | 78,3 | 77,4 | 51,4 | 70,2 | 78,2 | 72,0 | 65,8 | 72,9 | 84,0 | 65,9 | 77,1 | 36,2 | 46,3 | 71,4 | 50,9 | 43,9 | 42,2 | 53,0 | | | |
| ГН | — | 3,0 | 5,6 | 7,0 | 8,2 | 31,4 | 32,1 | 0,0 | 7,5 | 9,9 | 16,5 | 10,1 | 8,0 | 0 | 10,3 | 10,3 | 8,2 | 0 | 15,3 | 9,6 | 36,7 | 36,6 | 11,7 | 27,2 | 22,7 | 23,9 | 37,0 | | | |
| Удельный вес d | — | 3,44 | 3,33 | 3,32 | 3,34 | 3,43 | — | 3,40 | — | — | 3,40 | 3,29 | 3,35 | — | — | — | — | — | — | — | 3,24—3,25 | 3,44 | 3,41 | 3,47 | 3,35 | 3,47 | 3,47 | | | |
| Показатель преломления n | — | 1,759±0,002 | 1,753±0,002 | 1,752±0,002 | 1,754 | 1,755 | — | 1,754 | — | — | 1,760 | 1,737—1,754 | 1,758 | — | — | — | — | — | — | — | 1,738±0,002 | 1,745 | 1,760±0,002 | 1,752 | 1,750 | 1,750 | 1,755 | | | |
| Параметр элементарной ячейки a ₀ , Å | — | — | — | — | 8,222±0,005 | 8,155 | — | — | — | — | 8,183 | 8,239 | 8,199±0,005 | — | — | — | — | — | — | — | — | 8,173±0,001 | 8,173±0,001 | 8,193 | 8,196 | 8,204 | 8,17 | | | |
| Литературный источник, автор и год исследования | — | [25] | — | — | Образец Новиковой, исследования Зубкова и др., 1968 | [89] | — | Каленов, 1948 | [44] | [6] | Образец Новиковой, исследования Зубкова и др., 1968 | [54] | [89] | — | — | — | [103] | — | — | — | [50] | [3] | [30] | — | [42] | — | [32] | | | |

* 39—62 — номер анализа (образца).

** Пересчитано на FeO, исходя из содержания Fe₂O₃ 39, 40%.

*** Состав в миналах Г—Д—ГН определен по физическим свойствам (n, d).

Гентгельвин $Zn_8S_2[BeSiO_4]_6$

$n=1,740$ $d=3,70$

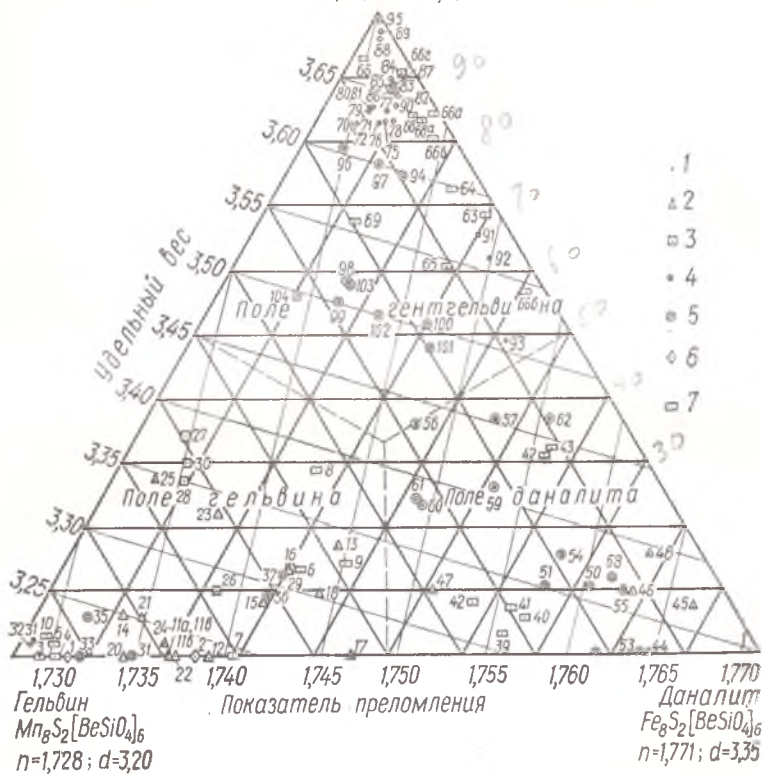


Рис. 1. Диаграмма Гласса, отражающая зависимость физических свойств минералов гельвиновой группы от их химического состава:

1 — положение образца минерала на диаграмме Гласса, определенное по данным химического состава в миналах Г — Д — ГН (гельвин — даналит — гентгельвин). Номера образцов (цифры на диаграмме) соответствуют номерам анализов в табл. 2—4; образцы минералов из: 2 — скарнов, 3 — грейзенов, 4 — метасоматитов, 5 — гидротермальных месторождений, 6 — магматических пород, 7 — пегматитов.

Винчелл [129] поддерживает точку зрения Штрунца о положении серы не в боковой цепи, а внутри молекулы, но приводит формулы не в удвоенном, а в элементарном виде:

гельвин $(Mn, Fe, Zn)_4 \cdot S(BeSiO_4)_3$;
даналит $(Fe, Mn, Zn)_4 \cdot S(BeSiO_4)_3$;
гентгельвин $(Zn, Fe, Mn)_4 \cdot S(BeSiO_4)_3$.

А. Г. Бетехтин дает формулы этих минералов в удвоенном виде, но серу — в боковой цепи:

гельвин $(Mn, Fe, Zn)_8(BeSiO_4)_6 \cdot S_2$;

Содержание основных компонентов (вес, %) в минералах гельвиновой группы

| Минерал | Количество анализов | SiO ₂ | BeO |
|-------------|---------------------|------------------|-------------|
| Гельвин | 40 | 25,48—33,62 | 8,90—15,55 |
| Даналит | 26 | 22,70—34,68 | 8,05—16,32 |
| Гентгельвин | 46 | 20,50—34,69 | 10,70—13,47 |

даналит $(\text{Fe, Mn, Zn})_8(\text{BeSiO}_4)_6 \cdot \text{S}_2$;

гентгельвин $(\text{Zn, Fe, Mn})_8(\text{BeSiO}_4)_6 \cdot \text{S}_2$.

Гласс, Джанс и Стивенс [89] приводят формулы в элементарном виде — не удвоенными и с серой в боковой цепи:

гельвин $(\text{Mn, Fe, Zn})_4\text{Be}_3\text{Si}_3\text{O}_{12} \cdot \text{S}$;

даналит $(\text{Fe, Mn, Zn})_4\text{Be}_3\text{Si}_3\text{O}_{12} \cdot \text{S}$;

гентгельвин $(\text{Zn, Fe, Mn})_4\text{Be}_3\text{Si}_3\text{O}_{12} \cdot \text{S}$.

А. А. Беус [6] и Е. М. Еськова [34] придерживаются примерно такого же написания формул:

гельвин $(\text{Mn, Fe, Zn})_4(\text{BeSiO}_4)_3 \cdot \text{S}$;

даналит $(\text{Fe, Mn, Zn})_4(\text{BeSiO}_4)_3 \cdot \text{S}$;

гентгельвин $(\text{Zn, Fe, Mn})_4(\text{BeSiO}_4)_3 \cdot \text{S}$.

На наш взгляд, наиболее правильным является написание формул по Штрунцу [123], поскольку оно отражает и состав, и строение минерала: связь бериллия с кремнекислородными тетраэдрами, связь серы с халькофильными элементами и вхождение двух молекул в элементарную ячейку минерала. Поэтому в дальнейшем формулы этих минералов мы будем приводить в таком виде: гельвин $(\text{Mn, Fe, Zn})_8 \cdot \text{S}_2(\text{BeSiO}_4)_6$, или $\text{Mn}_8 \times \times \text{S}_2(\text{BeSiO}_4)_6$ для крайнего члена; даналит $(\text{Fe, Mn, Zn})_8 \cdot \text{S}_2 \times \times (\text{BeSiO}_4)_6$, или $\text{Fe}_8 \cdot \text{S}_2(\text{BeSiO}_4)_6$ для крайнего члена; гентгельвин $(\text{Zn, Fe, Mn})_8 \cdot \text{S}_2 \cdot (\text{BeSiO}_4)_6$, или $\text{Zn}_8 \cdot \text{S}_2(\text{BeSiO}_4)_6$ для крайнего члена.

Теоретический химический состав минералов этой группы показан в табл. 1. Приведенные данные отвечают составам крайних членов ряда гельвин — даналит — гентгельвин (Г — Д — ГН), чистых от примесей. Из анализов 40 образцов гельвина, 26 образцов даналита и 46 образцов гентгельвина (табл. 2 и 3 между с. 8—9, табл. 4 между с. 64—65) видно значительное отклонение реальных составов этих образцов от теоретических. Изменения в содержаниях основных компонентов бывают весьма существенными (табл. 5).

Сравнивая химический состав минералов гельвиновой группы (табл. 1—5), видим, что существует непрерывный ряд в пределах изоморфной серии. И если недавно этот ряд прослеживался неполностью и высказывались даже предположения о прерывности его [6, 13], то в настоящее время непрерывность изомор-

по результатам химических анализов, приведенных в табл. 2—4

| MnO | FeO | ZnO | S |
|-------------|-------------|------------|-----------|
| 21,80—51,64 | 0,68—19,30 | 0,0—17,00 | 4,60—6,90 |
| 3,14—18,96 | 11,77—40,00 | 0,0—19,99 | 4,00—6,13 |
| 0,20—16,00 | 0,68—21,50 | 25,9—51,23 | 3,70—6,42 |

физма в серии гельвин — даналит — гентгельвин прослеживается почти по всему ряду (в %): для гельвина 45—100 гельвиновой молекулы, 0,0—45,0 даналитовой и 0—37 гентгельвиновой; для даналита 6—40 гельвиновой молекулы, 29—87 даналитовой и 0—37 гентгельвиновой; для гентгельвина 1—34 гельвиновой, 1—42 даналитовой и от 48 до 98 гентгельвиновой молекулы.

Неизвестными пока остаются только почти крайние, чистые разновидности даналита (от 87 до 100% даналитовой молекулы), а также разновидности этих минералов в таких полях на диаграмме Гласса (рис. 1): гельвина 25—70, даналита 10—35, гентгельвина 30—55%. В целом же непрерывность рядов изоморфизма этих трех минеральных видов в настоящее время можно считать доказанной.

Помимо основных минералообразующих компонентов (см. табл. 2—5), минералы гельвиновой группы содержат большое количество элементов-примесей (табл. 6). Главными из них являются двуокись титана, глинозем, окисное железо, окиси магния и кальция, щелочные и некоторые рассеянные элементы.

Двуокись титана TiO_2 содержится в количестве нескольких сотых долей процента и только в двух образцах достигает десятых долей: в гельвине из грейзенов в [60] 0,3 и в гентгельвине из пегматитов [57] около 0,4%. Наличие этого компонента в составе минералов можно связать с включениями или микровключениями титаномагнетита (в скарновых месторождениях), титанистого гематита (в грейзенах) и ильменита (в пегматитах). В некоторых случаях не исключена возможность изоморфного изовалентного замещения четырехвалентным титаном кремния в кремнекислородных тетраэдрах.

Глинозем Al_2O_3 — это широко распространенная примесь в минералах гельвиновой группы. Его содержание составляет обычно от десятых долей до первых процентов, а в некоторых образцах (например, в гельвине обр. 24, 25, даналите обр. 56, табл. 2, 3) достигает 6,6—7,5 и 12,3%.

При высоком содержании Al_2O_3 и соответственно повышенном содержании щелочных элементов (Na_2O и K_2O) наличие глинозема в минералах гельвиновой группы можно объяснить

микровключениями, в первую очередь полевых шпатов. Так, гельвины обр. 24, 25 (табл. 2), отобранные из полевошпатсодержащих прожилков, явно загрязнены ортоклазом, поскольку помимо Al_2O_3 содержат 0,9—1,60% K_2O . Однако, как правило, значительному содержанию глинозема (первые проценты) не отвечает нормативное количество щелочей, что позволяет предполагать отсутствие включений алюмосиликатов в анализируемом материале. В некоторых случаях, особенно в анализах 20- и 100-летней давности, повышенное содержание глинозема можно объяснить погрешностью методов химических определений бериллия и алюминия, когда бериллий при анализах определялся как алюминий и наоборот. Такого рода погрешности явно существуют в анализах гельвинов (табл. 2, ан. 12 и 14) из скарнов Восточно-Европейской платформы, СССР и Средней Азии, СССР. В этих гельвинах при сравнительно небольшом содержании окиси бериллия (соответственно 10,3 и 8,9%), далеко недостающем до теоретического уровня, значение содержания триоксида алюминия исключительно высоко — 2,88 и 4,16%. В анализе даналита (табл. 3, ан. 43 б) из Глоучестера, штат Массачусетс (США) количество окиси бериллия, равное 14,72%, приводится, как пишут авторы [84], суммарно с глиноземом.

Однако в подавляющем большинстве случаев, когда, по данном анализе, щелочей нет, содержание BeO близко к теоретически возможному, а глинозем все-таки содержится в количестве от десятых долей до первых процентов; наличие Al_2O_3 нельзя объяснить ни включениями алюмосиликатов, ни погрешностями методов анализов. Вполне возможно, что алюминий в таких случаях входит в решетку минералов, частично замещая гетеровалентно бериллий в бериллийкремнекислородных тетраэдрах.

Окисного железа Fe_2O_3 в некоторых образцах минералов содержится в количестве от десятых долей до первых процентов. В гельвине из магнетитсодержащих скарнов Иксюберга (Швеция) содержание Fe_2O_3 составило 26,2%, что объясняется либо микровключениями магнетита и гематита, либо порошкообразными охрами гидроокислов железа и просто окисного железа, образующихся в результате частичного изменения гельвинов в поверхностных условиях.

Окись магнезия MgO является почти постоянным элементом-примесью, содержится от следов до 2,3%, составляя обычно десятые доли процента. В анализах гельвинов из Люппико и Аргентины, включенных в первую сводку Гласса [89], окись магнезия суммировалась с окисью марганца; дальнейшие пересчеты велись по суммарному количеству $\text{MnO} + \text{MgO}$, принятому за MnO . Гласс и др. [89] также предполагали существование четвертого члена гельвиновой группы — магнезиевого — и, опреде-

ля гельвины из Люппико и Аргентины как 79 и 64%-ные марганцевые компоненты трехчленной группы минералов, они оговаривали, что в эти проценты входят соответственно 2 и 6% магниевых компонентов. Однако за прошедшие 25 лет после выхода в свет работы Гласса, Джанса и Стивенса магниевый член гельвиновой группы минералов так и не был обнаружен. Магний ($r_{\text{Mg}^{2+}} = 0,78 \text{ \AA}$), вероятно, может входить в решетку этих минералов изоморфно, замещая в специфических условиях не только марганец ($r_{\text{Mn}^{2+}} = 0,9 \text{ \AA}$), иногда до очень высокого предела изоморфизма, но и двухвалентное железо ($r_{\text{Fe}^{2+}} = 0,83 \text{ \AA}$). Например, в гентгельвине из пегматитов [57], содержащем всего 0,20% MnO , но 6,6% FeO , количество MgO достигает 0,84%. Не исключена возможность, что в гельвинах, особенно из скарновых месторождений, высокое содержание магния обусловлено загрязненностью проанализированных монофракций гранатом, с которым гельвины очень сходны.

В значительном количестве (до 4,1%) в минералах гельвиновой группы содержится окись кальция — CaO . Особенно высокое содержание ее в гельвинах из скарновых месторождений, возможно, вследствие загрязнения анализируемого материала кальцитом, флюоритом, гранатом или за счет микровключений их в гельвинах. Чаще всего встречаются микровключения флюорита.

Щелочи (Na_2O и K_2O) наблюдаются в незначительном количестве анализов, содержание их обычно невелико — не более 1—1,6%. Они связаны, видимо, с наличием сростков полевых шпатов или слюд.

Из числа других элементов-примесей в минералах гельвиновой группы необходимо остановиться еще на кадмии и германии. К сожалению, в анализах прежних лет этим элементам не уделялось должного внимания. Но согласно химическим анализам гентгельвинов из щелочных метасоматитов, наличие кадмия в них постоянно: от сотых до первых десятых долей процента. Полуколичественными спектральными анализами кадмий установлен и в других минералах этой группы (в%): в гельвинах из скарнов Сибири 0,01, в гельвинах из полиметаллических месторождений Средней Азии около 0,01, в гентгельвинах [56, 57] 0,01—0,03. В решетку этих минералов кадмий входит изоморфно, замещая цинк.

Германий, судя по количественным спектральным анализам гентгельвинов из щелочных метасоматитов, а также из других типов месторождений, тоже присутствует постоянно, но в гораздо меньшем количестве, чем кадмий. Обычно содержание его не превышает первых тысячных долей процента. Полуколичественными спектральными анализами такое же содержание германия обнаружено в даналите [25], в гентгельвинах [56, 57], в гельвинах [71]). Его вхождение в состав этих

минералов также можно объяснить изоморфным замещением кремния в кристаллической решетке.

Из числа прочих элементов-примесей, обнаруженных в минералах гельвиновой группы, следует отметить постоянно встречающиеся в незначительном количестве, судя по полуколичественным спектральным анализом, олово (0,001—0,5%), свинец (0,001—0,01%), медь (0,001%). Иногда отмечаются Sc, Yb, Mo, Co, Ag, Ti, Ga, Bi, W. По данным некоторых химических анализов, выявлены редкие земли (0,33 и 0,50% ΣTR_2O_3) в гентгельвине из редкоземельносодержащих пегматитов [9,57] и цирконий (0,14%) в даналитах [3].

Из краткого обзора особенностей химического состава минералов гельвиновой группы можно сделать такие выводы.

1. Прослеживаются почти непрерывные ряды изоморфизма между Mn, Fe и Zn (соответственно между гельвином, даналитом, гентгельвином) в этой трехкомпонентной системе. Незначительные перерывы в рядах не дают основания судить о прерывности изоморфизма в них.

2. При переменном составе замещающих друг друга элементов Mn, Fe, Zn отнесение того или иного минерала по его химическому составу к гельвину, даналиту или гентгельвину может быть определено теми полями, которые ограничиваются на диаграмме Гласса соответствующими сторонами треугольника и перпендикулярами, проведенными из середины сторон до пересечения в центре треугольника. В соответствии с этими полями к гельвину, даналиту и гентгельвину относятся все минералы, в состав которых входит от 33,4% и более (до 100%) соответствующей молекулы и менее 33,3% каждой из двух остальных. Для определения процентного состава любого члена трехкомпонентной системы гельвин — даналит — гентгельвин весовые проценты содержания MnO, FeO, ZnO пересчитываются на молекулярные количества (частное от деления весового процента на молекулярный вес). Последние складываются, сумма принимается за 100% и определяется процент молекулярного количества каждого компонента этой суммы.

3. Состав минералов по основным компонентам в некоторой степени отражает генетический тип месторождения. Так, для пегматитовых, контактово-метасоматических и гидротермальных месторождений характерны гельвин и даналит; в контактово-метасоматических никогда не встречается гентгельвин; для пегматитовых, пневматолито-гидротермальных и гидротермальных характерны гельвин и гентгельвин; в пневматолитовых (грейзеновых) месторождениях встречается только гельвин, а в пневматолито-гидротермальных не встречается даналит. В общем по составу минералов нельзя однозначно определить генетический тип минерализации и, наоборот, по типу минерализации нельзя определить в более или менее узких пределах состав минерала и его положение в гельвиновой группе.

4. Помимо широкого проявления изоморфизма Mn, Fe, Zn, вероятно, происходит изоморфизм и остальных элементов, входящих в состав минерала. Например, бериллий частично может замещаться алюминием, марганец и железо — магнием, цинк — кадмием, кремний замещается титаном и германием.

Учитывая возможность этих изоморфных замещений, формулу гельвиновых минералов в общем виде можно представить так:



5. Состав элементов-примесей может в некоторой степени характеризовать генетический тип минерализации. Например, редкоземельные элементы характерны для минералов из пегматитов, свинец и медь — для минералов из гидротермальных сульфидных месторождений, высокое содержание кальция — для минералов из месторождений, богатых флюоритом: контактово-метасоматических (скарновых), пневматолитовых (грейзеновых), отчасти пневматолито-гидротермальных.

На основании некоторых закономерностей связи состава минералов с генетическим типом месторождений можно сделать вывод о том, что состав, т. е. соотношение Mn-, Fe- и Zn-компонентов, в каждом типе месторождений зависит, в первую очередь, от концентрации Mn, Fe, Zn, Be и S в минералообразующих растворах. Эта концентрация, в свою очередь, определяется первичным составом растворов и их дальнейшим изменением при взаимодействии с вмещающей средой, а также порядком кристаллизации ассоциирующих минералов. Подробно это положение будет рассмотрено ниже.

ФОРМЫ ВЫДЕЛЕНИЯ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ ГЕЛЬВИНОВОЙ ГРУППЫ

Минералы гельвиновой группы относятся к гексатетраэдрическому классу кубической сингонии. Наиболее распространенной формой кристаллов является простой тетраэдр с гранями (111), иногда с притупленными гранями (-111), реже наблюдаются дополнительные грани (001), (011), (110), (211), (122), (121) и др. Изредка кристаллы встречаются и в форме октаэдров, образуемых иногда комбинацией положительных и отрицательных граней тетраэдра. Формы кристаллов показаны на рис. 2, 3. Тетраэдрическая форма выделений — одно из главных отличий минералов гельвиновой группы от других минералов кубической сингонии, в частности от гранатов, с которыми они нередко ассоциируют и имеют (особенно гельвин) много сходных физических свойств.

Размеры кристаллов изменяются в значительных пределах — от долей миллиметров до первых десятков сантиметров. Нередко встречаются агрегаты сросшихся кристаллов. Известно также много случаев выделения минералов в виде сплошных скоплений с невыраженной кристаллическостью, иногда довольно крупных участков, а также тонких жил и прожилков.

Цвета минералов гельвиновой группы крайне разнообразны: бесцветный, серый, желтый, бурый, красный, зеленый. Между ними существуют все оттенки и переходы, нередко наблюдаемые даже в пределах одного зерна. Блеск обычно стеклянный, на гранях тетраэдров — сильный, в кристаллических массах — слабее, иногда жирный. Минералы описываемой группы прозрачны и полупрозрачны, иногда непрозрачны, в шлифах прозрачны, бесцветны или со слабыми цветовыми оттенками, соответствующими основному цвету минерала в массе кристалла. Показатель преломления варьирует от 1,728 до 1,760. Черта бесцветная. Излом неровный до раковистого, хрупкость повышенная, твердость 6—6,5 по шкале Мооса, или 7,41—8,73 кг/мм², по микровдавливанию. Удельный вес 3,17—3,73 (см. рис. 1).

Минералы гельвиновой группы обладают повышенной магнитной восприимчивостью, равной примерно $\chi = n \cdot 10^{-6}$ единиц CGSE. Максимальной является магнитная восприимчивость для гентгельвинов, достигающая $\chi = 20-50 \cdot 10^{-6}$ единиц CGSE.

Несмотря на общность условий образования и близость физических свойств, каждый из крайних членов трехкомпонентной системы гельвин — даналит — гентгельвин имеет свои специфиче-

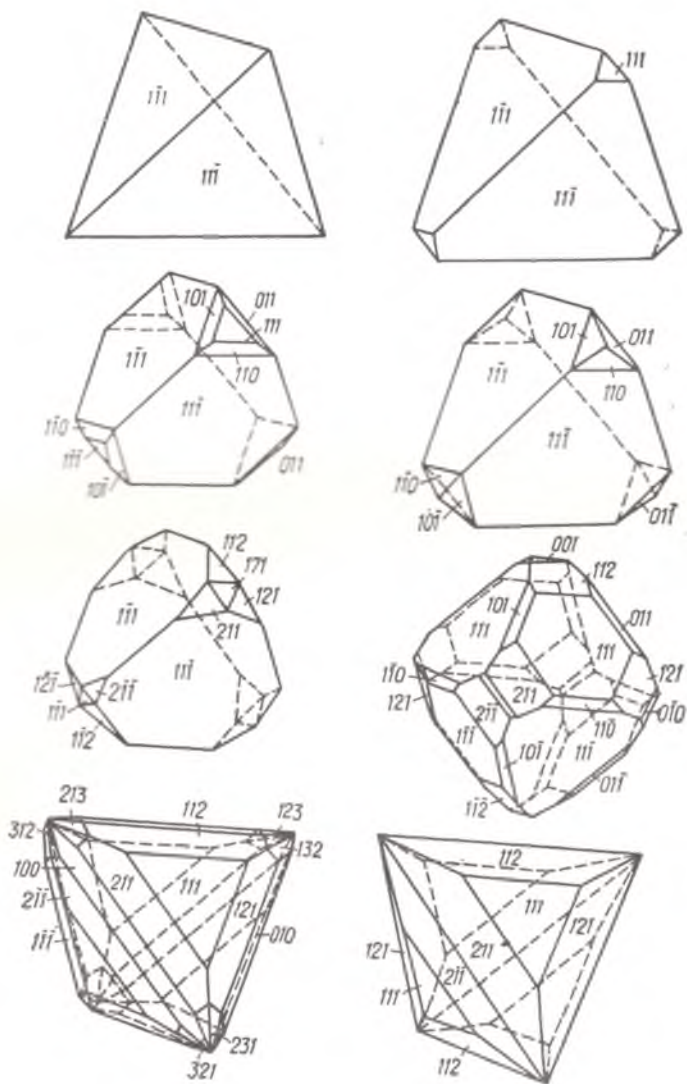


Рис. 2. Основные формы кристаллов минералов гельвиновой группы (по Брэгу, 1964).

ческие особенности и некоторые характерные, присущие только данному минеральному виду свойства. Поэтому целесообразно подробнее охарактеризовать формы выделения и физические свойства каждого из этих минералов.

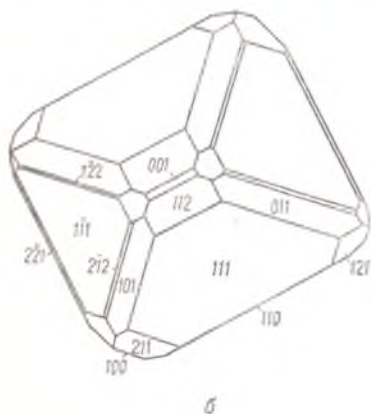
Гельвин образует правильные тетраэдрические кристаллы, но часто встречается в виде кристаллических или сплошных

скоплений в отдельных изометрических монокристаллических зернах и их агрегатах. Хорошо выраженные кристаллы-тетраэдры размером до 50 мм в поперечнике известны в скарнированных мраморах горы Виктория [100], в скарнах Сиерра-де-Кордоба [85] и Средней Азии [54]. В других скарновых месторождениях кристаллы гельвина октаэдрического облика, представляющие собой комбинацию положительных и отрицательных



Рис. 3. Кристалл гельвина из пегматитов гор Кук-стаун, графство Эль-Пасо, Колорадо, США (по Скотту, 1957):

а — вид кристалла со стороны «отрицательного» тетраэдра; *проекции кристалла: б* — ортогографическая, *в* — клинографическая.



тетраэдров, обнаружены только в открытых полостях и прожилках совместно с флюоритом и кварцем. Нередко тетраэдры и октаэдры имеют ясную спайность по (111).

В большинстве месторождений гельвин представлен отдельными кристаллическими зернами неправильной формы размером от 0,5—0,6 до 4—12 мм (Средняя Азия, СССР; Айрон-Маунтин в США), иногда раздробленными и разбитыми трещинами (Восточно-Европейская платформа, СССР). Нередко, особенно в пегматитах, прослеживаются сплошные массы его (Урал, Амелия) и прожилки (Сибирь).

Для гельвина характерно нарастание его на ранее выделившихся разностях или на других минералах: полевых шпатах,

кварце, флюорите — в пустотах и кавернах рудных тел. Например, в пустотах флюорит-магнетитовых скарнов Дискавери-Галч [89, 101] были встречены хорошо выраженные кристаллы гельвина, выросшие на гребенчатый кварц и флюорит, в рудных жилах Шварценберга — правильные тетраэдры гельвина размером 1—4 мм, также выросшие на кварц [89], а на месторождении Гранд-Вью [129] гельвин был встречен в пустоте рудного тела цинкового месторождения в виде мелких тетраэдров и сплошных корок, выросших на флюорит, а также в самом флюорите, так что из него торчали одни только углы тетраэдров гельвина.

Иногда гельвины образуют двойники по (111) или по оси III порядка (Средняя Азия [59]). Изредка встречаются зональные кристаллы. Размеры выделений разнообразны: от мелкой вкрапленности до 5—6 см, в основном первые десятые доли и первые миллиметры.

Цвет гельвина обычно желтый или коричневый, различных оттенков, светлых и темных тонов. Встречаются нередко лимонно-желтые, зеленоватые, янтарные, кремовые, бурые, серые оттенки этих двух цветов, очень редко красноватые. Иногда гельвины бывают пятнистой или иной зональной окраски. Например, встречены гельвины, у которых желто-зеленый цвет у основания тетраэдра, а к вершине его переходит в буровато-темный. Блеск стеклянный, на изломах жирный, иногда до смолистого. Но описано немало образцов (месторождение Амелия, США; Бодмин-Хилл и Хилл-Кок, Англия) и восковидного облика. Обычно гельвины полупрозрачны, в тонких сколах прозрачны. Темноокрашенные и восковидные разновидности непрозрачны. Минералы изотропны. Показатель преломления крайнего члена 1,728, но в зависимости от содержания гентгельвиновой или даналитовой молекул он может повыситься до 1,748, но не более. Минералы с показателями преломления более 1,748 уже следует относить к гентгельвину или даналиту (см. рис. 1). Удельный вес крайнего члена 3,20; он может увеличиваться не более чем до 3,45; большее значение удельного веса соответствует гентгельвину и даналиту.

Твердость гельвина по шкале Мооса около 6—6,5, по микро-вдавливанию 573—830 кг/мм². Минерал хрупкий, излом имеет неровный, иногда раковистый. Изредка наблюдается спайность по (111). На поверхности гельвины нередко бывают изменены гипергенными процессами.

В виде окисленных угловатых масс они отмечаются в пегматитах Западной Австралии [77], а также в грейзенах Центральной Азии [43].

Впервые продукты изменения гельвина под названием «ахтарандит» были описаны еще Н. И. Кокшаровым в двухтомном труде «Материалы для минералогии России». Ахтарандит, найденный им на Вилуе в 5 км ниже устья Ахтаранды, в мергелях,

Результаты спектрального анализа псевдоморфоз по гельвину из грейзенов

| Образец | Анализируемый материал минерала | Be | Si | Mn | Fe |
|---------|---|--------|----------|--------|--------|
| 1 | Белый порошок вокруг коричневого гельвина | Ср. | Ср. | Сл. | Сл. |
| 2 | Белый порошок вокруг зеленого гельвина | Сильн. | Выше ср. | Сильн. | Сл. |
| 3 | «Ахтарандит» вилюйский | Сл. | Сильн. | Сл. | Сильн. |

Примечание. Сл., ср., сильн., — интенсивность линий на спектрограмме:

прорванных траппами, на известном месторождении вилюита представляет собой землистую массу, заместившую минерал, имевший тетраэдрические кристаллы. Ее и считал Кокшаров псевдоморфозой по гельвину. Позднее Брейгаупт описал ахтарандит из месторождения, расположенного в 50 км от описанного Н. И. Кокшаровым. Он также считал, что этот минерал является псевдоморфозой по гельвину.

Однако более поздние исследования и спектральные анализы ахтарандита, проведенные А. Д. Каленовым, не подтвердили этого предположения, поскольку в минерале не оказалось элементов, характерных для гельвиновой группы (Be, Fe, Zn, Mn), а повышенным было содержание Ni, Cr, Cu и других элементов, не характерных для гельвина (табл. 7).

Порошкообразные продукты изменения гельвина из грейзенов Центральной Азии исследовались также Каленовым. По его данным, эти псевдоморфозы по гельвину представляют собой серую, изредка белую или розоватую массу, зачастую порошкообразную, которую в иммерсионных препаратах можно определить как агрегат мелких волокнистых каолиноподобных глинистых частичек и белых игольчатых кристалликов. Такие кристаллики встречаются как в порошкообразных глинистых агрегатах, так и в виде небольших друз, выполняющих пустотки вблизи гельвина. Кристаллооптическое исследование белых игольчатых кристалликов показало их одноосность с $n_p = 1,720$; $n_g = 1,733$, что позволяет отнести их к бромеллиту — минералу состава BeO . Показатели преломления остальных минералов определить не удалось из-за трудности индивидуализации минералов из волокнистой массы. Под микроскопом порошкообразная масса представляет собой спутанноволокнистый агрегат мелких чешуйчатых кристаллов с пелитовым веществом. В этой массе встре-

Центральной Азии (из материалов А. Д. Каленова)

| Zn | Mg | Al | Cd | Ti | As | Ga | Ni | Cr | Sc |
|-----|------------|----------|--------|-----|-----|-----|----|-----|---------|
| Сл. | Сл. | Сл. | Сл. | — | — | — | — | — | — |
| Сл. | Сл. | Сл. | Сл. | — | Сл. | — | — | — | Оч. сл. |
| — | Оч. сильн. | Выше ср. | Сильн. | Сл. | — | Сл. | — | Ср. | — |

соответственно слабая, средняя, сильная.

чаются чешуйки серицита, мелкие реликтовые зерна гельвина и неправильной формы анизотропные зерна, бурые в проходящем свете, а также мелкие зерна карбоната и кварца. Пелитовое вещество рассеяно во всей массе агрегата, местами же образует более крупные скопления.

Описываемая порошкообразная масса окаймляет кристаллы гельвина, в пустотах она отлагается между ограниченными кристаллами кварца. Вместе с тем наблюдается замещение ею гельвина внутри кристаллов последнего как по трещинам спайности, так и в виде беспорядочно расположенных разобщенных участков. В некоторых образцах такое замещение достигает значительных размеров. Иногда при этом в шлифах видно, как гельвин замещается радиальнолучистыми агрегатами слюдистоподобного минерала, а также карбонатом и кварцем.

Итак, псевдоморфозы по гельвину представляют собой сложный по составу агрегат, в который входят пелитовое вещество, радиальнолучистый слюдоподобный минерал, чешуйки серицита, мелкие игольчатые зерна бромеллита, зерна карбоната, кварца и реликтовые остатки самого гельвина. Дебаеграммы этих псевдоморфоз расшифровке не поддаются, а спектральный анализ показал, что в них есть комплекс элементов, присущих гельвину.

Как видно из табл. 7, анализы псевдоморфоз образцов 1 и 2 по элементам сходны с самим гельвином. Анализ ахтарандита резко отличается от двух предыдущих (следы Be, много Mn и Ca, наличие Ni, Cr), из-за чего его нельзя считать продуктом изменения гельвина. Таким образом, псевдоморфозы по гельвину являются гипергенным продуктом изменения, состоящим из тонкопелитового вещества, сложенного карбонатом, кварцем, серицитом, радиальнолучистым слюдоподобным минералом с включениями реликтов гельвина и бромеллита.

Даналит, в отличие от гельвина, имеет обычно октаэдрическую форму выделения. В пегматитах Сибири, Рокпорта, в скарнах Норд-Энд (месторождение Айрон-Маунтин) он встречается в виде отдельных октаэдрических кристаллов, зерен и кристаллических масс октаэдрической формы. Имеются, конечно, и более крупные выделения — от первых миллиметров до нескольких сантиметров. Самый крупный кристалл обнаружен в скарнах Швеции [115] размером до 10 см весом 240 г. Крупных сплошных агрегатных масс, гнезд и прожилков даналита не отмечается, однако есть сведения, что он обнаружен в виде крупных стекловатых кусков размером до 5×6 см.

В отличие от гельвина нарастания даналита на другие минералы в пустотах рудных тел нехарактерны. Известен только один случай, описанный Миерсом и Приори [108] для района Корнуэлл (Англия), когда большие грубые красноватые кристаллы даналита содержали в трещинах и пустотах маленькие правильные тетраэдры этого же минерала красновато-коричневого и желтого цветов.

Красноватые, розовые, вишневые оттенки вообще характерны для даналита. Желтые и коричневые цвета встречаются очень редко. Неравномерность окраски тоже явление нечастое. Известны пятнистые окраски от темно-вишнево-красной до желто-бурой для даналита из скарнов Средней Азии [54], от красной до серовато-зеленой для упомянутых выше даналитов района Корнуэлл. Блеск, прозрачность, излом, хрупкость примерно те же, что и для гельвина. Твердость несколько ниже — 5,5—6,0.

Показатель преломления чистого даналита (крайнего члена) является наиболее высоким $n = 1,771$. Он может уменьшаться до 1,749; разновидности с меньшим значением показателя преломления содержат в основном гельвиновую или гентгельвиновую молекулу. Удельный вес чистого даналита тоже больше, чем у гельвина — 3,35. Колебания могут быть в пределах 3,27—3,52. Минералы с меньшими значениями удельного веса имеют в своем составе в основном гельвиновую молекулу, а с большими значениями — гентгельвиновую. При выветривании минералы существенно даналитового состава буреют и покрываются пленкой буровато-черного цвета, состоящей из окислов марганца и железа.

Гентгельвин встречается главным образом в виде тетраэдрических кристаллов, причем довольно крупных размеров. Первая находка гентгельвина, описанная Гентом [86] из гранитов западного Чейен-Каньон (Колорадо, США), представляла собой кристалл тетраэдрической модификации размером $1,5 \times 1,7$ см. Позднее в этом же районе были найдены и описаны и более крупные кристаллы данного минерала. Так, Гласс и Адамс [88] описали кристалл гентгельвина из пегматитов Сент-Питерс-Даун размером $5,5 \times 4$ см и весом 72 г (рис. 4). Этот кристалл имеет комбинацию положительных и отрицательных

тетраэдров с узкими сглаженными гранями ромбического додекаэдра. Вследствие такой комбинации он выглядит как искривленный октаэдр. Интересно отметить, что грани кристалла как бы гравированы (протравлены) гранями других тетраэдров и представляют собой скульптуру роста.

Еще более крупные кристаллы гентгельвина (обломки кристаллов с двумя тетраэдрическими гранями, размер которых достигал 12 и 8 см) найдены в пегматитах Восточно-Европейской платформы [56]. Здесь же обнаружен в обломке кристалл $2,5 \times 1$ см пластинчатой уплощенной формы в виде «угнетенного» кубического кристалла. Интересной особенностью его является зональное строение [57], которое проявляется в существовании



Рис. 4. Кристалл гентгельвина из пегматитов Сент-Питерс-Даун, Колорадо, США (по Глассу и Адамсу, 1953).

трех зон, разных по составу и физическим свойствам. Эти зоны в гентгельвине весьма хорошо различимы и имеют отчетливые границы, ширина их варьирует от 0,5 до 0,8 см и ориентированы они параллельно пластинчатости кристалла. В некоторых более мелких тетраэдрических кристалликах гентгельвина также наблюдается зональность: центральные части их темно-розового цвета, переходящего к периферии в светло-розовый и бесцветный. В крупном метакристалле центральная часть тоже темно-розового цвета, средняя — светло-розового, а периферическая — розовато-желтого, переходящего в бесцветный. Химический состав и физические свойства зон роста метакристалла гентгельвина из этих пегматитов представлены в табл. 4, ан. 66, а, б, в, г, из которой видно, что по мере удаления от центра кристалла к периферическим зонам возрастает содержание гентгельвинового минерала от 56,7 до 92,0%. Правильные тетраэдрические кристаллы с зональным строением, но гораздо меньших размеров широко развиты и в щелочных метасоматитах описываемого ниже месторождения гентгельвина. Они будут подробнее охарактеризованы при описании минералогии гентгельвина этого месторождения.

Помимо правильных тетраэдрических кристаллов гентгельвин встречается в виде отдельных неправильных зерен, их агрегатов и ксеноморфных включений. Например, отдельные неправильной формы зерна гентгельвина размером 0,02—0,5 мм встречены в кварц-сидерофиллитовых грейзенах одного из месторождений СССР, а более крупные зерна неправильной формы

(от 2—3 мм до $2,5 \times 5$ см в сростках), находящиеся в тесном сростании с альбитом, обнаружены Кноррингом и Дайссоном в прожилках альбита и пегматитах колумбитоносных гранитов Северной Нигерии [104, 105]. В виде отдельных включений неправильной формы находится гентгельвин и в прожилках из метаморфизованных зеленокаменных пород Требурланд в Англии [103]. Агрегаты тесно сросшихся зерен гентгельвина с микролин-пертитом и кварцем описаны Скоттом для пегматитов Кукстаун из Эль-Пасо в США [119]; ксеноморфные выделения гентгельвина размером от $0,1 \times 0,2$ до $1,0 \times 0,5$ см и от $0,2 \times 0,3$ до 10×7 см обнаружены и описаны Е. М. Еськовой [34] и В. А. Васильевым [9] для пегматитов Восточно-Европейской платформы. Бесформенные неправильные линзовидные, прожилковые и гнездовые выделения гентгельвина существуют и в щелочных метасоматитах.

Цвет гентгельвина варьирует в основном в розовато-желтых и коричневых, реже бурых тонах. Встречаются и необычные для этой группы минералов сиреневые [56], голубовато-зеленые, изумрудные цвета [34] и серовато-красные до черных [119]. В общем цвета гентгельвинов имеют более бледную окраску по сравнению с двумя предыдущими минералами. Наблюдается и определенная закономерность: чем выше содержание в минерале собственно гентгельвинового минерала, т. е. чем выше содержание ZnO в нем, тем бледнее его окраска, вплоть до прозрачной бесцветной для крайней разновидности. Мы уже упоминали о бесцветной зоне В из пегматитов [57], содержащей 92% гентгельвина. Скажем здесь, что и в щелочных метасоматитах также обнаружены совершенно бесцветные, прозрачные, как кварц, разновидности этого минерала, которые, согласно химическому анализу, отвечают почти 100%-ному гентгельвину (табл. 4, ан. 88 и 89).

В крупных кристаллах гентгельвины имеют, естественно, более густую окраску, иногда полупрозрачны, в тонких же сколах и шлифах — всегда прозрачны и имеют бледно-розовый, бледно-желтый, серый цвет или они бесцветны. Блеск гентгельвинов более сильный, стеклянный, иногда до смолистого. Излом неровный, раковистый. Спайности, как правило, нет.

Минерал хрупкий, иногда разбит трещинками, по которым изредка, как описывают Кнорринг и Дайссон [105], развиваются необычные красные продукты выветривания. Наблюдаются они и на поверхности минерала, однако состав их не исследован. Для гентгельвинов из щелочных метасоматитов характерны продукты изменения серебристо-белого цвета с шелковистым блеском, которые развиваются с поверхности тетраэдров и по отдельным зонам кристаллов.

Характерная особенность гентгельвинов — их повышенная магнитная восприимчивость, большая, чем у других минералов группы, достигающая $20-50 \cdot 10^{-6}$ единиц CGSE.

Важным диагностическим признаком гентгельвинов является их интенсивная люминесценция в катодных лучах зеленым цветом. При этом, чем выше содержание в минерале окиси цинка и чем бесцветнее минерал, тем ярче его свечение. При содержании же окиси цинка менее 30%, что соответствует примерно 50% и менее гентгельвинового минерала, люминесценции нет.

Твердость минерала изменяется от 5,5 до 6,5. Удельный вес 3,70 для крайнего члена может опускаться до 3,42, а показатель преломления 1,740 может изменяться от 1,735 до 1,755. При меньших значениях показателя преломления минерал будет относиться к геллину, а при больших — к даналиту.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ МИНЕРАЛОВ ГЕЛЬВИНОВОЙ ГРУППЫ

Гельвин, даналит и гентгельвин — минералы кубической сингонии — относятся к пространственной группе T_d^4 — $R\bar{4}3_n$ гексаэдрического вида симметрии.

Паулинг [114], впервые расшифровавший кристаллическую структуру гельвина, и Барт [74] показали, что она сходна со структурой содалита $Na_4 Al_3 Si_3 O_{12} Cl$ — минерала из группы каркасных алюмосиликатов (рис. 5). Бериллий в гельвине рас-

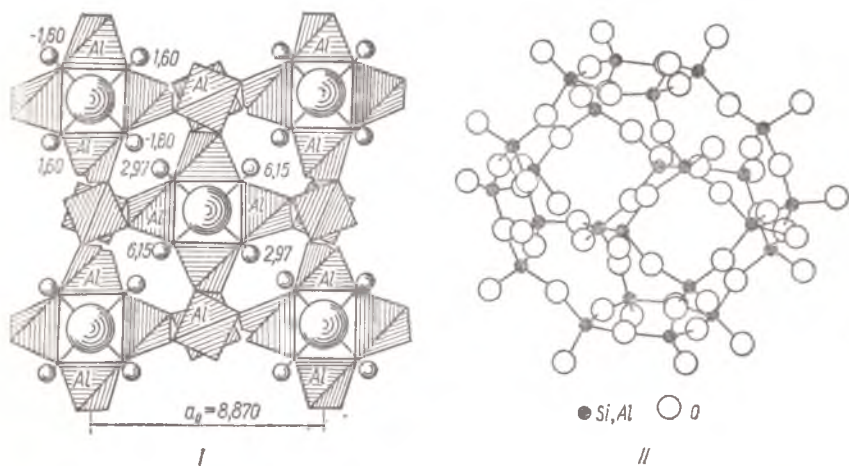


Рис. 5. Кристаллическая структура содалита:

I — кристаллическая решетка содалита в проекции на грань куба вдоль оси c (по Бетехтину, 1950). Крупные шары — ионы Cl^- располагаются в вершинах квадрата на высоте 0 и в середине на высоте $\frac{1}{2}c = 4,435$ А. Малые шары — ионы Na^+ (цифры на них указывают их относительную высоту). В каркасе из тетраэдров алюмоокислородные группы AlO_4 показаны значком Al . Для наглядности вершины тетраэдров, которые должны быть связаны с выше- и нижерасположенными ячейками, показаны обломками; *II* — часть алюмосиликатного каркаса в структуре содалита (по Брэгу, 1937).

полагается на месте ионов алюминия в содалите, образуя вместе с кремнием кубический бериллиево-кремниевый каркас из катион-кислородных тетраэдров; марганец замещает натрий. Ионы серы располагаются на месте ионов хлора в содалите.

Гельвин по аналогии с содалитом обладает каркасом из связанных всеми вершинами бериллиевых и кремниевых тетраэдров, которые образуют большие клетки, состоящие, видимо, из

24 тетраэдров. Внутри клеток располагаются атомы серы. Атомы марганца в гельвине и, соответственно, железа и цинка в даналите и гентгельвине находятся внутри шестигранных «отверстий» этих каркасов и окружаются одним атомом серы и тремя атомами кислорода. Электрическое правило валентности при этом удовлетворяется. Сила связи Si, Be и Mn(Fe, Zn) равна 1,5 и 0,5 соответственно. Каждый атом кислорода находится в контакте с одним кремнием, одним бериллием и марганцем, которые в сумме дают заряд два. Каждый атом серы, находящийся в контакте с четырьмя атомами марганца (железа, цинка), также дает заряд два. Межатомные расстояния Si—O и Be—O в этих структурах очень близки и равны соответственно 1,5—1,7; 1,55—1,65 Å.

Изоструктурные гельвин, даналит и гентгельвин относятся к классу ортосиликатов, что подтверждается и их исследованиями методами инфракрасной спектроскопии [61].

Инфракрасные спектры поглощения гельвиновых минералов аналогичны таковым для типичного островного силиката фенакита (рис. 6). В спектре фенакита основные полосы поглощения, характерные для всех ортосиликатов вообще, лежат в области 9—11 и 20 мкм. Они соответствуют изменениям SiO₄-тетраэдров. Кроме того, четко выступает серия интенсивных полос в области 12—16 мкм, обусловленная изменениям BeO₄-тетраэдров. В интервале 9—12 мкм коротковолновая полоса изменений BeO₄-тетраэдра накладывается на полосу изменений SiO₄-тетраэдра.

Инфракрасные спектры поглощения гельвина, даналита и гентгельвина также обнаруживают интенсивные полосы в области 13—15 мкм (изменения BeO₄-тетраэдра) и в области 10—11 мкм (изменения BeO₄-тетраэдров, наложенные на изменение SiO₄-тетраэдров). Эти спектры (рис. 6, 2—4) показывают типичные для островных силикатов полосы поглощения в области 19 мкм, соответствующие изменениям SiO₄-тетраэдров. Таким образом, судя по инфракрасным спектрам поглощения, минералы гельвиновой группы являются типичными ортосиликатами, точнее островными бериллийсиликагами.

Структура гельвина плотная, компактная, гораздо более плотная, чем структура содалита. Еще более компактны структуры даналита и гентгельвина. Если параметр элементарной ячейки содалита $a_0 = 8,87$ Å, то измеренные параметры элементарных ячеек гельвина 8,19—8,31, даналита от 8,155 до 8,199 и гентгельвина от 8,11 до 8,155 Å. Соответственно меняются и межплоскостные расстояния этих трех минералов, данные о которых приведены в табл. 8—10*. Наибольшее межплоскостное расстояние у гельвина, среднее — у даналита и наименьшее — у гентгельвина. В пределах же каждой из групп минералов

* В табл. 10 для граф 14—18 аналитик С. В. Яковлева, ГИРЕДМЕТ.

наблюдается закономерное уменьшение межплоскостных расстояний и параметров элементарной ячейки с уменьшением содержания MnO и увеличением суммарного содержания $FeO + ZnO$ (табл. 11).

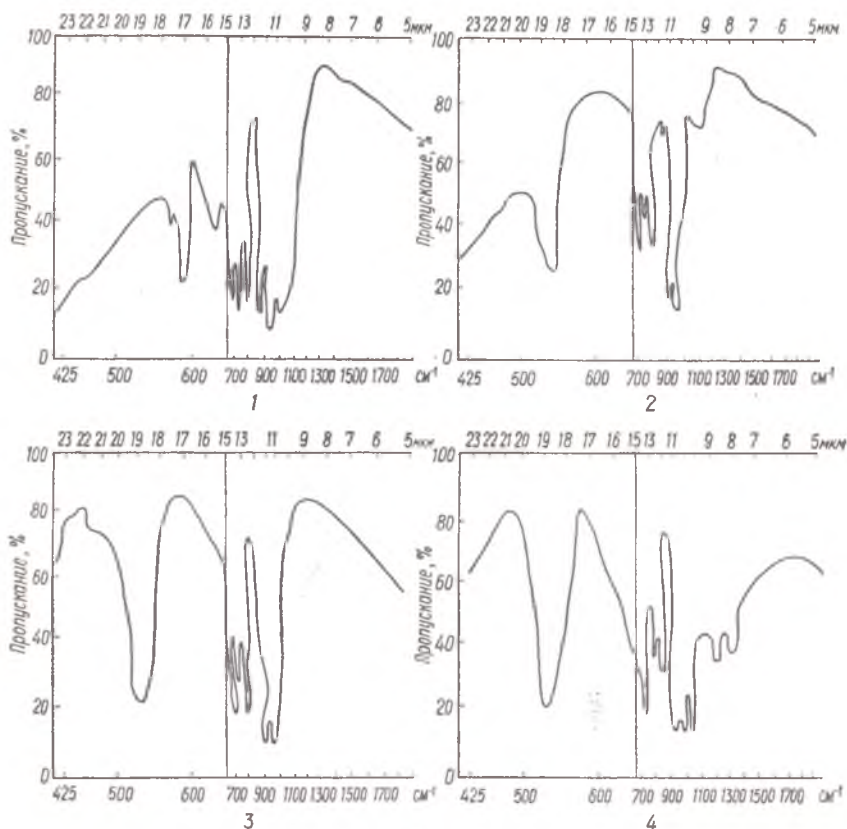


Рис. 6. Инфракрасные спектры поглощения островных бериллийсиликатов — фенакита и минералов гельвиновой группы:

1 — фенакит, 2 — гельвин, 3 — даналит, 4 — гентгельвин. Образец 1—3 — по Плюсиной, 1963, образец 4 — из щелочных метасоматитов, исследования С. Ф. Кузькина и З. Д. Петровой (МИСиС).

Подобные изменения межплоскостных расстояний и параметров элементарной ячейки следует связывать с изоморфным замещением двухвалентных Zn и Fe , имеющих одинаковые радиусы ионов ($0,83 \text{ \AA}$), двухвалентным Mg с наибольшим радиусом иона ($0,91 \text{ \AA}$).

Как видно из табл. 11, закономерное изменение (уменьшение) параметров ячейки a_0 в связи с уменьшением содержания марганца и соответственно гельвинового минала особенно отчет-

Межплоскостные расстояния и относительная интенсивность гелльвинов из различных месторождений

| Урал [2] | | Средняя Азия [41] | | Средняя Азия (по Франк-Каменецкому) [3] | | Эталон из книги Михеева «Рентгенометрический определитель минералов», 1956 | | Эталон из лаборатории ИГЕМ [3] | |
|----------|----------|-------------------|----------|---|----------|--|----------|--------------------------------|----------|
| <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> |
| 3 | 3,559 | 2 | 3,690 | — | — | 4 | 3,66 | 5 | 3,69 |
| — | — | — | — | — | — | 2 | 3,45 | — | — |
| 10 | 3,360 | 10 | 3,401 | 10 | 3,37 | 10 | 3,32 | 10 | 3,34 |
| — | — | — | — | 1р | 2,832 | 1 | 2,88 | 2 | 2,00 |
| 4 | 2,615 | 3 | 2,610 | 7 | 2,613 | 4 | 2,58 | 5 | 2,60 |
| 2 | 2,396 | — | — | 4 | 2,390 | 2 | 2,36 | 5 | 2,37 |
| 2 | 2,297 | — | — | 1 | 2,288 | 1 | 2,26 | 4 | 2,27 |
| — | — | — | — | 9 | 2,199 | 7 | 2,187 | 2 | 2,19 |
| — | — | — | — | 2 | 2,154 | 1 | 2,126 | 7 | 2,14 |
| — | — | — | — | 2 | 2,065 | 1 | 2,050 | 2 | 2,06 |
| 10 | 1,954 | 10 | 1,957 | 10 | 1,941 | 10 | 1,926 | 10 | 1,943 |
| — | — | — | — | 5 | 1,844 | 3 | 1,830 | 5 | 1,840 |
| 7 | 1,856 | 7 | 1,802 | 2 | 1,797 | 1 | 1,792 | 3 | 1,797 |
| — | — | — | — | 1 | 1,757 | 1 | 1,747 | 1 | 1,761 |
| 4 | 1,809 | — | — | 1 | 1,709 | — | — | — | — |
| 8 | 1,692 | 8 | 1,686 | 7 | 1,682 | 3 | 1,673 | 6 | 1,676 |
| 2 | 1,540 | — | — | 4 | 1,616 | — | — | 3 | 1,616 |
| — | — | — | — | — | — | 2 | 1,603 | — | — |
| — | — | — | — | — | — | 1 | 1,521 | 2 | 1,530 |
| 3 | 1,514 | 3 | 1,504 | 4 | 1,502 | 3 | 1,494 | 4 | 1,503 |
| 8 | 1,469 | 7 | 1,462 | 8 | 1,456 | 5 | 1,447 | 6 | 1,454 |
| 8 | 1,424 | 8 | 1,416 | 8 | 1,414 | 5 | 1,404 | 5 | 1,413 |
| 9 | 1,383 | 10 | 1,379 | 8 | 1,371 | 5 | 1,366 | 6 | 1,374 |
| 10 | 1,345 | 10 | 1,340 | 8 | 1,335 | 5 | 1,330 | 6 | 1,337 |
| — | — | — | — | — | — | 1 | 1,296 | 1 | 1,305 |
| 10 | 1,280 | 10 | 1,277 | 9 | 1,268 | 6 | 1,265 | 7 | 1,271 |
| — | — | — | — | 1 | 1,242 | 1 | 1,238 | 2 | 1,242 |
| — | — | — | — | — | — | 1 | 1,223 | 2 | 1,228 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | 2 | 1,215 |
| — | — | — | — | 2 | 1,185 | 1 | 1,185 | 4 | 1,191 |
| — | — | — | — | 2 | 1,164 | 2 | 1,160 | 4 | 1,178 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | 2 | 1,132 |
| 10 | 1,130 | 10 | 1,123 | 10 | 1,118 | 8 | 1,116 | 8 | 1,120 |
| 3 | 1,107 | 3 | 1,083 | 5 | 1,079 | 3 | 1,077 | 5 | 1,082 |
| 10 | 1,053 | 10 | 1,048 | 10 | 1,044 | 8 | 1,050 | 8 | 1,045 |
| 10 | 1,025 | 10 | 1,016 | 10 | 1,012 | 8дв | 1,011 | 9 | 1,014 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | 7 | 1,012 |
| 7 | 1,002 | — | — | 7р | 0,9975 | 2 | 0,998 | — | — |
| — | — | — | — | — | — | 3 | 0,996 | — | — |
| — | — | — | — | — | — | 2 | 0,982 | — | — |

ливо наблюдается до уровня содержаний MnO в минерале порядка 2,9% (до порядкового № 17 в табл. 11). В дальнейшем из-за более резкого увеличения содержания Zr по сравнению с Fe и Mn эта закономерность несколько, но существенно

Межплоскостные расстояния и относительная интенсивность даналитов из различных месторождений СССР

| Восточно-Европейская платформа [3] | | | Средняя Азия (даналит-гентгельвин) [54] | | Сибирь (даналит-гентгельвин) [4] | | Сибирь (из кварц-плагиоклаз-актинолитовых прожилков в порфирите) [30] | | Сибирь (из пегматитов) [25] | |
|------------------------------------|----------|---------------|---|----------|----------------------------------|----------|---|----------|-----------------------------|----------|
| <i>l</i> | <i>d</i> | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> |
| 1 | (4,52) | 200 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 2 | 4,06 | 200 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 5 | 3,680 | 211 | 5 | 3,71 | 4 | 3,66 | 7 | 3,66 | 6 | 3,68 |
| 10 | 3,342 | 211 | — | — | 10 | 3,32 | 10 | 3,34 | 10 | 3,35 |
| 2 | 2,892 | 220 | 1p | 2,832 | 1 | 2,88 | 2 | 2,87 | 4 | 2,88 |
| 5 | 2,591 | 310 | 7 | 2,613 | 4 | 2,58 | 7 | 2,56 | 6 | 2,60 |
| 2 | 2,410 | 321 | 4 | (2,390) | 7 | 2,187 | — | — | — | — |
| 3 | 2,365 | 222 | — | — | 3 | 2,36 | 4 | 2,36 | 5 | 2,36 |
| 2 | 2,270 | 320 | 1 | 2,228 | 1 | 2,26 | 2 | 2,26 | 4 | 2,27 |
| 6 | 2,185 | 321 | 9 | 2,199 | 7 | 2,187 | 7 | 2,19 | 8 | 2,19 |
| 3 | (2,125) | 411; 330 | 2 | (2,154) | 1 | 2,126 | 2 | 2,12 | 2 | 2,14 |
| 2 | 2,044 | 400 | 2 | 2,065 | 1 | 2,050 | 3 | 2,05 | 3 | 2,05 |
| 1 | (2,015) | 420 | 1 | 1,994 | — | — | — | — | — | — |
| 10 | 1,925 | 411; 430 | 10 | 1,941 | 10 | 1,926 | 10 | 1,922 | 10 | 1,037 |
| 4 | (1,828) | 422; 420 | 5 | (1,844) | 3 | 1,830 | 5 | 1,835 | 6 | 1,838 |
| 2 | 1,783 | 421 | 2 | 1,797 | 1 | 1,792 | 2 | 1,787 | 3 | 1,792 |
| 2ш | 1,742 | 332 | 1 | 1,757 | 1 | 1,747 | 3 | 1,745 | 2 | 1,754 |
| 5 | 1,669 | 422 | 7 | 1,682 | 3 | 1,673 | 7 | 1,673 | 7 | 1,677 |
| 1 | (1,645) | 521 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | 4 | 1,616 | — | — | — | — | — | — |
| 3 | (1,601) | 440 | — | — | 2 | 1,603 | 4 | 1,603 | 5 | 1,614 |
| 2 | (1,543) | 433 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 2 | (1,515) | 600; 442 | — | — | 4 | 1,521 | 3 | 1,522 | 4 | 1,528 |
| 5 | 1,492 | 521 | 4 | 1,502 | 3 | 1,494 | 6 | 1,497 | 6 | 1,500 |
| 1 | (1,460) | 611; 532 | 8 | 1,456 | — | — | — | — | — | — |
| 7 | 1,444 | 440 | — | — | 5 | 1,447 | 8 | 1,449 | 8 | 1,454 |
| 2 | 1,425 | 522; 441 | 1 | 1,434 | — | — | — | — | — | — |
| 7 | 1,402 | 530; 433 | 1 | 1,411 | 5 | 1,404 | 7 | 1,405 | 7 | 1,411 |
| 2 | (1,390) | 541 | 1p | (1,387) | — | — | — | — | — | — |
| 7 | 1,360 | 600; 442 | 1p | 1,353 | 5 | 1,366 | 7 | 1,364 | 8 | 1,372 |
| 1 | 1,345 | 610 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 7 | 1,326 | 611; 532 | 8 | 1,335 | 5 | 1,330 | 8 | 1,329 | 8 | 1,334 |
| 2p | (1,292) | 620 | 1 | 1,299 | 11 | 1,296 | 3 | 1,297 | 4 | 1,302 |
| 8 | 1,261 | 541 | 9 | 1,268 | 6 | 1,265 | 9 | 1,266 | 9 | 1,268 |
| 1 | 1,232 | 622 | 1 | 1,242 | 1 | 1,238 | 3 | 1,238 | 4 | 1,241 |
| 1 | (1,226) | 721; 633; 552 | — | — | 1 | 1,223 | 3 | 1,222 | 4 | 1,225 |
| 1 | 1,218 | 630; 542; | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 1 | 1,206 | 631 | — | — | 1 | 1,209 | 2 | 1,208 | 4 | 1,215 |
| 2 | 1,181 | 730 | 2 | 1,186 | 1 | 1,185 | 3 | 1,183 | 4 | 1,187 |
| 3 | 1,169 | 700; 632 | 2 | 1,164 | 2 | 1,160 | 5 | 1,159 | 5 | 1,164 |
| 1 | (1,1448) | 732; 651 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 1 | (1,1225) | 720; 641 | — | — | 1 | 1,128 | 3 | 1,126 | 4 | 1,130 |
| 9 | 1,1127 | 721; 631; 552 | 10 | 1,118 | 8 | 1,116 | 10 | 1,114 | 10 | 1,119 |
| 1 | 1,0928 | 820; 644 | — | — | — | — | — | — | — | — |

| Восточно-Европейская платформа [3] | | | Средняя Азия (даналит-гентгельвин) [54] | | Сибирь (даналит-гентгельвин) [4] | | Сибирь (из кварц-плагиоклаз-актинолитовых прожилков в порфирите) [30] | | Сибирь (из пегматитов) [25] | |
|------------------------------------|----------|------------------|---|----------|----------------------------------|----------|---|----------|-----------------------------|----------|
| <i>l</i> | <i>d</i> | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> |
| 6 | 1,0739 | 730 | 5 | 1,079 | 3 | 1,077 | 7 | 1,075 | 7 | 1,080 |
| 1 | (1,0623) | 822; 661 | 1р | 1,052 | 2 | 1,050 | 4 | 1,049 | 5 | 1,053 |
| 2р | (1,0478) | 650; 643 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 9 | 1,0381 | 732; 651 | 10 | 1,044 | 8 | 1,042 | 10 | 1,041 | 10 | 1,044 |
| 1 | 1,0207 | 752 | — | — | — | — | 1 | 1,025 | — | — |
| — | — | — | 10 | 1,012 | 8дв | 1,011 | 10 | 1,015 | 10 | 1,010 |
| 9 | 1,060 | 811; 741; 554 | — | — | — | — | 7 | 1,007 | — | — |
| 3 | 1,0079 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 1 | 0,9959 | 910; 833 | 7ш | 0,9975 | 2 | 0,998 | — | — | — | — |
| 5 | 0,9914 | 820; 644 | — | — | 3 | 0,996 | — | — | — | — |
| 2 | 0,9935 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | 2 | 0,982 | — | — | — | — |

нарушается. Гласс, Джанс и Стивенс [89], а также Беус [6] и другие исследователи на основании наблюдаемой закономерности изменения параметра элементарной ячейки от состава минерала считают, что крайние члены трехкомпонентной системы гельвин — даналит — гентгельвин должны иметь такие значения параметра элементарной ячейки (a_0 , Å): гельвин — 8,27; даналит — 8,18; гентгельвин — 8,10. Гласс, Джанс и Стивенс [89], вычисляя значения этих параметров для крайних членов, сопоставляли химические составы и a_0 всего семи образцов: четырех гельвинов (табл. 11, обр. 1, 2, 5, 6), двух даналитов (табл. 11, обр. 8, 10) и одного гентгельвина (табл. 11, обр. 25).

В соответствии с вычисленным значением a_0 для крайних членов А. А. Беус [6] приводит диаграмму изменения параметра элементарной ячейки в зависимости от химического состава минерала (рис. 7, а). Пользуясь этой диаграммой и зная химический состав в миналах Г — Д — ГН, можно установить значение a_0 для проанализированного образца.

Значения рассчитанных по рентгенограмме и найденных по диаграмме параметров решетки (см. табл. 11) сравнительно хорошо совпадают для гельвинов и даналитов и резко отличны для гентгельвинов.

Глассом и др. [89] параметр элементарной ячейки крайнего члена гентгельвина был вычислен всего по одному образцу с точностью, не обеспечивающей достоверности определения указанного значения параметра решетки для крайнего члена.

В связи с этим нами было проведено рентгеноструктурное

Межплоскостные расстояния и относительная интенсивность гентгельвинов из раз

| Номер п/п | Восточно-Европейская платформа, СССР (образец 2В, аналитик Сальдау, ЛГИ [56]) | | | | Северная Ниге- рия [105] | | Восточно-Европейская платформа, СССР [9] | | |
|-----------|---|----------|----------|------------------|-----------------------------|----------|---|----------|------------|
| | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>d</i> | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>hkl</i> |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| 1 | 1 | (4,02) | 3,65 | 210 | Ср. | 4,07 | 1 | (4,058) | — |
| 2 | 5 | 3,64 | (3,304) | 210;211 | » | 3,65 | 6 | 3,677 | — |
| 3 | — | — | — | — | — | — | 1 | (3,450) | — |
| 4 | 10 | 3,314 | 3,004 | 211 | Оч. сильн. | 3,33 | 10 | 3,350 | 211 |
| 5 | 1 | (2,836) | 2,571 | 310 | Ср. | 2,875 | 2 | 2,862 | 220 |
| 6 | 4 | 2,561 | (2,321) | 310 | Сильн. | 2,577 | 4 | 2,569 | 310 |
| 7 | 2 | (2,384) | 2,161 | 321 | — | — | 2 | (2,407) | — |
| 8 | 2 | 2,335 | 2,116 | 222 | Ср. | 2,351 | 2 | 2,352 | 222 |
| 9 | 1 | 2,246 | 2,036 | 320 | Сл. | 2,258 | 2 | 2,261 | — |
| 10 | 5 | 2,163 | (1,961) | 321 | Оч. сильн. | 2,174 | 6 | 2,179 | 321 |
| 11 | 3 | (2,102) | (1,906) | 411; 330 | Ср. | — | 4 | (2,131) | — |
| 12 | — | — | — | — | » | 2,036 | 2 | 2,030 | 400 |
| 13 | 9 | 1,908 | (1,729) | 411; 330 | Оч. сильн. | 1,918 | 10 | 1,921 | 411; 330 |
| 14 | — | — | — | — | — | — | 1 | (1,835) | — |
| 15 | 3 | 1,810 | 1,640 | 420 | Сильн. | 1,822 | 3 | 1,813 | 420 |
| 16 | 1 | 1,766 | 1,001 | 421 | Сл. | 1,778 | 2 | (1,769) | — |
| 17 | 1 | 1,727 | 1,565 | 332 | » | 1,735 | 2 | 1,735 | 332 |
| 18 | 4 | 1,652 | 1,498 | 422 | Сильн. | 1,663 | 5 | 1,664 | 422 |
| 19 | 1 | (1,632) | 1,479 | 521 | — | — | — | — | — |
| 20 | 3 | 1,587 | 1,438 | 510; 431 | Ср. | 1,596 | 4 | 1,594 | 510;431 |
| 21 | 2 | 1,531 | 1,388 | 530; 431 | — | — | 1 | (1,545) | — |
| 22 | 1 | 1,502 | 1,362 | 520; 432 | Сл. | 1,513 | 1 | (1,505) | — |
| 23 | 4 | 1,477 | (1,339) | 521 | Сильн. | 1,489 | 5 | 1,486 | 440 |
| 24 | — | — | — | — | — | — | 1 | (1,461) | — |
| 25 | 4 | 1,429 | 1,296 | 440 | Сильн. | 1,441 | 5 | 1,439 | 530; 438 |
| 26 | 4 | 1,388 | 1,258 | 530;433 | » | 1,399 | 5 | 1,394 | 600; 422 |
| 27 | 4 | 1,350 | 1,223 | 600;442 | » | 1,359 | 5 | 1,358 | 600; 442 |
| 28 | 4 | 1,312 | 1,189 | 611;532 | » | 1,322 | 5 | 1,320 | 611; 532 |
| 29 | 1 | 1,279 | 1,160 | 620 | Сл. | 1,288 | 1 | 1,288 | 620 |
| 30 | 4 | 1,249 | 1,132 | 541 | Сильн. | 1,258 | 7 | 1,256 | 541 |
| 31 | — | — | — | — | — | — | 1 | (1,229) | — |
| 32 | 1 | (1,215) | 1,102 | 721; 633; 552 | Сл. | 1,215 | — | — | — |

личных месторождений

| Средняя Азия, СССР [69] | | | Из щелочных метасоматитов СССР (аналитик С. В. Яковлева) | | | | | | Из родонит-сульфидных тел (аналитик С. В. Яковлева) | | |
|-------------------------|----------|------------|---|----------|------------------------------------|----------|------------|----------|---|--------------------|--|
| | | | альбит-кали- шпатовых | | слюдисто-кварц-полево- шпатовых | | | | | | |
| <i>l</i> | <i>d</i> | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>hkl</i> | |
| 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | |
| 1 | 4,017 | 200 | 3 | 4,06 | 3 | 4,05 | 200 | 2 | (4,09) | 210 | |
| 1 | 3,601 | 210 | 5 | 3,62 | 8 | 3,66 | — | — | — | — | |
| — | — | — | — | — | 5 | (3,62) | 211 | 4 | 3,65 | 210; 211 211 | |
| 10 | 3,287 | 211 | 10 | 3,30 | 10 | 3,30 | 211 | 10 | 3,33 | 211 | |
| 1 | 2,853 | 220 | 4 | 2,86 | 2 | (2,86) | 310 | 3 | (2,88) | 310 | |
| 4 | 2,580 | 310 | 8 | 2,56 | 8 | 2,57 | 310 | 6 | 2,59 | 310 | |
| 1 | 2,462 | 311 | — | — | 5 | 2,40 | — | — | — | — | |
| 2 | 2,331 | 222 | 5 | 2,34 | 3 | 2,34 | 222 | 3 | 2,36 | 222 | |
| 1 | 2,244 | 320 | 3 | 2,24 | 1 | 2,21 | — | 1 | 2,27 | 320 | |
| 5 | 2,162 | 321 | 9 | 2,16 | 9 | 2,17 | 321 | 6 | 2,19 | 321 | |
| — | — | — | 2 | (2,12) | 5 | (2,12) | 411 | — | — | — | |
| 1 | 2,024 | 400 | 5 | 2,02 | 3 | 2,03 | 400 | 3 | 2,04 | 400 | |
| 10 | 1,907 | 330 | 10 | 1,908 | 10 | 1,915 | 411;330 | 8 | 1,921 | 411 | |
| — | — | — | — | — | 1 | 1,836 | — | — | — | — | |
| 2 | 1,810 | 420 | 7 | 1,808 | 4 | 1,817 | 420 | 4 | 1,824 | 420 | |
| 1 | 1,762 | 421 | 5 | 1,764 | 2 | (1,775) | 510 | 1 | 1,780 | 421 | |
| 1 | 1,726 | 332 | 5 | 1,723 | 2 | 1,731 | 332 | 1 | 1,742 | 332 | |
| 4 | 1,696 | 422 | 7 | 1,653 | 5 | 1,658 | 422 | 5 | 1,669 | 422 | |
| — | — | — | — | — | 1 | 1,642 | — | — | — | — | |
| 2 | 1,589 | 431; 510 | 6 | 1,588 | 4 | 1,592 | 510 | 4 | 1,665 | 510 | |
| — | — | — | — | — | 2 | 1,542 | — | 2 | (1,549) | 530 | |
| 1 | 1,504 | 432; 520 | 3 | 1,502 | 2 | 1,508 | 520 | 1 | 1,519 | 520 | |
| 5 | 1,4825 | 521 | 8 | 1,478 | 6 | 1,483 | 521 | 5 | 1,491 | 521 | |
| — | — | — | — | — | 2 | 1,458 | — | — | — | — | |
| 5 | 1,4346 | 440 | 8 | 1,429 | 6 | 1,435 | 440 | 5 | 1,445 | 440 | |
| 5 | 1,3921 | 433; 530 | 8 | 1,388 | 6 | 1,392 | 530 | 5 | 1,401 | 530 | |
| 5 | 1,3528 | 442; 600 | 8 | 1,350 | 6 | 1,353 | 600 | 5 | 1,363 | 600 | |
| 5 | 1,3170 | 611; 532 | 8 | 1,314 | 5 | 1,316 | 611 | 5 | 1,325 | 611 | |
| 1 | 1,2838 | 620 | 3 | 1,280 | 2 | 1,282 | 620 | 1 | 1,289 | 620 | |
| 6 | 1,2531 | 541 | 9 | 1,249 | 8 | 1,252 | 541 | 6 | 1,261 | 541 | |
| — | — | — | 2 | 1,220 | 3 | 1,223 | 622 | — | — | — | |
| — | — | — | 2 | 1,207 | 1 | 1,210 | 730 | — | — | — | |

| Номер п/п | Восточно-Европейская платформа, СССР (образец 2В. аналитик Сальдау, ЛГИ) [56] | | | | Северная Нигерия [105] | | Восточно-Европейская платформа, СССР [9] | | |
|------------|---|----------|---------------|-----------------|------------------------|----------|--|----------|-----------------|
| | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>d</i> | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>hkl</i> |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| 33 | — | — | — | — | Сл. | 1,200 | 1 | 1,196 | 631 |
| 34 | 1 | 1,170 | 1,060 | 444 | » | 1,176 | 1 | 1,174 | 444 |
| 35 | 2 | 1,146 | 1,039 | 710;550; 543 | » | 1,152 | 1 | (1,47) | — |
| 36 | 1 | (1,135) | 1,029 | 732;651 | » | 1,119 | — | — | — |
| 37 | 10 | 1,102 | (0,999) | 721;633; 552 | Сильн. | 1,109 | 8 | 1,107 | 721;633; 552 |
| 38 | — | 1,083 | 0,981 | 642 | — | — | — | — | — |
| 39 | 3 | 1,064 | 0,964 | 730 | Сл. | 1,072 | 2 | 1,068 | 730 |
| 40 | 1 | 1,039 | 0,941 | 650;643 | — | — | — | — | — |
| 41 | 9 | 1,030 | (0,933) | 732;651 | Ср. | 1,035 | 4 | 1,034 | 732,651 |
| 42 | — | — | — | — | Сильн. | 1,004 | 6 | 1,003 | 811;741; 554 |
| 43 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 44 | — | — | — | — | Сл. | 0,989 | 4р | 0,9869 | 820;644 |
| 45 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 46 | — | — | — | — | Сл. | 0,973 | 2р | 0,9734 | 821;742 |
| 47 | — | — | — | — | » | 0,961 | 2р | 0,9608 | 822;660 |
| 48 | — | — | — | — | » | 0,948 | 2р | 0,9479 | 831;750; 743 |
| 49 | — | — | — | — | » | 0,936 | 2р | 0,9341 | 662 |
| 50 | — | — | — | — | » | 0,923 | 2р | 0,9219 | 752 |
| 51 | — | — | — | — | » | 0,911 | 2р | 0,9117 | 840 |
| 52 | — | — | — | — | » | 0,900 | 2р | 0,8999 | 910;833 |
| 53 | — | — | — | — | » | 0,890 | 2р | 0,8891 | 812 |
| 54 | — | — | — | — | » | 0,880 | 2р | 0,8733 | 921;761; 655 |
| 55 | — | — | — | — | — | — | 1 | 0,8681 | 664 |
| 56 | — | — | — | — | Оч. сильн. | 0,860 | 8р | 0,8591 | 930;851; 754 |
| 57 | — | — | — | — | — | — | 1 | 0,8438 | 932;763 |
| 58 | — | — | — | — | — | — | 4 | 0,8317 | 844 |
| α_0 | 8,27 | | 8,096 ± 0,006 | | 8,12 ± 0,1 | | 8,140 ± 0,002 | | |

| Средняя Азия [60] | | | Из щелочных метасоматитов СССР (аналитик С. В. Яковлева) | | | | | | Из родонит-сульфидных тел (аналитик С. В. Яковлева) | | |
|-------------------|--------|-----------------|---|--------|-------------------------------|--------------|-------------|----|--|-----|-----|
| | | | альбит-калишпатовых | | слюдисто-кварц-полевошпатовых | | | | I | d | hkl |
| I | d | hkl | I | d | I | d | hkl | I | | | |
| 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | |
| — | — | — | — | — | 1 | 1,195 | — | — | — | — | |
| 1 | 1,1726 | 444 | 4 | 1,168 | 1,5 | 1,170 | 444 | 1 | 1,185 | 444 | |
| 1 | 1,1493 | 710;550; 543 | 4 | 1,144 | 3 | 1,148 | 710 | 1 | 1,153 | 710 | |
| — | — | — | 9 | 1,102 | 9 | 1,107 | 633 | — | — | — | |
| 10 | 1,1057 | 721;633 | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| 5 | 1,1055 | 552 | — | — | — | — | — | 1 | 1,098 | 642 | |
| 3 | 1,0668 | 730 | 6 | 1,063 | 3 | 1,065 | 730 | 2 | 1,072 | 730 | |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| 6 | 1,0319 | 732;651 | 8 | 1,0280 | 2 | 1,032 | 732;651 | 5 | 1,037 | 651 | |
| 10 | 1,0002 | 811;741 | 4 | 1,000 | 5 | 1,000 | 811; 740 | 6 | 1,005 | 811 | |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| 3 | 0,9853 | 820;664 | 3 | 0,9856 | 3 | 0,9877 | 820 | — | — | — | |
| 1 | 0,9783 | 821;741 | 2 | 0,968 | 2 | 0,9714 | 653 | — | — | — | |
| — | — | — | 2 | 0,9570 | 3,5 | 0,9576 | 822 | 3 | 0,963 | 822 | |
| — | — | — | 2 | 0,9574 | — | — | — | — | — | — | |
| — | — | — | 5 | 0,942 | 1 | 0,9456 | 931 | 3 | 0,948 | 831 | |
| — | — | — | 5 | 0,929 | 2 | 0,9303 | 852 | — | — | — | |
| — | — | — | 5 | 0,919 | — | — | — | — | — | — | |
| — | — | — | 5 | 0,905 | — | — | — | — | — | — | |
| — | — | — | 5 | 0,895 | — | — | — | 2 | 0,901 | 941 | |
| — | — | — | 5 | 0,8857 | — | — | — | 3 | 0,890 | 842 | |
| — | — | — | 5 | 0,8758 | — | — | — | 3 | 0,880 | 921 | |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| — | — | — | 9 | 0,8565 | — | — | — | 5 | 0,860 | 930 | |
| — | — | — | 5 | 0,8992 | — | — | — | 2 | 0,831 | 844 | |
| — | — | — | 2 | 0,8292 | — | — | — | — | — | — | |
| 8,144 ± 0,005 | | | 8,123 ± 0,003 | | | 8,130 ± 0,03 | | | 8,179 | | |

Зависимость размера элементарной ячейки от химического состава в группе минералов гельвин—даналит—гентгельвин

| Образец | Состав в миналах Г — Д — ГН, % | Месторождение, образец | Содержание в минерале, вес, % | | Параметр элементарной ячейки a_0 | | | Литературный источник, автор и год исследования |
|--------------------|---|---|-------------------------------|-----------|---|---------|--|---|
| | | | MnO | FeO + ZnO | определенный по диаграмме, исходя из a_0 для гентгельвина | | рассчитанный по рентгенограммам (экспериментально) | |
| | | | | | 8, 10 Å | 8, 11 Å | | |
| Гельвин | | | | | | | | |
| 1 | Г _{91,0} Д _{9,0} ГН _{0,0} | Шварценберг, Саксония, ГДР | 44,43 | 4,45 | 8,263 | 8,262 | 8,27 | [89] |
| 2 | Г _{84,1} Д _{15,9} ГН _{0,0} | Шварценберг, Саксония, ГДР | 41,76 | 8,00 | 8,254 | 8,253 | 8,25 | [89] |
| 3 | Г _{78,4} Д _{19,5} ГН _{2,1} | Сибирь, СССР | 33,00 | 9,34 | 8,251 | 8,249 | 8,31 | Ай Юнь-фу, 1963 |
| 4 | Г _{67,3} Д _{22,5} ГН _{10,2} | Центральная Азия | 29,90 | 15,32 | 8,223 | 8,224 | 8,22 | [44] |
| 5 | Г _{56,4} Д _{30,4} ГН _{13,2} | Гортоколлен, Норвегия | 28,46 | 23,20 | 8,221 | 8,221 | 8,19 | [89] |
| 6 | Г _{53,9} Д _{36,2} ГН _{9,9} | Айрон-Маунтин, США | 26,51 | 23,63 | 8,222 | 8,222 | 8,21 | [89] |
| Даналит | | | | | | | | |
| 7 | Г _{38,5} Д _{51,4} ГН _{10,1} | Средняя Азия, СССР | 18,96 | 31,32 | 8,206 | 8,206 | 8,239 | [54] |
| 8 | Г _{21,8} Д _{70,2} ГН _{8,6} | Редрут, Англия | 11,53 | 42,40 | 8,195 | 8,195 | 8,199 ± 0,005 | [89] |
| 9 | Г _{17,1} Д _{46,3} ГН _{36,6} | Восточно-Европейская платформа, СССР | 8,15 | 42,37 | 8,168 | 8,170 | 8,173 ± 0,001 | [3] |
| 10 | Г _{12,9} Д _{55,7} ГН _{31,4} | Рокпорт, США | 6,28 | 44,92 | 8,168 | 8,170 | 8,155 | [89] |
| Гентгельвин | | | | | | | | |
| 11 | Г _{10,9} Д _{28,2} ГН _{60,9} | Восточно-Европейская платформа, СССР | 5,21 | 47,25 | 8,142 | 8,148 | 8,156 ± 0,002 | [9] |
| 12 | Г _{8,6} Д _{6,4} ГН _{85,0} | Исследованный образец из аляскитов, ядро кристалла | 3,60 | 43,75 | 8,120 | 8,1285 | 8,130 | Зубков и др., 1968 |
| 13 | Г _{8,6} Д _{6,4} ГН _{85,0} | Исследованный образец из аляскитов, внешняя зона кристалла | 3,55 | 43,20 | 8,120 | 8,1285 | 8,128 | То же |
| 14 | Г _{7,7} Д _{4,6} ГН _{87,7} | То же, из биотит-полевошпатовых метасоматитов | 3,30 | 44,89 | 8,118 | 8,126 | 8,137 | Зубков и др., 1968 |
| 15 | Г _{7,4} Д _{4,8} ГН _{87,8} | То же | 3,20 | 45,72 | 8,118 | 8,126 | 8,130 | То же |
| 16 | Г _{7,2} Д _{6,8} ГН _{86,0} | Исследованный образец из альбититов | 3,20 | 47,06 | 8,119 | 8,127 | 8,125 | » » |
| 17 | Г _{6,9} Д _{4,5} ГН _{88,6} | То же, из биотит-полевошпатовых метасоматитов | 2,94 | 45,47 | 8,116 | 8,124 | 8,127 | » » |
| 18 | Г _{6,7} Д _{3,4} ГН _{89,9} | То же | 2,90 | 45,88 | 8,115 | 8,123 | 8,128 | » » |
| 19 | Г _{5,25} Д _{1,50} ГН _{93,25} | Средняя Азия, СССР | 2,50 | 51,93 | 8,107 | 8,116 | 8,1267 | Чистякова, Молева, 1966 |
| 20 | Г _{6,4} Д _{8,5} ГН _{85,1} | Исследованный образец из альбит-микроклиновых метасоматитов | 2,70 | 45,18 | 8,118 | 8,127 | 8,137 | Зубков и др., 1968 |
| 21 | Г _{5,3} Д _{11,6} ГН _{83,1} | То же | 2,45 | 49,22 | 8,119 | 8,128 | 8,116 | То же |
| 22 | Г _{4,5} Д _{33,6} ГН _{61,9} | То же, из гентгельвин-кварцевых жил | 1,85 | 43,50 | 8,137 | 8,141 | 8,143 | » » |
| 23 | Г _{4,9} Д _{9,3} ГН _{85,8} | То же, из биотит-полевошпатовых метасоматитов | 1,85 | 41,00 | 8,117 | 8,1255 | 8,130 | » » |
| 24 | Г _{3,5} Д _{23,8} ГН _{72,7} | Плато Джос, Северная Нигерия | 1,72 | 52,29 | 8,126 | 8,132 | 8,12 ± 0,01 | [105] |
| 25 | Г _{2,5} Д _{14,0} ГН _{83,5} | Западный Чейен-Каньон, США | 1,22 | 53,01 | 8,116 | 8,125 | 8,155 ± 0,005 | [89] |
| 26 | Г _{2,3} Д _{41,0} ГН _{56,7} | Восточно-Европейская платформа (зона А метакристалла) | 1,21 | 55,15 | 8,137 | 8,143 | 8,166 ± 0,002 | [56] |
| 27 | Г _{1,7} Д _{2,0} ГН _{96,3} | Исследованный образец, поздний гентгельвин из биотит-полевошпатовых метасоматитов | 0,76 | 50,92 | 8,104 | 8,114 | 8,117 | Зубков и др., 1968 |
| 28 | Г _{1,2} Д _{7,7} ГН _{91,1} | Восточно-Европейская платформа, внешняя зона В метакристалла | 0,58 | 52,56 | 8,108 | 8,117 | 8,112 ± 0,006 | [56] |
| 29 | Г _{1,0} Д _{1,8} ГН _{97,2} | Исследованный образец поздней генерации из альбит-микроклиновых метасоматитов | 0,37 | 41,28 | 8,103 | 8,113 | 8,114 | Зубков и др., 1968 |
| 30 | Г _{0,5} Д _{14,9} ГН _{84,6} | Кольский п-ов, СССР | 0,20 | 49,67 | 8,113 | 8,122 | 8,140 ± 0,004 | [56] |

исследование 13-ти образцов гентгельвина различного химического состава из зон щелочного метасоматоза гранитов для установления более точного значения размера элементарной ячейки 100%-ного гентгельвина. Данные о химическом составе и ос-

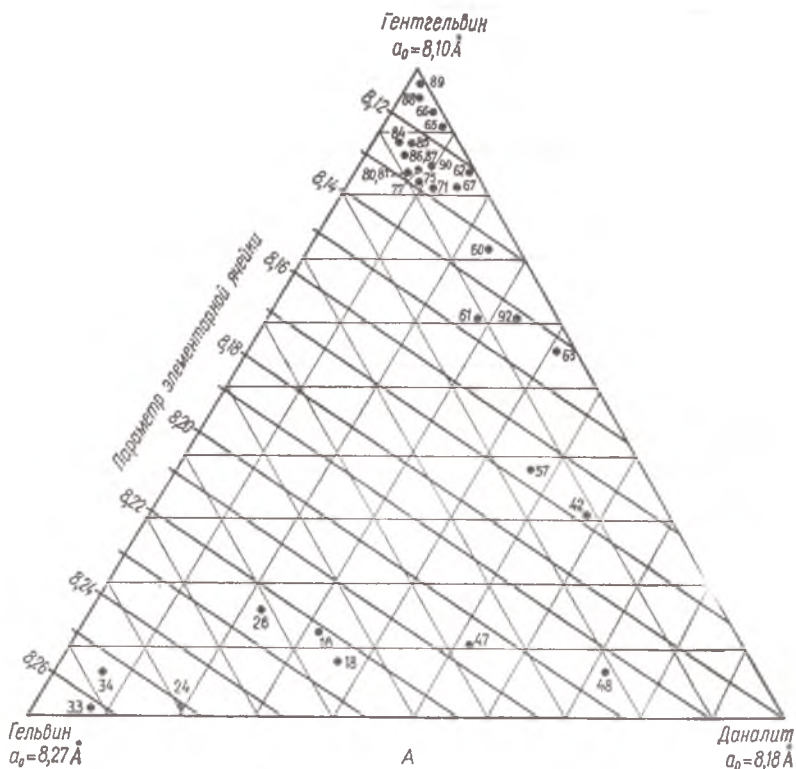
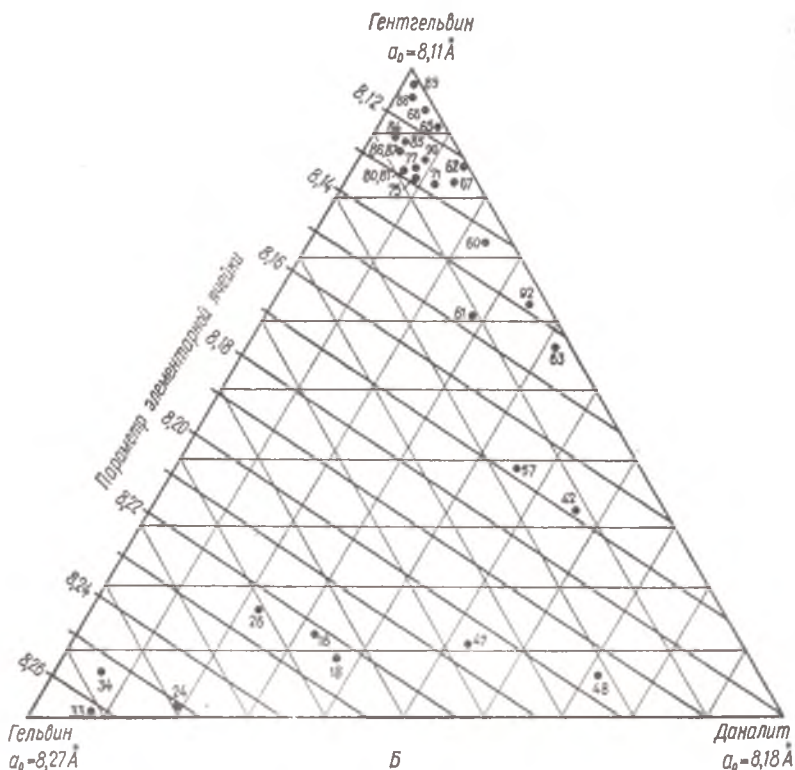


Рис. 7. Диаграмма зависимости параметра элементарной ячейки минералов гельвина:

А — диаграмма при $a_0 = 8,10 \text{ \AA}$; Б — диаграмма при $a_0 = 8,11 \text{ \AA}$. Цифры на диаграммах.

новных физических свойствах исследованных образцов приведены в табл. 4 (ан. 77, 79, 81, 84—90, 92); в табл. 11 это соответственно образцы 13—18, 20—23, 27, 29. Для определения размеров элементарной ячейки перечисленные образцы были изучены рентгеновским методом. Рентгенограммы были получены на камере диаметром 86 мм в излучении трубки с медным анодом без фильтра. Промер рентгенограмм проводился на компараторе ИЗА-2. Точность определения параметра решетки составила $\pm 0,002 \text{ \AA}$. Рассчитанные по рентгенограммам параметры элементарной ячейки гентгельвинов представлены в табл. 11.

Из нее видно, что значения этих рассчитанных параметров намного выше определенных по диаграмме при параметре решетки 100%-ного гентгельвина — 8, 10 Å и различаются во втором знаке после запятой (0,008—0,019 Å). Подобное явление было



группы гельвина от химического состава при разных значениях a_0 для гентгельвина соответствуют номерам анализов (образцов) в табл. 2—4.

отмечено также М. Б. Чистяковой и В. А. Молевой [69] на одном образце гентгельвина из гранитного массива (образец 67, табл. 4) и наблюдается для гентгельвинов из некоторых других месторождений (табл. 4, образцы 64—68).

Исходя из результатов химических и рентгеноструктурных исследований описанных образцов, можно подсчитать, что на каждый 1% увеличения содержания гентгельвинового минерала параметр элементарной ячейки уменьшается в среднем на 0,003 Å. Особенно наглядно это видно при сравнении образцов 27 и 29 (табл. 11), содержащих 96,3 и 97,2% ГН, и образца 19 из гранитного массива (93,25% ГН). Поэтому следует считать,

что крайний член трехкомпонентной системы — 100%-ный гентгельвин — должен иметь параметр элементарной ячейки не 8, 10, а 8, 11 Å.

После внесения этой поправки в шкалу параметров элементарной ячейки диаграммы по ней были найдены значения a_0 для всех образцов (рис. 7, б и табл. 11). Сопоставление их с рассчитанными по рентгенограммам a_0 показывает, что для большинства образцов эти значения совпадают в пределах допустимых ошибок при $a_0 = 9,11$ Å для крайнего гентгельвина.

Таким образом, значения параметров элементарной ячейки для крайних членов этой трехкомпонентной системы должны быть: для гельвина — 8,27, даналита — 8,18, гентгельвина — 8,11 Å, а не 8,10, как принято во всех минералогических справочниках.

О ЗАВИСИМОСТИ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ГЕЛЬВИНОВОЙ ГРУППЫ

Говоря о возможности применения диаграммы Гласса для установления состава минерала в гельвин-даналит-гентгельвиновых миналах по физическим свойствам, следует отметить, что при современных точностях измерения показателя преломления и удельного веса этот состав можно определять только сугубо ориентировочно.

Отсутствие четкой корреляции между химическим составом и физическими свойствами минералов этой группы уже отмечалось многими исследователями. Так, Боули [77] констатировал, что изученный им гельвин имеет показатель преломления 1,747, а не 1,728, как на диаграмме Гласса по результатам химического анализа. На подобные несоответствия указывали также Рамдор [115], А. Д. Каленов [44], Д. М. Корытова [50], М. Б. Чистякова [69] и др.

При сопоставлении физических свойств (показатель преломления, удельный вес) и химических составов многих минералов гельвиновой группы действительно обнаруживаются значительные несоответствия между ними (рис. 8). В табл. 12 приведен химический состав (в миналах Г — Д — ГН) гельвиновых минералов, определенный по химическим анализам и по физическим свойствам. Как видно из сравнения этих данных, расхождение довольно значительное (до 40%), а некоторые образцы при нанесении на диаграмму по физическим свойствам вообще выходят за пределы поля диаграммы. Исключение составляют только образцы гентгельвина из европейской части СССР, описанные А. Е. Лунцем [57]. Их составы, определенные по химическим анализам и по диаграмме Гласса, исходя из физических свойств, совпадают исключительно точно. Для всех остальных образцов расхождения, как правило, весьма значительны.

Однако из этого не следует делать вывод, что химический состав и физические свойства не взаимосвязаны между собою или что Глассом и другими исследователями были неправильно определены параметры физических свойств для крайних членов системы. Эти расхождения вызваны недостаточной точностью определения физических констант. Действительно, разница в значениях этих констант для крайних членов системы столь невелика, что в общем случае можно считать ее несоизмеримой (по точности определения) с точностью определения состава минералов.

Химический состав минералов гельвиновой группы в миналах гельвин — даналит — гентгельвин, определенный по химическим анализам и по физическим свойствам

| Номер образца в соответствии с табл. 2 и 4 | Месторождение, литературный источник | Физические свойства | | Состав в миналах Г—Д—ГН, % | | | | Расхождение, абс. % | | | | |
|--|--|---------------------|---------------------------------|----------------------------|-------------------|-------------------------|------------------------|---------------------|------------------------|--------|-------|--------|
| | | Уд. вес <i>d</i> | Показатель преломления <i>n</i> | по химическим анализам | | по физическим свойствам | | Г | Д | ГН | | |
| | | | | Г | Д | ГН | Г | | | | Д | ГН |
| Гельвин | | | | | | | | | | | | |
| 5 | Салисбери, Южная Родезия [105] | 3,22 | 1,732 | Г _{93,4} | Д _{4,5} | ГН _{2,1} | Г _{87,2} | Д _{9,2} | ГН _{3,6} | -6,2 | +4,7 | +1,5 |
| 15 | Сиерра-де-Кордоба, Аргентина [89] | 3,29 | 1,746 | Г _{62,1} | Д _{29,3} | ГН _{8,6} | Г _{50,5} | Д _{39,2} | ГН _{10,3} | -11,6 | +9,9 | +1,7 |
| 16 | Гортоколлен, Норвегия [89] | 3,32 | 1,747 | Г _{56,4} | Д _{30,4} | ГН _{13,2} | Г _{47,0} | Д _{38,0} | ГН _{15,0} | -9,4 | +7,6 | -1,8 |
| 18 | Айрон-Маунтин, США [89] | 3,34 | 1,746 | Г _{53,9} | Д _{36,2} | ГН _{9,9} | Г _{46,9} | Д _{37,9} | ГН _{15,2} | -7,0 | +1,7 | +5,3 |
| 24 | Сибирь, СССР | 3,23 | 1,743 | Г _{78,4} | Д _{19,5} | ГН _{2,1} | За пределами диаграммы | | За пределами диаграммы | | | |
| Даналит | | | | | | | | | | | | |
| 39 | Сибирь, СССР [25] | 3,44 | 1,757 | Г _{32,9} | Д _{64,1} | ГН _{3,0} | Г _{10,1} | Д _{59,8} | ГН _{30,1} | -22,8 | -4,3 | +27,1 |
| 40 | То же | 3,33 | 1,755 | Г _{28,8} | Д _{65,6} | ГН _{5,6} | Г _{31,6} | Д _{61,2} | ГН _{8,0} | -2,2 | -4,6 | +2,4 |
| 41 | » » | 3,32 | 1,754 | Г _{29,8} | Д _{63,2} | ГН _{7,0} | Г _{34,5} | Д _{59,5} | ГН _{6,0} | +4,7 | -3,7 | -1,0 |
| 43a | Рокпорт, США [89] | 3,43 | 1,755 | Г _{12,9} | Д _{55,7} | ГН _{31,4} | Г _{15,8} | Д _{55,0} | ГН _{29,2} | +2,9 | -0,7 | -2,2 |
| 44 | Восточно-Европейская платформа, СССР [44] | 3,40 | 1,754 | Г _{15,0} | Д _{85,0} | ГН _{0,0} | Г _{22,0} | Д _{54,0} | ГН _{24,0} | +7,0 | -31,0 | +24,0 |
| 48 | Редрут, Англия [89] | 3,35 | 1,758 | Г _{21,8} | Д _{70,2} | ГН _{8,0} | Г _{22,2} | Д _{67,3} | ГН _{9,5} | +0,4 | -1,9 | +1,5 |
| 56 | Сибирь, СССР [50] | 3,245 | 1,740 | Г _{27,6} | Д _{36,2} | ГН _{36,2} | Г _{69,0} | Д _{28,0} | ГН _{3,0} | +41,4 | -8,2 | -33,2 |
| 57 | Восточно-Европейская платформа, СССР [3] | 3,44 | 1,745 | Г _{17,1} | Д _{46,3} | ГН _{36,6} | Г _{32,2} | Д _{28,5} | ГН _{39,2} | +15,1 | -17,8 | +2,6 |
| 58 | Сибирь, СССР [30] | 3,41 | 1,761 | Г _{13,9} | Д _{74,4} | ГН _{11,7} | Г _{8,3} | Д _{71,7} | ГН _{20,0} | -5,6 | -2,7 | +8,3 |
| Гентгельвин | | | | | | | | | | | | |
| 64 | Плато Джос, Северная Нигерия [105] | 3,62 | 1,747 | Г _{3,5} | Д _{23,8} | ГН _{72,7} | Г _{2,7} | Д _{20,8} | ГН _{76,5} | -0,8 | -3,0 | +3,8 |
| 65 | Восточно-Европейская платформа, СССР [9] | 3,56 | 1,742 | Г _{10,9} | Д _{28,2} | ГН _{60,9} | Г _{18,0} | Д _{14,0} | ГН _{68,0} | +7,1 | -14,2 | +7,1 |
| 66a | Восточно-Европейская платформа, СССР [56] | 3,64 | 1,745 | Г _{0,5} | Д _{14,9} | ГН _{84,6} | Г _{0,5} | Д _{16,2} | ГН _{83,3} | 0,0 | +1,3 | -1,3 |
| 66b | То же | 3,55 | 1,752 | Г _{2,3} | Д _{41,0} | ГН _{56,7} | Г _{2,5} | Д _{39,5} | ГН _{58,0} | +0,2 | -1,5 | +1,3 |
| 66c | » » | 3,62 | 1,745 | Г _{2,3} | Д _{17,1} | ГН _{80,6} | Г _{4,0} | Д _{17,4} | ГН _{78,6} | +1,7 | +0,3 | -2,0 |
| 67 | » » | 3,67 | 1,742 | Г _{1,2} | Д _{7,7} | ГН _{91,1} | Г _{1,1} | Д _{7,6} | ГН _{91,3} | -0,1 | -0,1 | +0,2 |
| 68a | Средняя Азия [69] Чейен-Каньон, США [89] | 3,60 | 1,739 | Г _{5,25} | Д _{1,50} | ГН _{93,25} | Г _{17,4} | Д _{3,8} | ГН _{78,8} | +12,15 | +2,30 | -14,45 |
| 69 | Восточно-Европейская платформа [34] | 3,66 | 1,744 | Г _{2,5} | Д _{14,0} | ГН _{83,5} | За пределами диаграммы | | — | | | |
| 76 | Исследованный образец из альбититов | 3,55 | 1,742 | Г _{20,0} | Д _{11,7} | ГН _{68,3} | Г _{19,2} | Д _{15,4} | ГН _{65,4} | -0,8 | +3,7 | -2,9 |
| 79 | Исследованный образец из альбит-калцишпатовых метасоматитов | 3,66 | 1,741 | Г _{7,2} | Д _{6,8} | ГН _{86,0} | Г _{4,4} | Д _{5,2} | ГН _{90,4} | +2,8 | +1,6 | -4,4 |
| 80 | Исследованный образец (ядра кристаллов) из аляскитов | 3,66 | 1,737 | Г _{5,3} | Д _{11,6} | ГН _{83,1} | За пределами диаграммы | | За пределами диаграммы | | | |
| 81 | Исследованный образец (внешние зоны) из аляскитов | 3,61 | 1,741 | Г _{8,6} | Д _{6,4} | ГН _{85,0} | Г _{12,3} | Д _{8,3} | ГН _{79,4} | -3,7 | -1,9 | +5,6 |
| 87 | Исследованный образец из слюдинокварц-полевошпатовых метасоматитов | 3,62 | 1,741 | Г _{8,6} | Д _{6,4} | ГН _{85,0} | Г _{10,8} | Д _{7,6} | ГН _{81,6} | -2,2 | -1,2 | +3,4 |
| 92 | Исследованный образец из гидротермальных карцевых прожилков | 3,63 | 1,742 | Г _{7,7} | Д _{4,6} | ГН _{87,7} | Г _{7,6} | Д _{9,3} | ГН _{83,1} | -0,1 | +4,7 | -4,6 |
| | | 3,52 | 1,745 | Г _{4,5} | Д _{33,6} | ГН _{61,9} | Г _{19,8} | Д _{23,5} | ГН _{56,7} | +15,3 | -10,1 | -5,2 |

Таблица 13

Возможное расхождение в определении состава минералов группы гельвина по физическим свойствам при ошибках определения показателя преломления, удельного веса и параметра ячейки

| Пара минералов | Показатель преломления n | Изменение показателя преломления (Δn) на 100% разницы в составе (число тысяч долей абс. вел.) | Разница в составах при ошибке определения n , % | | Удельный вес d | Изменение удельного веса в составе (число тысяч долей абс. вел.) | Разница в составах при ошибке определения d , % | | Размер элементарной ячейки a_0, A | Изменение элементарной ячейки (Δa_0) в 100% разницы в составе (число тысяч долей ангстрема) | Разница в составах при определении a_0 | |
|-----------------------|----------------------------|---|---|-------------------|------------------|--|---|-------------------|-------------------------------------|---|--|-----------|
| | | | на 0,001 абс. вел. | на 0,01 абс. вел. | | | на 0,001 абс. вел. | на 0,01 абс. вел. | | | на 0,001 Å | на 0,01 Å |
| Гельвин — даналит | 1,728—1,771 | 43 | 2,3 | 23,0 | 3,200—3,350 | 150 | 0,67 | 67 | 8,270—8,180 | 90 | 1,1 | 11,0 |
| Гельвин — гентгельвин | 1,728—1,740 | 12 | 8,3 | 83,0 | 3,200—3,700 | 500 | 0,20 | 2,0 | 8,270—8,110 | 160 | 0,6 | 6,0 |
| Даналит — гентгельвин | 1,771—1,740 | 31 | 3,2 | 32,0 | 3,350—3,700 | 350 | 0,28 | 2,8 | 8,180—8,110 | 70 | 1,4 | 14,0 |

Из табл. 13 и из диаграммы рис. 1 видно, что разница в показателях преломления между чистым гельвином и даналитом составляет 0,043 абсолютной величины. Отсюда ошибка в определении показателя преломления всего на 0,001 дает расхождение в составах на 2,3%, а ошибка в 0,01 абсолютной величины — на 23%. Как известно, в практике иммерсионного анализа ошибка в определении показателя преломления составляет обычно $\pm 0,003$ абсолютного значения и лишь иногда доходит до $\pm 0,001$.

Еще большие расхождения для пары гельвин — гентгельвин: ошибка в 0,001 абсолютной величины показателя преломления соответствует расхождению в составе на 8,3%, а ошибка в 0,01 абсолютной величины — на 83%.

Для пары даналит — гентгельвин эти ошибки составляют 3,2% на 0,001 и 32% на 0,01 абсолютной величины показателя преломления.

Ошибка в определении удельного веса меньше сказывается при установлении состава, но и она имеет все же большое значение. Так, для пары гельвин — даналит разница в удельных весах составляет всего 0,15 абсолютной величины, т. е.

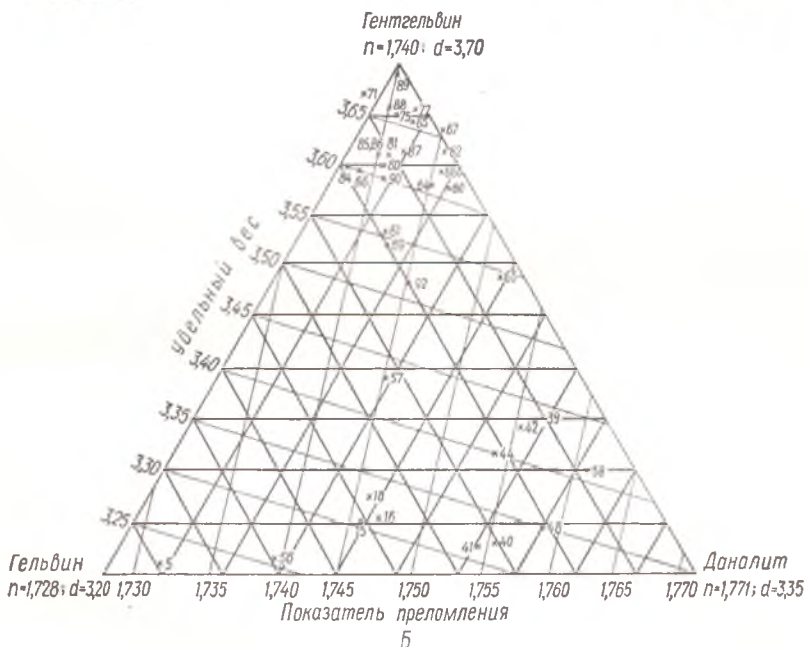
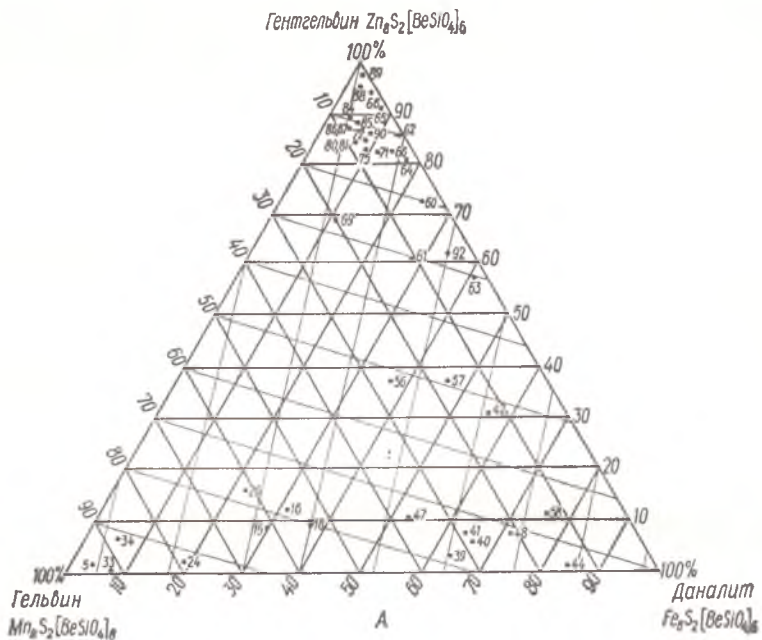


Рис. 8. Положение образцов минералов гельвиновой группы на диаграмме Гласса:

А — по данным химического состава в миналах Г — Д — ГН, Б — по физическим свойствам. Цифры на диаграммах соответствуют номерам анализов образцов в табл. 2—4.

ошибка в определении удельного веса на $\pm 0,01$ абсолютной величины, допустимая при пикнометрических измерениях, дает расхождение в составах на 6,7%. Для других пар минералов эта ошибка несколько меньше: для пары даналит — гентгельвин она составляет 2,8, а для пары гельвин — гентгельвин — 2,0%.

Наиболее точно измеряемой величиной является параметр элементарной ячейки. Методы рентгеноструктурного анализа позволяют измерять его с точностью до $\pm 0,001$ Å и выше. Ошибка в 0,001 Å при определении параметра решетки соответствует ошибкам в определении составов для пары гельвин — даналит всего на 1,1%, для пары гельвин — гентгельвин — на 0,6, для пары даналит — гентгельвин — на 1,4%.

Из изложенного следует, что для определения по диаграмме Гласса химического состава минералов гельвиновой группы по физическим свойствам точность этого определения должна быть невероятно высокой, а именно: удельный вес должен определяться с точностью до $\pm 0,001$ абсолютной величины, показатель преломления с точностью до $\pm 0,0001$ абсолютной величины, а параметр элементарной ячейки — до $\pm 0,0001$ Å. Современные методы обеспечивают столь высокую точность только для измерения параметров элементарной ячейки. Достичь же указанной точности в определениях удельного веса и показателя преломления в современной практике минералогических исследований пока невозможно. Поэтому для определения состава рассматриваемых минералов при точных количественных исследованиях химический анализ пока остается ведущим методом. Для качественных и диагностических целей установление основных физических констант, как и применение некоторых пленочных реакций, безусловно, имеет большое значение.

ТЕРМОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ
ГЕЛЬВИНОВОЙ ГРУППЫ

Изменчивость состава минералов гельвиновой группы определенным образом влияет и на другие их физические особенности, в частности на поведение их при нагревании, на особенности спекания и плавления, растворимость в кислотах и т. д. Выявление этих особенностей, с одной стороны, представляет большой минералогический интерес (например, для диагностики минералов описываемой группы), с другой — имеет немаловажное прикладное значение, в частности при решении ряда технологических задач металлургической переработки гельвиновых концентратов.

Специальное термографическое исследование было проведено в лабораториях ГИРЕДМЕТА [59] с целью установления характера термических изменений этих минералов в зависимости от состава. Проводилась также расшифровка вещественного состава получаемых продуктов реакции минералогическими и рентгеноструктурными методами. Были подобраны образцы как крайних членов серии гельвин — даналит — гентгельвин, так и промежуточных по составу минералов. Их основные физические свойства и химический состав, по данным наших исследований, приведены в табл. 14, а положение их на диаграмме Гласса показано на рис. 9. При таком подборе образцов можно проследить изменение поведения минералов при нагревании в широком диапазоне их составов.

Для каждого образца были получены дифференциальные кривые нагревания, а для отдельных образцов — кривые потери веса, которые снимались скоростным методом на термической установке ТУ-1М при скорости нагревания 80—100 град/мин. При этом соблюдались идентичные для всех образцов экспериментальные факторы: хромель-алюминиевая термопара, инертное вещество, навеска (0,2—0,3 г), чувствительность в цепи дифференциальной термопары и т. д.

Характер полученных дифференциальных кривых показан на рис. 10, а результаты термического анализа — в табл. 15. Потеря веса не превышала 0,1—1% и на рисунке не показана.

Дифференциальные кривые нагревания всех исследуемых образцов изоморфного ряда гельвин — даналит — гентгельвин (рис. 10) оказались однотипными и характеризуются растянутым экзотермическим эффектом в области температур от 100—200 до 400—500° и резким подъемом при 700—900° С. У гельви-

Характеристика гельвиновых минералов, подвергнутых термографическому

| Номер анализа (образца) | Минерал и номер анализа в соответствии с табл. 2—4 | Физические свойства | | | | SiO ₂ | |
|-------------------------|--|----------------------|-----------------------|---------------------------------|--|------------------|--|
| | | Цвет | Удельный вес <i>d</i> | Показатель преломления <i>n</i> | Размер элементарной ячейки <i>a</i> ₀ , Å | | |
| 1 | Гентгельвин, 82 | Светло-желтый | 3,62 | 1,740 | 8,128 | 32,80 | |
| 2 | Гентгельвин, 79 | Желтый | 3,60 | 1,741 | 8,130 | 32,85 | |
| 3 | Гентгельвин, 75 | Желтовато-коричневый | 3,66 | 1,741 | 8,135 | 32,93 | |
| 4 | Гентгельвин, 78 | Коричневый | 3,66 | 1,742 | 8,137 | 32,43 | |
| 5 | Даналит — гентгельвин, 91 | Розовый | 3,52 | 1,745 | 8,143 | 33,84 | |
| 6 | Гентгельвин, 102 | Светло-коричневый | 3,52 | 1,742 | 8,174 | 29,5 | |
| 7 | Даналит, 59 | Красно-бурый | 3,47 | 1,752 | 8,193 | 22,7 | |
| 8 | Гельвин — даналит, 60 | Серовато-коричневый | 3,35 | 1,750 | 8,196 | 31,6 | |
| 9 | Гельвин — даналит, 61 | Бледно-розовый | 3,47 | 1,750 | 8,204 | 32,1 | |
| 10 | Даналит, 42 | Коричневый | 3,35 | 1,742 | 8,222 | 31,05 | |
| 11 | Гельвин, 10 | Лимонно-желтый | 3,24 | 1,730 | 8,277 | 31,90 | |

Гентгельвин $Zn_8S_2[BeSiO_4]_6$
 $n=1,740$; $d=3,70$

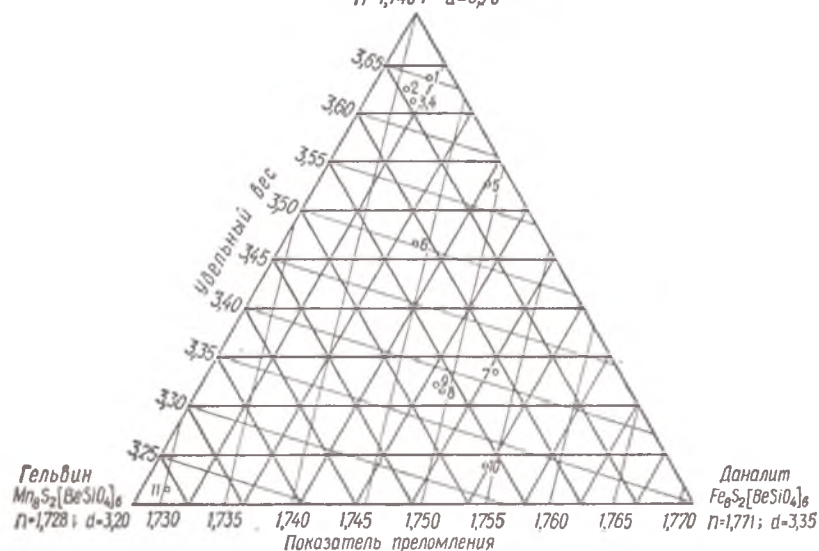


Рис. 9. Положение на диаграмме Гласса образцов минералов гельвиновой группы, исследованных термографическим методом. Цифры на диаграмме соответствуют номерам образцов в табл. 14.

исследованию

| Химический состав (аналитики Зубынина, Макарова, ГИРЕДМЕТ) | | | | | | | | Состав в миналах Г—Д—ГН, % |
|--|------|-------|-------|------|--------------------------------------|---------|---------|----------------------------|
| BeO | MnO | FeO | ZnO | S | Прочие | Итого | MnO+FeO | |
| 11,94 | 1,73 | 4,20 | 45,81 | 4,31 | 1,458 | 102,25 | 5,93 | 4—9—87 |
| 11,90 | 3,98 | 2,76 | 43,83 | 4,09 | 0,527 | 99,937 | 6,74 | 9—6—85 |
| 11,92 | 3,24 | 4,25 | 42,76 | 4,05 | 0,639 | 99,787 | 7,49 | 7—10—83 |
| 12,64 | 3,06 | 4,85 | 44,56 | 4,22 | 0,674 | 102,438 | 7,91 | 7—10—83 |
| 12,83 | 1,92 | 13,54 | 33,32 | 4,05 | 0,427 | 99,927 | 15,46 | 4—31—65 |
| 12,0 | 10,8 | 10,5 | 29,0 | 5,5 | — | 97,4 | 21,3 | 24—23—53 |
| 11,80 | 6,1 | 14,4 | 8,7 | 4,0 | Fe ₂ O ₃ =29,0 | 100,7 | 20,5 | 22—51—27 |
| 14,80 | 13,6 | 18,0 | 10,6 | 5,7 | 6,0 | 100,30 | 31,6 | 33—44—23 |
| 12,90 | 17,0 | 19,3 | 13,7 | 5,5 | 0,15 | 100,75 | 36,3 | 34—42—24 |
| 12,90 | 17,1 | 30,1 | 4,8 | 5,1 | — | 101,05 | 47,2 | 34—58—8 |
| 11,70 | 48,3 | 2,7 | 1,8 | 5,3 | — | 101,70 | 51,0 | 92—5—3 |

Таблица 15

Результаты термического анализа образцов гельвиновых минералов

| Номер анализа в соответствии с табл. 14 | Минерал и номер анализа в соответствии с табл. 2—4 | Состав в миналах Г—Д—ГН | Первый экзотермический эффект (поверхностное окисление Fe ²⁺ и Mn ²⁺) | | Второй экзотермический эффект (спекание), образование новых веществ | | Эндотермический эффект, °С |
|---|--|--|--|----------------------------|---|-----|----------------------------|
| | | | Величина | Температурный интервал, °С | Температура начала спекания, °С | | |
| 1 | Гентгельвин, 82 | Г ₄ Д ₉ ГН ₈₇ | Очень малый | 200—500 | 900 | 780 | |
| 2 | Гентгельвин, 79 | Г ₉ Д ₆ ГН ₈₅ | То же | 200—500 | 900 | 760 | |
| 3 | Гентгельвин, 75 | Г ₇ Д ₁₀ ГН ₈₃ | Малый | 100—400 | 900 | — | |
| 4 | Гентгельвин, 78 | Г ₇ Д ₁₀ ГН ₈₃ | » | 100—400 | 900 | 760 | |
| 5 | Даналит-гентгельвин, 91 | Г ₄ Д ₃₁ ГН ₆₅ | Средний | 100—400 | 860 | — | |
| 6 | Гентгельвин, 102 | Г ₄ Д ₂₃ ГН ₆₃ | » | 100—400 | 830 | — | |
| 7 | Даналит, 59 | Г ₂₂ Д ₅₁ ГН ₂₇ | Меньше среднего | 100—400 | 800 | — | |
| 8 | Гельвин — даналит, 60 | Г ₃₃ Д ₄₄ ГН ₂₃ | Большее среднего | 100—500 | 780 | 750 | |
| 9 | Гельвин — даналит, 61 | Г ₃₄ Д ₄₂ ГН ₂₄ | Средний | 100—500 | 770 | — | |
| 10 | Даналит, 42 | Г ₃₄ Д ₅₈ ГН ₈ | Большой | 100—500 | 730 | — | |
| 11 | Гельвин, 10 | Г ₉₂ Д ₆ ГН ₃ | Очень большой | 100—500 | 800 | 750 | |

на $\Gamma_{92}\text{D}_5\text{ГН}_3$ (табл. 14 и 15, 11) отчетливо выражен эндотермический эффект — максимум при 750° , который у других образцов (табл. 14 и 15, ан. 1, 2, 4, 8) едва намечается или его нет совсем (табл. 14 и 15, ан. 3, 5, 7, 9, 10).

Продолжительный экзотермический эффект в области температур от $100\text{—}200$ до $400\text{—}500^\circ\text{C}$ в одних образцах выражен слабо, в других — более отчетливо, и величина его в общем случае зависит от содержания $\text{MnO} + \text{FeO}$ в минерале: чем больше в исследуемом образце гельвин-даналитовая составляющая, тем более высоким значением он характеризуется; с увеличением содержания гентгельвинового (цинкового) минала величина экзотермического эффекта снижается. Можно предполагать, что при нагревании ис-

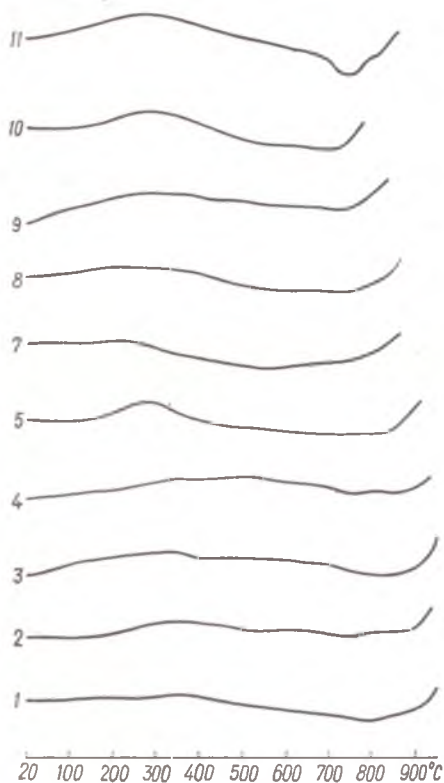


Рис. 10. Дифференциальные кривые нагревания минералов изоморфного ряда гельвин — даналит — гентгельвин. Расположены по мере возрастания железомарганцевой составляющей проанализированных образцов. Номера кривых соответствуют номерам образцов в табл. 14.

следуемых минералов в указанном интервале температур на поверхности их частиц происходит окисление двухвалентных железа и марганца с образованием высших окислов этих элементов. Окисления цинка не происходит, поскольку он не способен образовывать высшие окислы (не меняет валентности при окислении).

слабо, в других — более отчетливо, и величина его в общем случае зависит от содержания $\text{MnO} + \text{FeO}$ в минерале: чем больше в исследуемом образце гельвин-даналитовая составляющая, тем более высоким значением он характеризуется; с увеличением содержания гентгельвинового (цинкового) минала величина экзотермического эффекта снижается. Можно предполагать, что при нагревании ис-

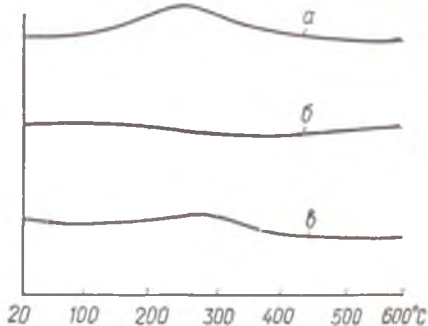


Рис. 11. Дифференциальные кривые нагревания образца даналит-гентгельвина $\Gamma_4\text{D}_{31}\text{ГН}_{65}$ (табл. 14, обр. 5), иллюстрирующие эффект снятия окисной пленки железа, образующейся при нагревании в интервале температур $200\text{—}500^\circ\text{C}$:

а — исходного образца, *б* — вторичная запись исходного образца, *в* — отожженного до 500°C и вторичного растертого образца.

Рентгеновский фазовый анализ гематитизированного даналита до травления в HCl и после него

| Исследуемый образец | | | | | Эталон | | | |
|--|----------|--|----------|------------|-------------------|----------|----------|----------|
| Исходный образец даналита Г ₂₂ Д ₈₁ ГН ₂₇ (табл. 14, ан. 7) | | Тот же образец после травления в HCl 1:1 | | | Даналит из Сибири | | Гематит | |
| <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>hkl</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> |
| 5 | 3,68 | 6 | 3,67 | 211 β | 7 | 3,67 | 4 | 3,68 |
| 8 | 3,34 | 10 | 3,34 | 211 | 10 | 3,34 | — | — |
| 2 | 2,85 | 2 | 2,85 | 220 | 2 | 2,87 | — | — |
| 2 | 2,75 | — | — | — | — | — | 2 | 2,768 |
| 4 | 2,69 | 2 | 2,69 | — | — | — | 10 | 2,696 |
| 4 | 2,59 | 4 | 2,59 | 310 | 7 | 2,57 | — | — |
| 4 | 2,51 | 2 | 2,52 | — | — | — | 10 | 2,518 |
| 2 | 2,36 | 2 | 2,36 | 222 | 4 | 2,36 | — | — |
| 6 | 2,19 | 6 | 2,19 | 321 | 7 | 2,19 | 6 | 2,199 |
| 7 | 1,928 | 10 | 1,928 | 411 | 10 | 1,922 | — | — |
| 4 | 1,831 | 2 | 1,832 | — | — | — | 10 | 1,834 |
| 4 | 1,696 | 2 | 1,694 | — | — | — | 10 | 1,688 |
| 4 | 1,671 | 5 | 1,671 | 422 | 7 | 1,763 | — | — |
| 2 | 1,605 | — | — | 510 | 4 | 1,603 | — | — |
| 2 | 1,590 | 2 | 1,590 | — | — | — | 5 | 1,595 |
| 3 | 1,483 | 2 | 1,483 | 521 | 6 | 1,497 | 9 | 1,483 |
| 5 | 1,448 | 4 | 1,449 | 440 | 8 | 1,449 | 9 | 1,448 |
| 5 | 1,403 | 5 | 1,403 | 530 | 7 | 1,407 | — | — |
| 5 | 1,363 | 5 | 1,363 | 600 | 7 | 1,364 | — | — |
| 5 | 1,327 | 5 | 1,327 | 611 | 8 | 1,329 | — | — |
| 3 | 1,311 | 0,5 | 1,310 | — | — | — | 5 | 1,307 |
| 3 | 1,293 | 3 | 1,293 | 620 | — | — | — | — |
| 5 | 1,263 | 5 | 1,263 | 541 | 9 | 1,266 | — | — |
| 2 | 1,235 | 2 | 1,235 | 622 | 3 | 1,239 | — | — |
| 1 | 1,181 | 2 | 1,180 | 444 | 3 | 1,183 | — | — |
| 1 | 1,159 | — | — | — | — | — | 2 | 1,160 |

Высшие окислы марганца и железа образуются только на поверхности частиц минералов в виде тонкой пленки, и внутрь зерен этот процесс не распространяется. При повторном нагревании этих же самых образцов (вторичная запись термограмм) экзотермического эффекта в указанном интервале температур на дифференциальных кривых нет, однако он вновь появляется, хотя и в несколько уменьшенном виде, после доизмельчения прокаленных образцов до меньших размеров, т. е. с появлением новых поверхностей с недоокисленными железом и марганцем (рис. 11).

Наблюдаются некоторые отклонения от этой общей закономерности. Например, образцы с большими содержаниями MnO + FeO (в табл. 14 и 15, гентгельвин б, гельвин и даналит 7—9) имеют несколько меньшую величину первого экзоэффекта (табл. 15, рис. 10). Анализ отклонений в каждом конкретном случае

показал, что это связано либо с наличием пленок гематита на поверхности зерен минерала, имеющих экранирующее влияние, либо с недостаточным измельчением зерен минерала. Характерным в этом отношении является образец 7 даналита $\Gamma_{22}\text{D}_{51}\text{ГН}_{27}$, представляющий собой, как показал рентгеновский фазовый анализ (табл. 16), смесь двух фаз: даналита и гематита. После снятия пленки гематита с поверхности зерен измельченного минерала путем растворения ее в HCl (1; 1) величина рассматриваемого эффекта увеличивается (рис. 12). Сравнительно небольшое увеличение этого эффекта связано с недостаточным удалением гематита, остатки которого обнаруживаются фазовым анализом

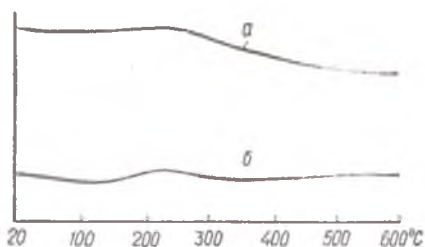


Рис. 12. Дифференциальные кривые нагревания образца гематитизированного даналита $\Gamma_{22}\text{D}_{51}\text{ГН}_{27}$ (табл. 14, обр. 7): *a* — до снятия пленки гематита соляной кислотой, *b* — после снятия пленки.

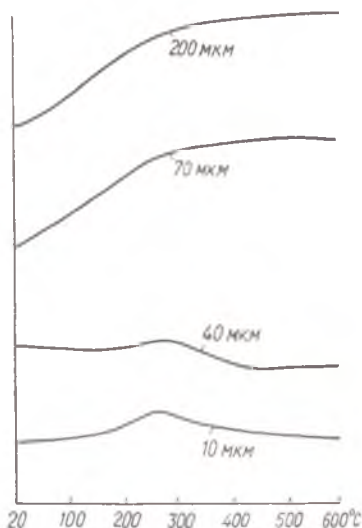


Рис. 13. Дифференциальные кривые нагревания образца даналит-гентгельвина $\Gamma_4\text{D}_{31}\text{ГН}_{65}$ (табл. 14, обр. 5) различной крупности.

в протравленном образце даналита (табл. 16); гематитизация его прошла глубоко внутрь зерен минерала и освободиться от гематита полностью в данном случае, к сожалению, не представилось возможным.

Для установления влияния размера частиц на величину первого экзотермического эффекта были сняты дифференциальные кривые нагревания образца 5 из табл. 14 (даналит — гентгельвин $\Gamma_4\text{D}_{31}\text{ГН}_{65}$), измельченного до 200, 70, 40 и 10 μm . Как видно из результатов эксперимента (рис. 13), при величине зерен 200—70 μm на дифференциальных кривых первый экзотермический эффект имеет сглаженный характер: эти кривые имеют крутой подъем до 300°C , после чего идет прямой участок. При размере зерен 40 μm на дифференциальной кривой экзотермический эффект выражен отчетливо, а при меньших размерах частиц (10 μm) он возрастает до максимума.

Эндотермический эффект при 750°C , отчетливо выраженный у гельвина $\Gamma_{92}\text{D}_5\text{ГН}_3$ (табл. 14 и 15, ан. 11), но слабее у других

образцов рассматриваемой изоморфной серии, связан, видимо, с превращениями окислов марганца, которые требуют дополнительного исследования. Вторым экзотермический эффект фиксируется резким поднятием дифференциальных кривых, начало которых приурочено к температурам 730—900° С. Этот

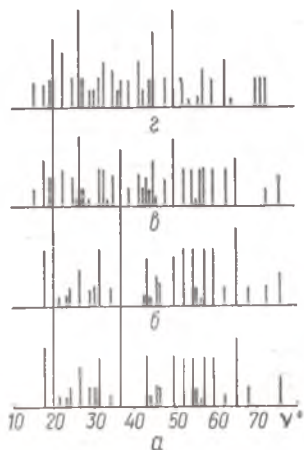


Рис. 14. Штрих-диаграмма образца гельвин-даналита $G_{33}D_{44}GN_{23}$ (табл. 14, обр. 8) и продуктов его термического отжига:

а — исходный образец; *тот же образец, отожженный при температуре, °С: б* — 500, *в* — 900, *г* — 1000.

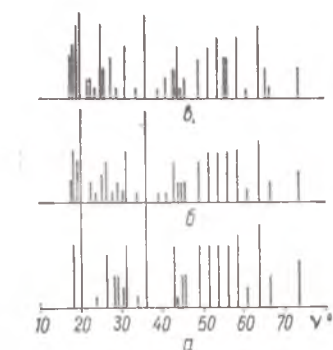


Рис. 15. Штрих-диаграмма межплоскостных расстояний образца гельвина $G_{92}D_5GN_{33}$ (табл. 14, обр. 11) и продуктов его термического отжига:

а — исходный образец; *тот же образец, отожженный при температуре, °С: б* — 900, *в* — 1000.

эффект вызван явлениями, происходящими в минерале в процессе твердофазного спекания. В результате, наряду с остатками исходного образца, в продуктах, полученных после отжига минерала при температуре конца второго экзотермического эффекта ($\sim 1000^\circ\text{C}$), появляются новообразования, которые как по составу, так и по количеству фаз различаются в разных образцах в зависимости от начального состава минерала. Так, в образце 8 отожженного гельвин-даналита $G_{33}D_{44}GN_{23}$ (табл. 17, рис. 14) рентгеновский фазовый анализ показал присутствие даналита, окиси марганца Mn_2O_3 , минерала шпиннелевой структуры с параметром элементарной ячейки $a_0 = 8,44 \text{ \AA}$ и нерасшифрованной фазы. А в образце 11 гельвина $G_{92}D_5GN_{33}$ (табл. 18, рис. 15) обнаружены, кроме несколько ослабленной фазы самого гельвина, тоже окись марганца Mn_2O_3 , но в большем количестве, чем у предыдущего образца, и нерасшифрованная фаза, аналогичная таковой у образца 8 (линии 3,48 (4); 2,47 (1); 1,736 (1) и т. д.), но в большем количестве.

Таким образом устанавливается, что в области температур от 700—900 до 1000°C в процессе спекания в исследуемых

Результаты рентгеновского фазового анализа образца гелвин-даналита $\Gamma_{33} D_{44} \Gamma H_{23}$ и продуктов его термического обжига

| Исследуемый образец | | | | | | | | Эталон | | | | |
|--|----------|---|----------|----------|----------|-------------------|----------|-------------------|-----------|----------|------------------|------------|
| Исходный образец гелвин-даналита $\Gamma_{33} D_{44} \Gamma H_{23}$ (табл. 14. обр. 8) | | Тот же образец, отожженный при температуре, °C: | | | | | | Даналит из Сибири | Mn_2O_3 | | Mn-Fe-Zn-шпинель | |
| | | 500 | | 900 | | 1000, время 0,5 ч | | | | | | |
| <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>hkl</i> |
| — | — | — | — | 2 | 4,26 | 3 | 4,23 | — | — | — | — | 200 |
| — | — | — | — | — | — | 2 | 3,80 | — | — | 30 | 3,80 | — |
| 6 | 3,68 | 6 | 3,66 | 5 | 3,68 | 4 | 3,68 | 7 | 3,67 | — | — | — |
| — | — | — | — | 3 | 3,45 | 3 | 3,45 | — | — | — | — | — |
| 10 | 3,35 | 10 | 3,33 | 10 | 3,34 | 7 | 3,35 | 10 | 3,34 | — | — | — |
| 1ш | 3,11 | 1 | 3,15 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | 4 | 2,98 | 6 | 2,99 | — | — | — | — | 220 |
| 1 | 2,89 | 1 | 2,88 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 2 | 2,84 | 2 | 2,83 | — | — | — | — | 2 | 2,87 | — | — | — |
| — | — | — | — | 3 | 2,69 | 3 | 2,70 | — | — | 100 | 2,68 | — |
| 4 | 2,58 | — | 2,58 | 1 | 2,59 | — | — | 7 | 2,57 | — | — | — |
| — | — | — | — | 7 | 2,55 | 10 | 2,55 | — | — | — | — | 311 |
| — | — | — | — | 2 | 2,44 | 3 | 2,44 | — | — | — | — | 222 |
| 2 | 2,37 | 2 | 2,35 | 1 | 2,36 | — | — | 4 | 2,36 | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | 2 | 2,38 | — | — | 23 | 2,32 | 400 |
| — | — | — | — | — | — | 2 | 2,28 | — | — | — | — | — |
| 5 | 2,19 | 6 | 2,18 | 4 | 2,19 | 3 | 2,18 | 7 | 2,19 | — | — | — |
| — | — | — | — | 4 | 2,12 | 5 | 2,11 | — | — | — | — | 400 |
| 1 | 2,04 | 2 | 2,04 | 1ш | 2,06 | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | 3ш | 1,989 | 4 | 1,991 | — | — | 12 | 1,994 | — |
| 10 | 1,929 | 10 | 1,926 | 6 | 1,927 | 2 | 1,921 | 10 | 1,922 | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | 2 | 1,896 | — | — | — | — | 420 |
| — | — | — | — | 2 | 1,816 | 3 | 1,816 | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | 3 | 1,725 | 5 | 1,723 | — | — | — | — | 422 |
| — | — | 1 | 1,690 | 2 | 1,694 | 2 | 1,694 | — | — | — | — | — |
| 5 | 1,673 | 5 | 1,670 | 3 | 1,670 | — | — | 7 | 1,673 | — | — | — |
| 1 | 1,640 | 1 | 1,644 | 2 | 1,644 | 3 | 1,641 | — | — | 72 | 1,656 | — |
| — | — | — | — | 5 | 1,626 | 8 | 1,627 | — | — | — | — | 333,511 |
| 2 | 1,607 | 3 | 1,604 | 1 | 1,601 | — | — | 4 | 1,603 | — | — | — |
| 2 | 1,588 | 2 | 1,587 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | 3 | 1,540 | 3 | 1,539 | — | — | — | — | — |
| 5 | 1,498 | 5 | 1,493 | 7 | 1,494 | 10 | 1,495 | 6 | 1,497 | — | — | 440 |
| — | — | — | — | — | — | 3 | 1,452 | — | — | — | — | — |
| 5 | 1,448 | 6 | 1,445 | 4 | 1,446 | — | — | 8 | 1,449 | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | 1 | 1,414 | — | — | 60 | 1,414 | — |
| 5 | 1,406 | 6 | 1,401 | 4 | 1,401 | — | — | 7 | 1,407 | — | — | — |
| — | 1,389 | 2 | 1,385 | 1ш | 1,381 | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | 2 | 1,378 | — | — | — | — | — |
| — | — | 1 | 1,371 | 4 | 1,372 | 4 | 1,373 | — | — | — | — | — |
| 5 | 1,364 | 6 | 1,363 | 4 | 1,363 | 4 | 1,364 | 7 | 1,364 | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | 3 | 1,335 | — | — | — | — | 620 |
| 5 | 1,328 | 6 | 1,327 | 4 | 1,327 | — | — | 8 | 1,329 | — | — | — |
| 1 | 1,295 | 2 | 1,294 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | 4 | 1,288 | 5 | 1,289 | — | — | — | — | 533 |
| — | — | — | — | — | — | 1ш | 1,276 | — | — | — | — | 622 |
| 7 | 1,263 | 7 | 1,262 | 5 | 1,262 | — | — | 9 | 1,266 | — | — | — |

$$a_0 = 8,196 \pm 0,002 \text{ \AA}$$

$$a_0 = 8,44 \text{ \AA}$$

Результаты рентгеновского фазового анализа образца гельвина $\Gamma_{92}D_5\Gamma H_3$ и продуктов его термического отжига

| Исследуемый образец | | | | | | Эталон | |
|--|----------|---|----------|--------------------|----------|-----------|----------|
| Исходный образец гельвина $\Gamma_{92}D_5\Gamma H_3$ (табл. 14, ан II) | | Тот же образец, отожженный при температуре, °C: | | | | Mn_2O_3 | |
| | | 900 | | 1000, время 15 мин | | | |
| <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> | <i>l</i> | <i>d</i> |
| — | — | 2 | 3,81 | 4 | 3,83 | 30 | 3,82 |
| 6 | 3,69 | 5 | 3,70 | 5 | 3,70 | — | — |
| — | — | 4 | 3,48 | 7 | 3,49 | — | — |
| 10 | 3,36 | 9 | 3,37 | 8 | 3,38 | — | — |
| — | — | 2 | 3,01 | 2 | 3,02 | — | — |
| — | — | — | — | 2 | 2,98 | 1 | 2,98 |
| 1 | 2,87 | 1 | 2,87 | 1 | 2,86 | — | — |
| — | — | 3 | 2,71 | 7 | 2,71 | 100 | 2,68 |
| 5 | 2,62 | 4 | 2,61 | 3 | 2,61 | — | — |
| — | — | 1 | 2,47 | 4 | 2,46 | — | — |
| 3 | 2,38 | 2 | 2,38 | 1 | 2,38 | — | — |
| 2 | 2,29 | 1 | 2,28 | — | — | — | — |
| 6 | 2,21 | 5 | 2,21 | 5 | 2,21 | — | — |
| 1 | 2,06 | 1 | 2,06 | 1 | 2,06 | — | — |
| 10 | 1,948 | 9 | 1,948 | 8 | 1,947 | — | — |
| — | — | 1 | 1,816 | 1 | 1,818 | 17 | 1,836 |
| — | — | 1 | 1,736 | 2 | 1,741 | — | — |
| 6 | 1,686 | 4 | 1,687 | 3 | 1,684 | — | — |
| 1 | 1,662 | — | — | — | — | — | — |
| — | — | 2 | 1,657 | 5 | 1,657 | 72 | 1,655 |
| 3 | 1,623 | 2 | 1,618 | 1 | 1,622 | — | — |
| 3 | 1,606 | 2 | 1,604 | 2 | 1,604 | — | — |
| 6 | 1,511 | 4 | 1,511 | 4 | 1,507 | — | — |
| 6 | 1,461 | 5 | 1,463 | 5 | 1,462 | — | — |
| 6 | 1,418 | 5 | 1,419 | 6 | 1,418 | 60 | 1,414 |
| — | — | — | — | 4 | 1,384 | 6 | 1,383 |
| 6 | 1,378 | 5 | 1,378 | 4 | 1,378 | — | — |
| 7 | 1,341 | 5 | 1,341 | 6 | 1,340 | — | — |
| 2 | 1,309 | 1 | 1,308 | 2 | 1,308 | — | — |
| 8 | 1,276 | 6 | 1,276 | 7 | 1,276 | — | — |
| — | — | — | — | 3 | 1,258 | — | — |
| 3 | 1,248 | 2 | 1,247 | 1 | 1,246 | — | — |
| 4 | 1,194 | 3 | 1,194 | 3 | 1,195 | — | — |

образцах образуются различные окисные соединения, состав и количество которых зависят от первоначального химического состава минералов, а также возникает фаза, общая для всех минералов, независимо от их места в изоморфном ряду. Эта фаза представляет собой, по-видимому, какие-то бериллий-кремний — кислородные соединения.

Как видно из табл. 15 и рис. 10, для полученных дифференциальных кривых характерна тенденция увеличения температуры начала спекания образцов (сдвиг начала второго экзотермического подъема вправо) с увеличением содержания гентгельвино-

вого (цинкового) минала в изученных образцах. Как было установлено ранее [3, 4], увеличение содержания цинковой составляющей в минералах описываемой изоморфной серии ведет к уменьшению размера элементарной ячейки образца: для гельвина $a_0 = 8,27$, для гентгельвина $a_0 = 8,11$ Å.

Естественно, что для спекания минералов с более плотной кристаллической решеткой существенно цинковых членов ряда требуется и большая затрата энергии, в данном случае — более высокие температуры. Итак, установлено, что чем плотнее структура минерала изоморфной серии,

тем выше температура начала его спекания.

Такая зависимость для части изоморфного ряда (даналит — гентгельвин) показана на рис. 16. Из этого графика можно с определенной точностью установить параметр элементарной ячейки, а в совокупности с другими физическими свойствами (n , d) и состав исследуемого образца по температуре начала второго экзотермического подъема дифференциальной кривой нагревания.

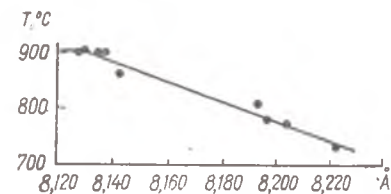


Рис. 16. Зависимость второй экзотермической реакции от величины параметра элементарной ячейки минералов группы гельвина.

Таким образом, исходя из термографических исследований минералов гельвиновой группы, можно сделать выводы.

1. Дифференциальный термический анализ минералов изоморфного ряда гельвин — даналит — гентгельвин показал, что при нагревании образцов от 20 до 800—950°С наблюдаются растянутый первый экзотермический эффект в области температур 200—500°С и второй экзотермический эффект, начинающийся при 730—900°С; для гельвинов — эндотермический эффект с максимумом при 750°С.

Первый экзотермический эффект вызван окислением двухвалентных железа и марганца и образованием пленки высших окислов их на поверхности частиц испытываемых минералов.

Второй экзотермический эффект вызван спеканием образца и образованием новых соединений типа Mn-Fe-Zn-шпинели, окиси марганца Mn_2O_3 и (предположительно) каких-то бериллий-кремнекислородных соединений.

2. В даналит-гентгельвиновой области изоморфной серии температура начала спекания закономерно сдвигается в пределах 730—900°С с уменьшением размера элементарной ячейки минералов, т. е. с возрастанием цинковой составляющей образца.

Представляется возможным по температуре начала второго экзотермического эффекта определять параметр элементарной ячейки, а следовательно, и положение анализируемого образца в ряду изоморфной серии гельвин — даналит — гентгельвин.

О ДИАГНОСТИКЕ МИНЕРАЛОВ ГЕЛЬВИНОВОЙ ГРУППЫ

Кристаллические выделения гельвина, даналита и гентгельвина обладают рядом специфических физических свойств, которые позволяют сравнительно быстро и достоверно их диагностировать. Главные из них — это тетраэдрические, реже октаэдрические формы кристаллов, желтовато-коричневые и красноватые (для даналитов) оттенки цветов, изотропность и треугольные очертания в шлифах и иммерсионных препаратах. Однако в тех случаях, когда эти минералы встречаются в породах или рудах в виде неправильных выделений, гнездообразных включений, бесформенных агрегатов и т. п., диагностировать их, особенно в полевых условиях, очень трудно. Их часто принимают за породообразующие минералы, главным образом за такие, как гранат, везувиан, бесцветные разности (как, например, кварц), и пропускают.

Наиболее надежными методами полевых определений их являются отношение к кислотам, поведение перед паяльной трубкой и пленочные цветные реакции, предложенные Грюнером [94], а в лабораторных условиях — весь комплекс исследований (определение физических констант и химического состава). Полевые методы определения, и особенно пленочные реакции, имеют характерные черты, на которых следует подробнее остановиться.

Минералы гельвиновой группы, как правило, довольно легко разлагаются в кипящих серной и соляной концентрированных кислотах с выделением студенистого осадка кремнезема и сероводорода. Однако если они обладают повышенным удельным весом (от 3,6 и более) и небольшими значениями размеров элементарной ячейки (от 8,14 Å и менее), то в кислотах почти не растворяются. К таковым относятся большинство гентгельвинов. Это связано, вероятно, с повышенной плотностью этих минералов и более сильными связями серы с катионами в их решетке. Из многочисленных описаний гентгельвина ни один из исследователей не указывает на растворимость гентгельвина. Наши попытки растворить гентгельвины в HCl не увенчались успехом, а в концентрированной H₂SO₄ они растворяются с большим трудом: не до конца и лишь при очень длительном кипячении.

Перед паяльной трубкой минералы даналитового ряда, вспучиваясь, плавятся в желто-бурое непрозрачное стекло, гельвин с бурой дает реакцию на марганец, гентгельвины — на угле

налет ZnO . Сера устанавливается реакцией с содой на серную печень.

Для определения минералов гельвиновой группы Грюнер [94] разработал, а Каленов и др. [43, 35] усовершенствовали методы цветных пленочных реакций. Сущность их заключается в получении цветных пленок на поверхности минералов при кипячении последних в разбавленной серной кислоте (1:5) и добавлении в кипящий раствор щепотки ангидрида мышьяка или металлической сурьмы. В первом случае получают яркие пленки канареечно-желтого, во втором — кирпично-красного цвета. Реакция Грюнера была проверена многими исследователями на гельвинах и даналитах различных составов. В результате получено подтверждение о том, что ее можно широко применять в практике полевых и лабораторных исследований. Однако не исключена возможность получения ложных пленок при аналогичных условиях реакции для некоторых других минералов, в частности для шеелита и сфалерита. Ложные пленки красно-бурого цвета обычно растекаются за пределы испытуемого минерала, образуя ореолы окрашивания. При исследовании под микроскопом и по данным спектральных анализов оказалось, что ложные пленки получают при наличии мелкой вкрапленности окислившегося на поверхности сфалерита. При кипячении шеелита в серной кислоте верхний слой минерала растворяется, на нем образуется пленка за счет зеленого студенистого осадка вольфрамовой кислоты. Эта ложная пленка при внимательном рассмотрении под биноклем легко отличается от настоящей, образующейся на минералах гельвиновой группы. Но при массовом анализе в полевых условиях среди пленок по гельвину можно принять за гельвиновые и ложные пленки по шеелиту и сфалериту.

Во избежание таких случаев необходимо при подозрении на ложные пленки сначала кипятить исследуемый материал в серной кислоте с ангидридом мышьяка, а затем с металлической сурьмой. При наличии гельвина полученная после реакции с мышьяком канареечно-желтая пленка перекрасится в красно-бурую, а шеелит в этих условиях так и останется зеленым. Разнообразные методы пленочных реакций неоднократно применялись и продолжают применяться для гельвин-даналитовых членов трехкомпонентной системы.

Несколько неясным оставался вопрос о применении пленочной реакции для диагностики гентгельвина — цинкового члена гельвиновой группы минералов. Для большинства гентгельвинов реакция Грюнера не применялась. Из всех опубликованных сообщений только Кингсбери [103] отмечает, да и то вскользь, что цветные пленки им были получены для гентгельвина из района Требуранд (Корнуэлл, Англия).

С этой точки зрения детально изучались гентгельвины из щелочных метасоматитов, содержащие от 80 до 90% цинкового

компонента. Для получения пленочной реакции их неоднократно кипятили в разбавленной серной кислоте (1 : 5). Добавление в одном случае ангидрида мышьяка, в другом — металлической сурьмы не привело к характерным для гельвиновой группы окрашиваниям. Между тем эталонные гельвин и даналит, которые находились в таких же условиях, прекрасно окрашивались по реакции Грюнера. Таким образом, если пленочной реакции нет, это еще не является окончательным фактом для установления наличия или отсутствия в породах и рудах минералов гельвиновой группы.

Анализируя причины «неподчинения» исследованных гентгельвинов реакции Грюнера, можно предположить, что вследствие замедленной растворимости минерала, выделение серы почти не происходит или оно происходит крайне медленно; выделяемое количество серы недостаточно для реакции с ангидридом мышьяка или металлической сурьмой и для образования цветных соединений типа As_2S_3 или Sb_2S_3 . Замедленная растворимость гентгельвина в кислотах скорее всего обусловлена более плотной решеткой изученного минерала. Вероятно, эта его особенность сказывается и на других физических свойствах минерала: повышенном удельном весе, большей твердости и меньшей хрупкости. Выполненные исследования показывают, что реакция Грюнера не универсальна. При ее применении необходимо учитывать, что пленки для минералов гентгельвинового ряда могут и не появиться.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ МИНЕРАЛОВ ГЕЛЬВИНОВОЙ ГРУППЫ

Как известно [6, 15, 17, 21], большинство месторождений бериллия с берилловой, фенакитовой или эвклаз-бертрандитовой минерализацией представляют собой постмагматические образования, генетически связанные с поздними стадиями пегматитового или с различными этапами гидротермального процессов. Все эти месторождения, в том числе и промышленные, обычно генетически и пространственно приурочены к интрузивным породам кислого, реже щелочного, состава и являются продуктами реакционной деятельности пневматолитических и гидротермальных отщеплений гранитной магмы. Для проявлений бериллиевой минерализации характерен узкий диапазон генетических типов: это обычно либо пегматиты, либо пневматолито-гидротермальные, реже гидротермальные образования. Группе гельвиновых минералов присущ более широкий диапазон геолого-геохимических и структурных условий, в которых они могут образовываться. Например, известны проявления гельвиновой и даналитовой минерализаций в виде аксессуарной вкрапленности в неизменных магматических породах щелочного состава. Широко развиты гельвиновая, даналитовая и гентгельвиновая минерализации в пегматитах, связанных с кислыми и щелочными интрузиями. Очень широко распространен гельвин и в меньшей степени даналит в контактово-метасоматических и пневматолитовых образованиях — скарнах и грейзенах.

Значительно распространен гентгельвин в зонах щелочного метасоматоза древних гранитоидных пород; этот тип месторождений выдвигается в настоящее время как новый промышленный источник бериллиевого сырья [12]. Очень развиты гельвиновая и даналитовая минерализации в гидротермальных жилах, связанных как с гранитными массивами и ультраосновными породами, так и с рудными месторождениями: сульфидными полиметаллическими, вольфрамитовыми, касситеритовыми, молибденитовыми, родонит-родохрозитовыми.

Итак, можно выделить основные типы природных образований, в которых встречается гельвиновая минерализация:

1) **магматический** (?), связанный с кислыми и щелочными породами;

2) **пегматитовый**, представленный гранитными и щелочными пегматитами;

3) **пневматолито-гидротермальный** с подтипами:

а) щелочные метасоматиты;

б) грейзены;
в) скарны;
4) **гидротермальный** — кварцевые, кварц-полевошпатовые жилы и отдельные тела в гранитах, ультраосновных породах и в сульфидных полиметаллических, вольфрамитовых, касситеритовых, молибденитовых и родонит-родохрозитовых месторождениях.

Среди разнообразных проявлений гельвинового оруденения можно выделить главные рудные формации: бериллиеносных щелочных (полевошпатовых) метасоматитов, бериллиеносных грейзенов, бериллиеносных скарнов и бериллиеносных пегматитов (табл. 19).

Особый интерес и главное промышленное значение имеет формация бериллиеносных щелочных метасоматитов, впервые выделенная Л. С. Галецким [10] для докембрийских образований. Эта формация характерна для зон активизации и имеет широкое развитие в разновозрастных комплексах, являясь определенным звеном формационного ряда редкометалльных щелочных метасоматитов.

Учитывая преобладающее в литературе описание гельвиновых проявлений по генетическим типам рудных образований, приводим характеристику различных типов гельвиновой минерализации в соответствии с приведенными выше генетическими подразделениями.

МИНЕРАЛЫ ГЕЛЬВИНОВОЙ ГРУППЫ В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Магматический тип минерализации выделяется нами условно. Хорошо известно [6, 13, 21, 29], что бериллий, будучи типичным литофильным элементом с кларком порядка $3-7 \times 10^{-4}\%$ для интрузивных пород, в магматическую стадию процесса становления гранитных или щелочных интрузий рассеивается в породообразующих минералах (полевых шпатах, слюдах, кварце, нефелине).

Однако количество рассеянного Be вследствие сравнительно ограниченной возможности захвата его породообразующими силикатами в свою решетку (из-за нехватки свободных высоковалентных катионов, которые могли бы компенсировать вхождение бериллия в решетку силикатов) в общем невелико. Это ведет к накоплению Be в продуктах конечных стадий кристаллизации и преимущественно в продуктах постмагматической деятельности.

Таким образом, не исключена возможность, что в самом конце магматической кристаллизации незначительная часть бериллия может выделяться и в собственной минеральной форме. А. И. Гинзбург [21, 22] отмечает находку акцессорного гадолинита в граните как доказательство возможности образования

бериллиевых минералов в магматическую стадию. В случае же наличия небольшого количества свободной серы в застывающем массиве и некоторых катионов (Fe, Mn, Zn) образование гельвиновых минералов в конечных стадиях магматического процесса не исключается. К сожалению, мы располагаем весьма скудными данными о гельвиновой минерализации в изверженных породах, чтобы полностью описать ее и окончательно судить о возможности образования минералов гельвиновой группы в магматическую стадию. В мировой литературе имеются отдельные сообщения о находках гельвина в магматических щелочных породах. Так, в 1894 г. С. Ф. Раммельсберг [116] сообщил о полупрозрачных серо-желтых кристаллах гельвина, найденных в циркононосных щелочных сиенитах Южной Норвегии в ассоциации с полевым шпатом и цирконом. По составу этот минерал относится к существенно гельвиновой разновидности, содержащей гельвинового минала 92 и даналитового 8% (см. табл. 2, 1).

Еще одна находка гельвина, имеющего скорее более позднее гидротермальное происхождение, а не магматическое, как считает А. Д. Каленов [44], обнаружена на о-ве Ситгезо (Исландия) и описана Бэкстремом в 1890 г. [75]. Здесь гельвин установлен в нескольких жилах аплит-сиенита в парагенезисе с полевым шпатом, эгирином, анальцимом, натролитом. Обычно он встречается вросшим в анальцим. Выделяется несколько разновидностей гельвина: серо-желтого цвета преимущественно мелкие кристаллы размером 1—2 мм и желто-красного до коричневого цвета зерна также небольшого размера, редко достигающие 1 см. Для первой разновидности характерно наличие только формы тетраэдра, вторые отличаются большим количеством граней из комбинаций (111), (112), (101), (111), редко (213) и (001). Грани все очень гладкие, блестящие, кристаллы поразительно хрупкие, извлечь их из породы, не повредив, очень трудно. По составу этот гельвин — тоже существенно марганцевый член трехкомпонентной системы, содержит гельвинового минала 75 и даналитового 25% (см. табл. 2, ан. 2).

Имеются еще два сообщения о находках гельвина в жилах аплит-сиенита в ассоциации с эгирином и нефелином в районе Лангензундфиорд (Норвегия) и в жилах авгитовых сиенитов около Крантца (Венгрия). В последних гельвин находится в ассоциации с эгирином, цирконом, анальцимом и представлен мелкими кристаллами желтого цвета. Размер их обычно 1—2 мм, они обладают только гранями тетраэдра, углы которого притуплены.

Оценивая эти находки гельвина в магматических породах, следует сказать, что для гельвиновой минерализации в целом они являются исключительно редкими, нехарактерными и из-за очень слабой геолого-минералогической изученности относятся нами к магматическому типу условно.

Геолого-минералогические особенности главных рудных формаций геливиновых месторождений

| Геологическое положение | Характер интрузивов и связь с ними бериллиевой минерализации | Вмещающие породы | Ведущие типы рудовмещающих трещинных структур | Главнейшие типы метасоматических процессов | Морфология и вещественный состав рудных тел и их размеры | Минеральный состав оруденения | | | | Структуры и текстуры руд | Характер и масштабы геливиновой минерализации оруденения, промышленная оценка |
|--|--|--|---|---|--|---|--|---|---|--|---|
| | | | | | | Основной минерал, колебания в составах геливин-даналит-гелтгельвиновых молекул | Другие бериллиевые минералы | Прочие рудные минералы | Породообразующие минералы | | |
| Формация бериллиеносных пегматитов | | | | | | | | | | | |
| Гранитные пегматиты | | | | | | | | | | | |
| Области завершённой складчатости геосинклинальных областей; краевые части консолидированных глыб на границе с синклинальным прогибом | Массивы гранитов повышенной щелочности, реже субщелочные граниты и сиениты, с которыми связаны бериллиевая, а также литиевая, тантало-ниобиевая, иногда золоторудная минерализации | Обычно сами граниты, реже контактово-метаморфические породы эндоконтактовых зон: гнейсы, сланцы, песчаники, эффузивы | Трещины сбросо-сдвигового характера в гранитах и вмещающих породах | Альбитизация, наложенная гидротермальная минерализация | Плитообразные тела пегматитов, чаще мелкие ленто- и линзообразные прерывистые жилы | Геливин $\Gamma_{56-66}D_{1-31}GH_{0-13}$ Гелтгельвин $\Gamma_{1-5}D_{1-30}GH_{69-93}$ Даналит $\Gamma_{13-33}D_{56-64}GH_{3-31}$ | Берилл, реже фенакит, берtrandит | Микролит, колумбит-танталит, циркон, сподумен, лепидолит, ортит, монацит, апатит, ильменит, иногда сульфиды | Микроклип-пертит, амазонит, альбит, кварц | Массивные крупно- и среднезернистые, иногда пегматитовые, вкрапленные | Спорадическая редкая вкрапленность, не образующая промышленных скоплений |
| Щелочные пегматиты | | | | | | | | | | | |
| Срединные зоны и участки крупных жестких глыб платформенного типа (кристаллических щитов) | Крупные массивы сложнодифференцированных щелочных пород с специфической редкометалловой (Ta, Nb, TR, Th) минерализацией | Апикальная часть массивов щелочных пород, чаще вмещающие породы (метаморфические гнейсы), либо граниты | Зоны расщелачивания либо трещиноватости во вмещающих породах | Амазонитизация, альбитизация, гидротермальная минерализация | Мелкие (от десятков сантиметров до 150 м) пологопадающие тела с пережимами и утолщениями | Гелтгельвин $\Gamma_{0,5-20}D_{12-26}GH_{61-84,5}$ | Иногда берилл | Манган-ильменит, редкоземельный пирохлор, приорит-бломстрандит, гадолинит, циркон, касситерит | Микроклип-пертит, амазонит, альбит, кварц, биотит, гранат, флюорит | То же | То же |
| Формация бериллиеносных щелочных метасоматитов | | | | | | | | | | | |
| Краевые тектонические зоны крупных кристаллических щитов, зоны активизации консолидированных областей | Массивы щелочных разгнейсованных гранитоидов повышенной бериллиеносности и обогащенные Ta, Nb, Sn, Be, Zn, F, S | Те же щелочные гранитоиды | Тектонические нарушения, оперяющие главные разломы, а также зоны расщелачивания пород | Микроклинизация, альбитизация, грейзенизация (окварцевание и ослюденение) | Линзо- и жиллообразные рудные тела, альбит-калишпат-кварц-слюзистые, переменного состава, протяженность от первых и до сотен метров, переменной мощности | Гелтгельвин $\Gamma_{0,5-9}D_{2-33}GH_{65-97,5}$ | Фенакит, иногда берtrandит, берилл | Касситерит, колумбит, циркон, малякон, бастнезит монацит, ильменит, вольфрамит | Калишпат-пертит, альбит, сидерофиллит, кварц, биотит, ферримусковит | Массивные, редко полосчатые, вкрапленные с крупными обогащенными участками | Неравномерная, но богатая вкрапленность и участки. Исключительно высококачественные руды, имеющие промышленное значение |
| Формация бериллиеносных грейзенов | | | | | | | | | | | |
| Краевые части консолидированных глыб на границах с геосинклинальными прогибами | Малые интрузии гранитов повышенной щелочности со специфической геохимической специализацией (Be, W, Sn) | Граниты | Апикальные части массивов, отдельные зоны вдоль тектонических нарушений внутри массива | Альбитизация, окварцевание, ослюденение, топазизация | Кварц-мусковитовые пологие залежи, кварц-гематитовые небольшие линзо- и гнездообразные залежи размером до первых десятков метров | Геливин $\Gamma_{61-67}D_{9-23}GH_{10-30}$ Гелтгельвин $\Gamma_{18}D_{20}GH_{62}$ | Берилл, фенакит, берtrandит | Вольфрамит, шеелит, молибденит, арсенопирит, ильменит, циркон, рутил, колумбит, магнетит, гематит | Полевой шпат, кварц, топаз, гранат, флюорит | Средне- и мелкоравномернозернистые, массивные, иногда полосчатые, обычно редко вкрапленные | Мелкие, средние по запасам, но бедные месторождения. Технология не выяснена. Могут иметь промышленное значение |
| Формация бериллиеносных скарнов | | | | | | | | | | | |
| Области завершённой складчатости геосинклинальных зон и стыки разновозрастных складчатых зон | Крупные интрузии бериллиеносных гранитов (аляскитовых, рапакиви), обогащенных Sn, W, F, Be, Zn, Cu, Pb. Реже нескки, пластовые залежи, дайки риолитов, аплитовидных гранитов | Осадочно-метаморфические толщи экзоконтактовых зон, в которых скарнированию подвергаются карбонатные породы | По ослабленным тектоническим зонам породы скарнируются на значительном удалении от массивов | Скарнирование, иногда грейзенизация, наложенная гидротермальная минерализация | Везувиян-гранат-флюорит-магнетитовые, полевошпат-флюоритовые и другие переменного состава скарны; образуют как крупные выдержанные залежи, так и отдельные зоны и неправильной формы рудные тела в них | Геливин $\Gamma_{54-81}D_{6-45}GH_{0-28}$ Даналит $\Gamma_{14-15}D_{77-85}GH_{0-9}$ | Хризоберилл, иногда берилл, редко фенакит, бавенит, берtrandит, гердерит | Магнетит, гематит, сфалерит, пирит, арсенопирит, халькопирит, алабандит, вольфрамит, шеелит, касситерит, циркон | Полевой шпат везувиян, гранат, кальцит, флюорит, хлорит, слюды, амфиболы, пироксены | Вкрапленные, полосчатые, плейчатые, реже массивные. Мелкозернистые структуры | Крупные по запасам месторождения, содержащие первые десятки доли процента BeO, главным образом в виде рассеянной примеси в везувияне, магнетите и др. Промышленного значения не имеют |

Пегматитовые месторождения бериллия с бериллом, фенакитом, гадолиннитом и другими бериллиевыми минералами неоднократно и подробно описывались, и данные по ним сообщались в геологической литературе [6, 13, 17]. Однако в этих обобщениях почти не уделялось внимания гельвиновой минерализации в пегматитах, тогда как такой тип минерализации имеет немало специфических особенностей. В рассматриваемом типе проявлений гельвиновой минерализации выделяются довольно четко две подгруппы: пегматиты кислых гранитоидных пород, в основном с гельвином и даналитом, и пегматиты щелочных пород, главным образом с гентгельвином.

Гельвиновая минерализация в гранитных пегматитах

Среди этой подгруппы наиболее известны гранитные пегматиты месторождений Амелия, США; Урала и Сибири, СССР; Австралии и Южной Родезии — с гельвином; Рокпорт и Глоучестер, США; Сибири, СССР — с даналитом; плато Джос, Нигерия и Средней Азии, СССР — с гентгельвином.

Пегматиты месторождения Амелия, Каурт Хаузе, штат Виргиния, США известны с 1882 г. благодаря описаниям Р. А. Хайнса [96] и В. Е. Слоана [121]; залегают в слюдяных гнейсах, состоят из микроклин-амазонита, кварца, биотита и содержат значительное количество редких минералов — ортита, колумбита, галенита, гельвина. Последний встречается в амазоните в виде кристаллических полупрозрачных масс серо-зеленого цвета, восковидных, совместно с микролитом, монацитом, спессартином и др. По химическому составу (имеются два анализа гельвина, выполненных Хайнсом и Слоаном, см. табл. 2, ан. 3 и 4) гельвин из месторождения Амелия является существенно марганцевым компонентом трехчленной системы. Это наиболее поздний минерал гидротермальной среднетемпературной фазы. По мнению А. Е. Ферсмана, он образовался в результате растворения берилла и переотложения бериллия в более позднюю фазу, бедную глиноземом, в виде фенакита и частично гельвина.

В уральских пегматитах гельвин также является более поздним минералом [89]. Он найден в пегматите кварц-альбит-амазонитового состава с топазом, залегающем в граните.

Гельвин встречается в виде хорошо образованных кристаллов — пирамидальных тетраэдров (211). Размеры их достигают 3 см, цвета — темно-бурый и буровато-красный. Иногда образует кристаллические агрегаты в серовато-белом альбите с амазонитом, однако чаще всего это сплошные шаровые скопления в ассоциации с топазом и фенакитом.

Химический состав уральского гельвина, приведенный в табл. 2, ан. 7, показывает, что он также является существенно марганцевым членом системы и содержит 70—75% гельвиново-го минала.

В литературных источниках есть указания на наличие гельвина в других участках Уральских гор. В частности, П. Мушкетов упоминает жилу гранитного состава с гельвином, секущую гранито-гнейсы. Мощность жилы до 0,5—0,6 м. Еще об одном рудопроявлении гельвина на Урале, но в дальнейшем совершенно неисследованном, писал в 1928 г. А. Г. Китаев [47]. Здесь на западном склоне хребта, являющегося одним из двух параллельных хребтов, гельвин обнаружен в виде вкрапленников в полевошпатовых породах, вероятно, пегматитах, вместе с корундом. В более значительных количествах гельвин встречается в гранитных зальбандах корундовых жил. Некоторые выделения гельвина достигают до 3 кг веса. Помимо корунда и гельвина в этих же полевошпатовых жилах (пегматитах) обнаружены редкоземельные минералы, содержащие, по данным количественных анализов, редкие земли иттриевой и цериевой подгрупп, железо, марганец, титан, ниобий, уран, а также встречены циркон и ильменит. Геологическое строение этого участка, по Д. Е. Белянкину, характеризуется развитием щелочных пород — мнаскитов, переслаивающихся с авгитовыми корундсодержащими сиенитами. На вершинах хребта встречаются граниты. Таким образом, это рудопроявление гельвина, судя по тем скудным сведениям, которые удалось найти в литературе, можно также отнести к пегматитовому типу, связанному со щелочными породами. Впоследствии оказалось, что эти сообщения об открытии гельвина в корундовых разработках, относящиеся к 1926—1927 гг., при последующих проверках не подтвердились.

Помимо Урала в Советском Союзе гранитные пегматиты с гельвином известны в **Сибири**. Здесь гельвин установлен в пегматитовых жилах, распространенных в зоне контактово-метаморфических пород одного гранитного массива. Этот массив, имеющий обнаженную площадь 110 км², прорывает толщу, представленную известняками, сланцами, песчаниками, конгломератами, эффузивными породами и гнейсами. Граниты секутся аплитовыми и пегматитовыми жилами, а вмещающие породы — только пегматитами. Минералогический состав пегматитовых жил — кварц, альбит, турмалин, колумбит, флюорит, гельвин, циркон, ильменит, арсенопирит, пирит. Гельвин является характерным минералом для пегматитовых жил. Он встречен также в шлихах района.

Из других интересных рудопроявлений гельвина в гранитных пегматитах за рубежом укажем пегматиты Австралии и Южной Родезии.

В гранитных пегматитах **Австралии** гельвин известен в **районах Воджин** и **горы Франциско** [77, 78]. Пегматиты Воджин,

сложенные кварц-альбит-микроклиновой породой, отличаются весьма интересным парагенезисом, в котором участвуют многие редкие тантало-ниобаты, уранаты, сподумен, лепидолит, гадолинит, берилл, гельвин, касситерит, монацит и другие минералы. Гельвин является наиболее поздним минералом.

В пегматитах горы Франциско, залегающих в аналогичных условиях, гельвин представлен окисленными угловатыми массами диаметром до 6 см коричневого цвета. Химический состав минерала приведен в табл. 2, ан. 6.

Характеристика гельвина из пегматитов горы Франциско, Западной Австралии (по Глассу и др., 1944)

*Кристаллохимическая формула**

$(Mn_{2,13}Fe_{1,18}Zn_{0,51})_4Be_{2,99}Si_{2,86}O_{12,03}S_{0,97}$

Состав в миналах: Г_{55,6}Д_{31,0}ГН_{13,4}.

Физические свойства: форма выделения — окисленные угловатые массы диаметром около 6 см; цвет коричневый; удельный вес 3,31; показатель преломления 1,745.

Из наиболее поздних находок гельвина в гранитных пегматитах, залегающих в своеобразной геологической обстановке, следует отметить минерал, обнаруженный и описанный [104] в Каса-Вентуриа, в 16 км к западу от Салисберна в Южной Родезии. Район, в котором обнаружены пегматиты с гельвином, сложен комплексом основных пород и содержит пояс метаморфизованных основных вулканических и интрузивных пород, определяемых как зеленокаменные породы и зеленые сланцы. Они переслаиваются с различными кристаллическими сланцами, доломитовыми осадочными породами и включают интрузию гранитных пород. Тут широко развиты золоторудные месторождения и литиевые пегматиты, связанные с этой интрузией.

Пегматиты, в которых найден гельвин, имеют форму ленто- и линзообразных плит, залегающих в зеленокаменных породах. Большая часть этих пегматитов сложена крупнозернистым микроклин-пертитом в ассоциации с темно-серым смолистым петалитом в виде крупных включений, имеющих форму жил и отдельных удлиненных линз. Распространен кварц с желтым мусковитом, местами содержатся большие включения более позднего граната, спессартина. Еще более поздними в этих пегматитах являются отдельные жилы и неправильные тела, состоящие из мелкозернистого сподумена, кварца с мусковитом и альбитом, иногда клевеландитом, с включениями колумбита и голубого марганецсодержащего апатита. В этих поздних жилах и телах находится гельвин. Он почти неизменный, ассоциирует со сподуменом и образует правильные тетраэдрические кристаллы размером 1—2 см. Иногда в сподумене по трещинам

*Здесь и далее пересчеты химического состава на кристаллохимическую формулу (по кислороду) и на состав в миналах Г—Д—ГН (гельвин-данацит-гентгельвин) выполнены авторами данной работы.

наблюдаются прожилки лепидолита с большими агрегатами гельвина. Химический состав гельвина из этих пегматитов представлен в табл. 2, ан. 5.

Характеристика гельвина из пегматитов Каса-Вентуриа, Южная Родезия (по Кноррингу, 1959)

Кристаллохимическая формула

$(\text{Mn}_{2,95}\text{Fe}_{1,44}\text{Zn}_{0,068})_4\text{Be}_{2,37}\text{Si}_{2,58}\text{O}_{12,19}\text{S}_{0,81}$.

Состав в миналах: $\text{Г}_{93,4}\text{Д}_{4,5}\text{ГН}_{2,1}$.

Физические свойства: форма выделения — правильные тетраэдрические кристаллы размером 1—2 см, иногда в прожилках с лепидолитом в виде агрегатов; удельный вес 3,22; показатель преломления 1,732.

По химическому составу описываемый гельвин сходен с находкой из гранитных пегматитов месторождения Амелия [121] и является наиболее поздним минералом. В пегматитах Каса-Вентуриа гельвин также выделялся во время гидротермальной стадии пегматитообразования, почти одновременно с другими марганецсодержащими минералами — спессартином, марганец-апатитом, колумбитом.

Из гранитных пегматитов, содержащих не гельвин, а даналит, необходимо прежде всего отметить одно месторождение в Сибири, СССР [25]. Район месторождения сложен роговообманково-биотитовыми и кварцевыми сненитами и диоритами. Эти породы секутся серией кварцево-полевошпатовых и пегматитовых жил с простираем 340—360° и падением на северо-восток под углом 20—45, редко 60°. Описанные жилы в свою очередь пересекаются пегматитовыми, пегматит-аплитовыми и аплитовыми жилами второй генерации, простирающимися по азимуту 70—90° и падающими на северо-запад 340—360° под углом 15—35° и в том же направлении — на северо-запад 320—350° под углом 25—35°.

В пегматитовых жилах второй генерации установлен даналит. Эти жилы сформированы главным образом в пегматитовую и пневматолитовую стадии, гидротермальная и последующая гипергенная стадии представлены очень слабо. В пегматитовую стадию выделялись альбит, олигоклаз, микроклин, кварц, также турмалин, берилл, циркон, апатит. Текстура пегматита грубозернистая, пятнистая, порфириовидная и реже полосчатая. Она осложняется наложением пневматолитовой фазы, в которую выделялись альбит, даналит, гранат, касситерит. Перечисленные минералы корродируют и замещают минералы пегматитовой фазы. В гидротермальную фазу выделялось ничтожное количество актинолита, рутила, ильменита, сфена, клиноцоизита, цоизита, хлорита, серицита, а в гипергенную — халцедоны и лимониты. Даналит в пегматитовых жилах встречается часто. Количественный подсчет его под микроскопом и в образцах составляет 0,05—0,1%. Встречается в кристаллах октаэдрической формы размером до 1 см, или же в виде мелкозернистых агрегатов,

достигающих 3×3 см. Химический состав его представлен в табл. 3, ан. 39—42.

Характеристика даналита из месторождения Сибири, СССР (по Григорьеву, 1944)

Кристаллохимическая формула

$(\text{Fe}_{2,63}\text{Mn}_{1,36}\text{Zn}_{0,12})_4\text{Be}_{1,94}\text{Si}_{2,96}\text{O}_{12,06}\text{S}_{0,91}$.

Состав в миналах: $\text{Г}_{32,9}\text{Д}_{64,1}\text{ГН}_{3,0}$.

Физические свойства: форма выделения — кристаллы октаэдрической формы размером до 1 см и мелкозернистые агрегаты до 3×3 см; цвет в свежем изломе красно-бурый, с поверхности обычно разрушен и приобретает буровато-черную окраску; твердость 5,5; удельный вес 3,32—3,44; показатель преломления 1,752—1,759.

Из зарубежных месторождений даналита в гранитных пегматитах, имеющих чисто минералогический интерес, следует отметить районы Рокпорт и Глоучестер (штат Массачусетс, США). Они подробно описаны Куком в 1866 г. [84]. Пегматиты залегают в гранитах и имеют ясно выраженные зоны аплита, письменного гранита, полевого шпата и, наконец, кварца. Даналит в них встречается в виде октаэдрических кристаллических масс и зерен мясокрасного до серого цвета. Ассоциирует с амазонитом, лепидолитом, флюоритом. Химический состав этих даналитов приведен в табл. 3, ан. 43 а, б.

Характеристика образцов даналита из пегматитов Рокпорт (а) и Глоучестер (б), штат Массачусетс, США (по Глассу и др., 1944)

Кристаллохимическая формула

а — $(\text{Fe}_{2,08}\text{Zn}_{1,17}\text{Mn}_{0,48})_4\text{Be}_{3,02}\text{Si}_{2,89}\text{O}_{12,06}\text{S}_{0,93}$,

б — $(\text{Fe}_{2,16}\text{Zn}_{1,23}\text{Mn}_{0,44})_4\text{Be}_{3,25}\text{Si}_{2,75}\text{O}_{12,75}\text{S}_{0,83}$.

Состав в миналах:

а — $\text{Г}_{12,9}\text{Д}_{55,7}\text{ГН}_{31,4}$; б — $\text{Г}_{11,6}\text{Д}_{56,3}\text{ГН}_{32,1}$.

Физические свойства: форма выделения — октаэдрические кристаллические массы и зерна: цвет мясокрасный до серого; удельный вес 3,43; показатель преломления 1,755; параметр элементарной ячейки $8,155 \pm 0,005$.

Гентгельвин в гранитных пегматитах распространен меньше, чем два других минерала описываемой группы. Он известен в гранитах массива Пайск-Пик в графстве Эль-Пасо (штат Колорадо, США) и в колумбитоносных гранитах Северной Нигерии.

В первом районе пегматитовые жилы с гентгельвином — это часть большого пегматитового поля, связанного с гранитами Пайск-Пик. Они обнажаются в виде полосы север-северо-западного простирания. Падение жил пологое на восток. Здесь в гранитных пегматитах известны два места находок гентгельвина — это Сент-Питерс-Даун и Кукстаун-Маунтин.

В пегматитах Сент-Питерс-Даун, сложенных микроклин-пертитом и дымчатым кварцем, гентгельвин обнаружил Адамс в 1951 г. [88]. Он извлек минерал из небольшой миаролитовой пустотки пегматита. Это был уникальный 72-граммовый кристалл

длиной 5,5 см и толщиной 4 см — комбинация положительных и отрицательных тетраэдров с узкими сглаженными гранями ромбического додекаэдра. Он темно-красновато-коричневатого цвета, но отдельные тонкие осколки серовато-розовые до почти бесцветных. Показатель преломления 1,744, блеск стеклянный. Кристалл хрупкий, излом неровный, имеются параллельные трещины спайности. Твердость около 6. Данных о химическом составе нет.

В пегматитах соседнего участка **гор Кукстаун** гентгельвин был обнаружен в 1951 г. и описан в 1957 г. Скоттом [119]. На этом участке пегматитового поля на высоте 2500—3000 м над уровнем моря автор выделяет две зоны пегматитов: нижнюю (пегматиты микроклин-пертит-кварцевого состава с бастнезитом, сидеритом, цирконом, колумбитом и хуттонитом) и верхнюю (пегматиты того же состава, но с наложенной флюорит-топаз-фенакит-гентгельвиновой минерализацией).

Гентгельвин в пегматитах верхней зоны, как и в Сент-Питерс-Даун, был обнаружен в большой разрушенной миаролитовой пустоте размером 0,15 × 1,0 м. Стенки ее сложены зоной графического срастания кварца и микроклин-пертита толщиной до 5 см, в которой вкраплены небольшие, коричневого цвета непрозрачные кристаллы циркона. Интерстиции в этой зоне заполнены лимонитом. Часто наблюдаются хорошо ограненные кристаллы дымчатого кварца и микроклин-пертита. В свою очередь эти кристаллы прорастаются кристаллами бастнезита и сидерита, измененного до лимонита. Кристалл гентгельвина был обнаружен в агрегате, представляющем собой срастание зерен кварца, микроклин-пертита и биотита. В большинстве пегматитов верхней зоны находится флюорит, однако в пегматитах, содержащих гентгельвин, флюорит отмечен не был.

Кристалл гентгельвина, как и на описанном выше участке, является комбинацией положительных и отрицательных тетраэдров и, таким образом, имеет вид слегка неправильного искривленного октаэдра. Кроме того, он усложнен гранями ромбического додекаэдра, куба и тригон-триоктаэдра. Одна из плоскостей тетраэдра обычно тусклая, матовая и имеет штриховку, параллельную краям граней тетраэдра, а другая блестящая и не имеет штриховки. Грани кристалла серовато-красного цвета, все остальные — черные. В проходящем свете небольшие осколки этого кристалла бледно-розовые, излом неровный, блеск стеклянный, твердость около 6,5. Минерал изотропный и прозрачный. Показатель преломления 1,745. Данные по химическому составу также не приводятся, за исключением упоминания о том, что микрохимическими исследованиями, проведенными Адамсом и Геологической службой США, было подтверждено наличие цинка, бериллия и серы; рентгеноструктурные же исследования, проведенные Маркусом и Хильдебрандом из Геологической службы США, подтвердили (путем сравнения пленки,

снятой с описываемого минерала, с рентгенограммой образца гентгельвина из Западного Чейен-Каньона) полное соответствие параметров элементарных ячеек этих двух минералов.

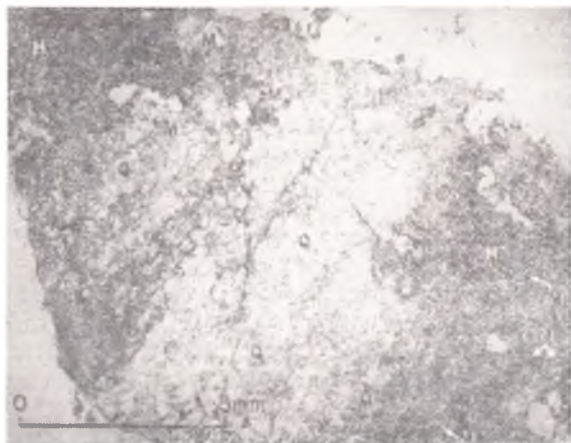


Рис. 17. Выделения гентгельвина (*H*), ассоциирующего с кварцем (*Q*) и высокопреломляющей зеленой слюдой (*M*) в пегматитах щелочных гранитов Северной Нигерии. Участок прозрачного шлифа содержит включения галенита, пирита, магнетита, флюорита (непрозрачны) (по Кноррингу и Дайсону, 1959).

И наконец, следует упомянуть о самом первом образце гентгельвина, найденном и описанном Гентом в 1892 г. [86] в западной части Чейен-Каньон (Колорадо, США) рядом с участком Сент-Питерс-Даун. К сожалению, кроме упоминания о том, что гентгельвин найден здесь в ассоциации с кварцем и астрофиллитом, никаких других геологических данных нет, но, вероятно, он обнаружен в тех же гранитных пегматитах. Химический состав и физические свойства этого образца гентгельвина приведены в сводной табл. 4, ан. 68 а; 68 б.

В Северной Нигерии гентгельвин был обнаружен Дайссоном [105] в альбитовых прожилках и пегматитах, генетически и пространственно связанных с поздними фациями гранитов Джос-Букурского комплекса. Гентгельвин был найден на двух участках в различных ассоциациях. Участки находились друг от друга на расстоянии не более 300 м. Первый представляет собой довольно неправильную жилу почти чистого альбита, секущую альбит-биотитовый гранит. Эта жила включает округлой неправильной формы образования — «узлы», состоящие из гентгельвина. Их обычный размер порядка 10 см, однако местами они достигают в поперечнике почти 20 см. Один «узел» нахо-

дился во вмещающей породе, но на контакте с жилой. Иногда узлы состоят из чистого гентгельвина, но обычно внешняя часть и частично внутренняя выполнены альбитом. Эти желваки окружены протолитионит-циннвальдитовой оторочкой мощностью 0,5—2 см и содержат аксессуарный торит.

На втором участке, в 300 м от альбитовой жилы, гентгельвин был встречен в грубозернистом амазонитовом пегматите на контакте двух разновидностей альбит-биотитового гранита (рис. 17). Скопление гентгельвина по размерам не превышает 2,5—5,0 см. Кристаллические формы не обнаруживаются, лишь некоторые зерна имеют треугольные очертания. По форме они более неправильные, чем в альбитовой жиле, и приурочены к интерстициям. Большая часть гентгельвина покрыта с поверхности и по трещинкам необычайно ярко-красным латеритом. Совместно с гентгельвином в этих скоплениях ассоциируют колумбит, циркон, касситерит, оранжит. Слюдистая оторочка этих пегматитов довольно обычна, но непостоянная, местами она переходит в однообразную массу породы, которая еще не исследовалась.

Нужно отметить, что в других многочисленных альбитовых и пегматитовых жилах района гентгельвин больше не встречался. Химический состав гентгельвина из этих пегматитов приведен в табл 4, ан. 64.

Характеристика гентгельвина из гранитных пегматитов Северной Нигерии (по Кноррингу и Дайссону, 1959)

Кристаллохимическая формула

$(Zn_{2,80}Fe_{0,92}Mn_{0,27})_4Be_{2,78}Si_{2,88}O_{12,03}S_{0,97}$

Состав в миналах: $G_{3,5}D_{23,8}H_{72,7}$.

Физические свойства: форма выделения — отдельные зерна неправильной формы размером 1—3 мм. Зернистые массы (желваки) в тонком прорастании с альбитом; цвет пурпурно-розовый, полупрозрачный, в тонких осколках — сероватый; блеск смолистый; твердость около 6, хрупкий, разбит трещинками; удельный вес $3,62 \pm 0,1$; показатель преломления $1,745 + 0,002$; параметр элементарной ячейки $8,12 \pm 0,01$.

В Советском Союзе гранитные пегматиты с гентгельвином известны в гранитном массиве [69]. Пегматитовые тела, залегающие в субщелочных аляскитовых гранитах, в различные этапы формирования претерпевали чрезвычайно интенсивную переработку наложенными гидротермальными растворами. Степень переработки зачастую была настолько велика, что во многих случаях трудно судить о первоначальном строении таких тел. Их минерализация из-за наложенных гидротермальных растворов более сходна с грейзенами, чем с классическими пегматитами. М. Б. Чистякова обнаружила гентгельвин в друзовых полостях хрусталоносного пегматита, выполненных в основном зональными кристаллами кварца с флюоритом (рис. 18).

К различным зонам роста кристаллов кварца приурочены выделения бериллиевых минералов, но в ничтожном количестве.

Выполнение друзовых полостей разделяется на два этапа. В первый образуется серый сотовидный кварц, слагающий центральные части зональных кристаллов. Вторым этапом подразделяется на три стадии: в первую, более высокотемпературную, кристаллизуется дымчатый кварц, слагающий следующую за

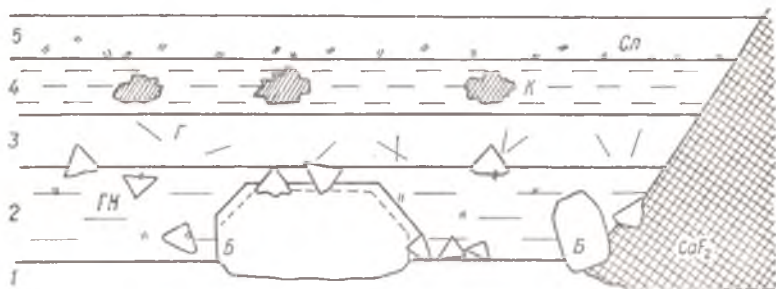


Рис. 18. Акцессорные минералы в периферической зоне роста кварца из хрусталеносных полостей (по Чистяковой, Молевой, 1966):

Б — бертрандит, *ГН* — гентгельвин, *Г* — гематит, *Сл* — слюда, *К* — клеюфан; *1–5* — прослой горного хрусталя и белого мутного кварца.

серым кварцем зону, во вторую — бесцветный кварц и соответствующие ему по времени образования изумрудно-зеленый, бесцветный и голубой фенакиты, а также фенакит и берилл; в третью стадию, низкотемпературную, отделенную от второй тектоническими подвижками и дроблением ранее образованных минералов, выделяются белый непрозрачный кварц в полосчатом чередовании с горным хрусталем, бертрандит, фиолетовый и зеленый флюорит и гентгельвин. Бертрандит в этой стадии кристаллизуется раньше гентгельвина. Он вырастает в периферическую зону кварца последней генерации, а внешняя сторона его кристаллов идиоморфна.

Начало образования гентгельвина относится еще ко времени отложения бертрандита: иногда наблюдаются мелкие кристаллы гентгельвина, вросшие в периферическую часть кристаллов бертрандита. Они обычно хорошо огранены с внешней стороны и идиоморфны по отношению к содержащему их второму прослою кварца (последней стадии второго этапа), что свидетельствует о перерыве в отложении его во время кристаллизации периферической зоны бертрандита и одновременных с ней кристаллов гентгельвина. Основная же масса гентгельвина кристаллизуется позже бертрандита совместно с кварцем второго прослоя, фиолетовым флюоритом и мелкочешуйчатой зеленоватой слюдкой. Гентгельвин, кристаллизующийся в это время, нарастает на бертрандит, покрывая его агрегатом мелких кристаллов. С кварцем и флюоритом гентгельвин имеет индукционные поверхности раздела. Идиоморфные очертания присущи только

части кристаллов, заходящих в следующие прослои кварца, и кристаллам, образующимся в пустотах, которые иногда наблюдаются в описываемой зоне кварца и во флюорите. Химический состав гентгельвина из описываемых хрусталоносных полостей гранитных пегматитов приводится в табл. 4, ан. 67. Спектральными анализами в минерале обнаружены: Al, Y — 0,2%; As, Pb, W, Mo, Ca, La — 0,05%; Ge, Cu — 0,008%; Sc, In — 0,005%; Nb, Cd, Ti — 0,002%; Mo — 0,0005%.

Характеристика гентгельвина из гранитных пегматитов гранитного массива СССР (по Чистяковой и Молевой, 1966)

Кристаллохимическая формула

$(Zn_{3,59}Mn_{0,20}Fe_{0,05})_4Be_{2,90}Si_{2,89}O_{12,02}S_{0,98}$.

Состав в миналах: $G_{5,25}D_{1,50}H_{03,25}$.

Физические свойства: форма выделения — идиоморфные тетраэдрические кристаллы размером менее 0,1, редко 0,4—0,5 см, чаще неправильные выделения, кристаллы зональные, иногда с выщелоченной полый центральной частью, внешняя зона остается в виде каркаса; удельный вес $3,60 \pm 0,02$; показатель преломления 1,739; параметр элементарной ячейки $8,1267 \pm 0,005$.

После образования гентгельвина, одновременно со следующими прослоями кварца (третьим прослоем) кристаллизуется гематит в виде мелких (доли миллиметра) черных пластинок, в четвертом прослое — клейфан в кристаллах неправильной формы и, наконец, в последнем, пятом прослое — мелкочешуйчатая зеленоватая слюдка. Помимо описанных выделений в кварце, гентгельвин иногда совместно с флюоритом, слюдой, кварцем образуют мелкозернистый агрегат, метасоматически развивающийся по микроклину. Описанное месторождение гентгельвина является ярким примером наиболее позднего выделения гентгельвина в низкотемпературную гидротермальную стадию, завершающую процесс пегматитообразования.

Гельвиновая минерализация в щелочных пегматитах

В щелочных пегматитах в основном распространен гентгельвин. Все щелочные пегматиты с гентгельвином обнаружены на Восточно-Европейской платформе в пределах щелочного массива, с которым они генетически связаны. В литературе описываются три участка, где они были встречены [34], [9], [56, 57].

Щелочные пегматиты первого участка, в которых был найден гентгельвин, представляют собой, по данным Е. М. Еськовой, полевошпатовые прожилки мощностью 10 см в небольшом останце авгит-порфиринов, найденном в кровле интрузии нефелиновых сиенитов. Эти прожилки располагаются перпендикулярно линии контакта ксенолита с порфириновыми люавритами и эвдиалитовыми люавритами и прослеживаются по простиранию на 15—25 км. Строение их симметрично-зональное: приконтактные зоны мощностью до 3 см каждая сложены на 40—50% кристаллами полевого шпата размером до $2-3 \times 0,2$ см, на 20—30%

пластинками манган-ильменита длиной 1,5—2 см, ориентированными перпендикулярно к зальбандам прожилков, и на 20% цирконом в виде включений дипирамидальных светло-коричневых кристаллов размером до 1 см в поперечнике. Центральная часть прожилков мощностью до 5 см состоит почти целиком из кристаллов полевого шпата с редкими включениями зерен содалита, на стыке которых с полевым шпатом наблюдается гентгельвин. Он образует выделения неправильной формы размером до $1 \times 0,5$ см; кристаллов меньше $0,2 \times 0,1$ м обычно не наблюдается. Химический состав гентгельвина из полевошпатовых прожилков приведен в табл. 4, ан. 69.

Характеристика гентгельвина из щелочных пегматитов СССР (по Еськовой, 1957)

Кристаллохимическая формула

$(Zn_{2,91}Mn_{0,85}Fe_{0,50})_4Ve_{2,84}Si_{2,65}O_{11,94}S_{1,06}$.

Состав в миналах: Г_{20,0}Д_{11,7}ГН_{68,3}.

Физические свойства: форма выделения — неправильная, размером $1 \times 0,5$ до $0,2 \times 0,1$ см; цвет от бесцветного (редко) до изумрудно-зеленого (обычно); удельный вес 3,55; показатель преломления 1,742, у бесцветных разностей несколько больше; растворяются в кислотах с выделением H₂S. При выпаривании раствора остается студенистый осадок кремнезема.

В шлифах гентгельвин представлен ксеноморфными, обычно бесцветными, реже слегка желтовато-зелеными зернами с высоким рельефом, изотропны.

На втором участке, по данным В. А. Васильева [9], пегматитовая жила, в которой был обнаружен гентгельвин, как и другие пегматитовые тела района, генетически и пространственно связана с интрузией щелочных гранитов, сложенных среднезернистым микроклином, кварцем и щелочным амфиболом (арфведсонитом). Эта жила залегает в гранат-биотитовых гнейсах в экзоконтакте со щелочной интрузией и по отношению к вмещающим породам представляет собой согласное тело с четкими контактами, параллельными их разгнейсованности. Размеры его невелики — всего 30—40 м по простиранию при мощности 0,5—3 м, имеются пережимы и утолщения тела как по простиранию, так и по падению. По структурно-парагенетическим особенностям описываемую жилу можно отнести к крупнозернистому, частично графической структуры пегматитовому телу, а в минералогическом отношении — к плагномикроклиновым, частично замещенным, «альбитизированным» пегматитам. Основные минералы жилы — это полевой шпат (микроклин-пертит, амазонит, альбит), кварц, биотит и гранат; второстепенные и акцессорные — берилл, гентгельвин, ковеллин и гадолинит (точечные включения). Характерным для этого пегматитового тела является значительное скопление кристаллов чешуйчатого биотита, достигающего 2—3 см в диаметре при толщине 0,3—0,4 см. Это свидетельствует о непосредственном воздействии гранат-биотитовых гнейсов на состав пегматитов.

Гентгельвин обнаружен в двух участках пегматитового тела в ассоциации с бериллом. В центральной части жилы он образует в берилле ксеноморфные тускло-розовые, со слабым фиолетовым оттенком выделения размером до 2—3 мм; в приконтактовой части гентгельвин наблюдается в виде бесформенной массы. Химический состав гентгельвина из этих пегматитовых жил приведен в табл. 4, ан. 65.

Характеристика гентгельвина из щелочных пегматитов СССР (по Васильеву, 1961)

Кристаллохимическая формула

$(\text{Zn}_{2,32}\text{Fe}_{1,08}\text{Mn}_{0,41})_4\text{Be}_{2,04}\text{Si}_{3,01}\text{O}_{12,03}\text{S}_{0,97}$.

Состав в миналах: $\text{Г}_{10,9}\text{Д}_{28,2}\text{ГН}_{60,9}$.

Физические свойства: форма выделения — ксеноморфные, неправильной формы выделения размером от 0,2—0,3 до 7×10 см; цвет коричнево-бурый, в осколках тускло-розовый; блеск стеклянный; излом раковистый, неровный; спайность — разбит системой трещин отдельности; твердость 5—6; удельный вес 3,577, вычисленный — 3,564; показатель преломления 1,742; параметр элементарной ячейки $8,140 \pm 0,002$; растворимость в кислотах — тонкоизмельченный порошок гентгельвина растворяется медленно в HCl , выделяя H_2S с образованием белого желатинообразного осадка SiO_2 .

Образование гентгельвина связано с более поздними процессами замещения (альбитизации) пегматитов и с наложенной гидротермальной деятельностью.

На третьем участке гентгельвин был обнаружен Лунцем [56, 57] в пегматитовой жиле, залегающей в среднезернистых арфведсонитовых щелочных гранитах предположительно верхнепротерозойского возраста. Эта жила представляет собой падающее полого на юго-восток под углом 5—10° пластообразное тело, секущее гнейсовидные граниты по падению под углом почти 90° и простирается согласно полосчатости гранитов (северо-восток 50—60°). Протяженность жилы 140—160 м при истинной мощности, варьирующей от 0,5 до 1,5—2,5 м. Она характеризуется зональным строением. Призальбандовые части ее сложены пегматитом гранит-аплитовой структуры, сменяющимся к центру мелко- и среднезернистым пегматитом сегрегационной структуры. По составу породообразующих минералов периферическая часть жилы сложена альбит-кварц-амазонит-микроклиновым пегматитом, а центральная часть — пегматитом крупноблоковой структуры кварц-микроклин-амазонитового состава, где блоки кварца, микроклина и амазонита в диаметре достигают от 0,3—0,5 до 0,7—1 м. Реже встречаются отдельные зоны и обособления розовато-кремового микроклина и ярко-зеленого амазонита.

Детальным минералогическим изучением парагенетических комплексов, слагающих пегматитовое тело, установлено, что существенную роль в составе пегматита играют минералы различных стадий метасоматического замещения. Среди них были установлены такие стадии замещения, последовательно сменяющие друг друга: амазонитизация микроклина, альбитизация и гидротермальная редкоземельная минерализация.

Амазонитизация микроклина наиболее интенсивно проявилась в центральной части жилы, сложенной крупноблоковым пегматитом, где от микроклина зачастую остаются только пятна и реликты. В периферических частях пегматитового тела амазонитизация наблюдается намного слабее и проявляется в образовании мелких кристалликов, скоплений и пятен амазонита, рассеянных в основной альбит-кварц-микроклиновой породе. Альбитизация микроклина проявилась также неравномерно, затухая постепенно по направлению от кровли пегматитового тела к подошве. В кровле пегматитовой жилы на контакте с крупноблоковым пегматитом в результате интенсивной альбитизации первичного пегматита образовалась кварц-альбитовая, местами сплошная альбитовая зона, сложенная крупнопластинчатым и радиальнолучистым альбитом. Пегматит крупноблоковой структуры менее альбитизирован. Это выразилось в образовании крупнопластинчатого, реже сахаровидного альбита по микроклину и амазониту. Периферическая часть пегматита в подошве жилы альбитизирована слабо, в ней наблюдается образование мелкопластинчатого, зернистого и сахаровидного альбита по микроклину и реже по амазониту.

Гентгельвин был обнаружен в центральной части пегматитовой жилы в блоковом амазоните вблизи контакта с кварц-альбитовой зоной в виде двух кристаллов. Один из них представляет собой обломок кристалла размером 12×8 см в поперечнике с двумя тетраэдрическими гранями. Химический состав этого образца приведен в табл. 4, ан. 66 а.

Характеристика гентгельвина (обломка тетраэдра 12×8 см) из пегматитов СССР (по Лунцу и Сальдау. 1963)

Кристаллохимическая формула

$(\text{Zn}_{2,98}\text{Fe}_{0,52}\text{Mn}_{0,02})_4\text{Be}_{2,68}\text{Si}_{3,03}\text{O}_{12,01}\text{S}_{0,99}$.

Состав в миналах: $\text{Г}_{0,5}\text{Д}_{14,9}\text{Н}_{34,6}$.

Физические свойства: форма выделения — обломок тетраэдрического кристалла размером 12×8 см; цвет розовато-сиреневый; блеск стеклянный; излом раковистый и неровный; спайности нет; твердость 5,5—6; удельный вес 3,64; показатель преломления 1,745; параметр элементарной ячейки 8,140.

Второй кристалл имеет уплощенную пластинчатую форму без видимого кристаллографического ограничения; размер его $2,5 \times 1$ см в поперечнике. Эта форма метакристалла гентгельвина необычна для минералов группы гельвина и кубических кристаллов вообще; она представляет собой угнетенную форму роста гентгельвина (рис. 19).

Вместе с гентгельвином в пегматитовой жиле из второстепенных и аксессуарных минералов встречаются биотит (мелкочешуйчатый и пластинчатый), ильменит, флюорит, редкоземельный пирохлор, касситерит; в протолочках — циркон и минерал из группы приорит-бломстрандина. Изучение взаимоотношений гентгельвина с этими минералами показывает, что он выделяется позже таких минералов, как биотит, ильменит и флюорит,

которые кристаллизуются в первую стадию минералообразования (до появления в постмагматических растворах редкоземельных элементов), но раньше редкоземельного пирохлора, касситерита и титано-ниобатов. Последние возникают на конечных стадиях минералообразования.

На парагенезисе пластинчатого метакристалла гентгельвина и флюорита видно, что между образованием этих двух минера-

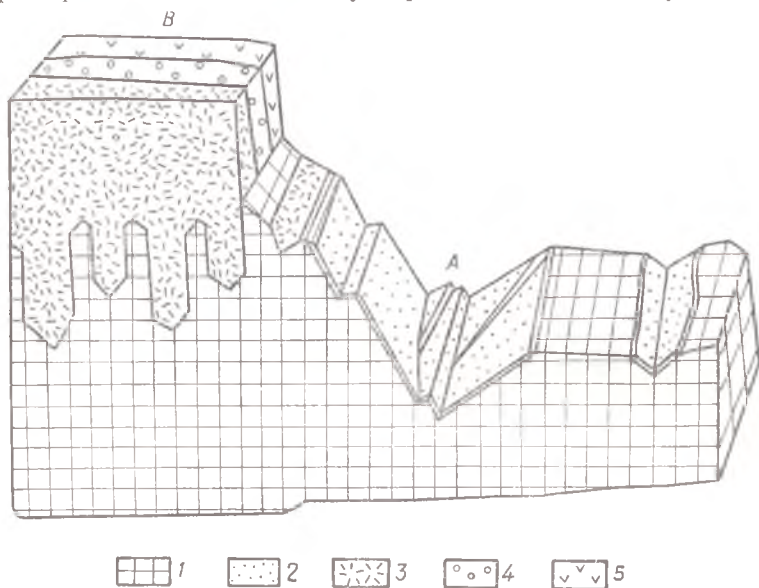


Рис. 19. Схематическая зарисовка детали строения метакристалла гентгельвина в амазоните из щелочных пегматитов (по Лунцу, 1963):

A — канавки и желобки в амазоните, на котором наблюдаются отпечатки скульптуры ступенчатого роста граней выщелоченного флюорита; *B* — зональный метакристалл гентгельвина со ступенчатой приконтактной зоной в амазоните (х5); 1 — амазонит, 2 — примазки и корочки выщелоченного флюорита, 3 — гентгельвин темно-розовый, 4 — гентгельвин светло-розовый, 5 — гентгельвин бесцветный.

лов существовал перерыв. Это выражается в интенсивном выщелачивании и растворении основной массы метакристаллов флюорита, после чего только и началось выделение гентгельвина.

Взаимоотношения гентгельвина с амазонитом также изучены на пластинчатом метакристалле гентгельвина. Приконтактная поверхность этих двух минералов неровна, извилиста и местами даже несколько прихотлива. Неровность и извилистость на границе между двумя минералами создают мелкими ступенчатыми формами роста граней гентгельвина в амазоните, где отчетливо прослеживаются тетраэдрические грани гентгельвина. Выступы, которые образуются на внешней ступенчатой поверхности его, в виде щупальцев глубоко проникают в амазонит и тем самым создают эту неровную приконтактную зону,

достигающую в ширину 0,5—0,8 мм. Ее можно рассматривать как зону, имеющую скелетное строение, а выступы и впадины, глубоко вдающиеся в амазонит,— как ветви скелета с треугольным поперечным сечением (по тетраэдру).

Таким образом, становится понятным сходство поперечных сечений скелетных ветвей гентгельвина и флюорита, кристаллизующихся в одной и той же кубической сингонии. Гентгельвин в отдельных случаях даже использует направление скелетных ветвей флюорита для собственного роста, тем самым оставляя отпечатки своих граней на сохранившихся от растворения корочках и призмах флюорита. Необходимо отметить, что ступенчатая приконтактная зона гентгельвина содержит обильные реликтовые включения амазонита, которых немного меньше в других частях пластинчатого метакристалла гентгельвина.

На основании описанного А. Е. Лунц [57] делает вывод о более поздней кристаллизации гентгельвина по отношению к амазониту и метасоматической природе гентгельвина, образованного при замещении амазонита. При этом предполагается привнос таких элементов, как Zn, Fe, Be, S и вынос в раствор K, Al и Na.

Дальнейшим изучением пластинчатого метакристалла гентгельвина выявлено зональное строение его, проявляющееся в существовании трех зон разного цвета, различного состава и физических свойств. Эти зоны имеют отчетливые границы, ширина их варьирует от 0,5 до 0,8 см и ориентированы они в соответствии с пластинчатым обликом метакристалла. В некоторых мелких тетраэдрических кристалликах гентгельвина, извлеченных из ступенчатой приконтактной зоны минерала, удается также наблюдать явление зональности. Химический состав и физические свойства этих зон показаны в табл. 4, ан. 66 б, в, г и табл. 20.

Облик уплощенного пластинчатого метакристалла гентгельвина свидетельствует об интенсивном росте его лишь вдоль плоскости трещины. Необычная его зональность указывает на одностороннее движение поступающего постмагматического раствора. Если для образования обычных форм роста минералов — метасоматического зонального строения — предполагается одинаковый приток постмагматического раствора со всех сторон и, следовательно, соприкосновение тончайшей пленки раствора со всей поверхностью растущего кристалла, то здесь существовали другие условия притока раствора. Зоны роста гентгельвина А, Б, В могли образоваться лишь при условии притока раствора с одной стороны. Этому соответствует и расположение различных составов зон гентгельвина, параллельное пластинчатому облику метакристалла.

Необходимо отметить, что образование приконтактной скелетной поверхности гентгельвина в зоне А следует связывать с той начальной стадией метасоматического образования гент-

гельвина, когда постмагматические растворы из-за слабой концентрации еще не были способны целиком замещать амазонит. Поэтому и наблюдается скелетный рост в начальной стадии образования гентгельвина и наличие именно в этой зоне основной массы реликтовых включений амазонита.

Таблица 20

Характеристика зонального метакристалла гентгельвина из щелочных пегматитов (по Лунцу и Сальдау, 1963)

| Физические свойства | Зона метакристалла | | |
|------------------------------|----------------------------------|-----------------------|----------------------------------|
| | А (центральная) | Б (средняя) | В (внешняя) |
| Форма выделения | Уплощенный пластинчатый кристалл | Уплощенный кристалл | Уплощенный пластинчатый кристалл |
| Цвет | Темно-розовый | Светло-розовый | Розовато-желтый до бесцветного |
| Блеск | Стеклянный | Стеклянный | Стеклянный |
| Излом | Раковистый и неровный | Раковистый и неровный | Раковистый и неровный |
| Твердость | 5,5 — 6,0 | 5,5 — 6,0 | 5,5 — 6,0 |
| Удельный вес | 3,55 | 3,62 | 3,67 |
| Показатель преломления | 1,752 | 1,745 | 1,742 |
| Параметр элементарной ячейки | 8,166 ± 0,003 | — | 8,112 ± 0,06 |

Описанная картина зональности в метакристалле гентгельвина свидетельствует о пульсационном поступлении постмагматических растворов. Состав пульсирующих растворов изменялся от бериллиево-железисто-цинкового в начале роста метакристалла до бериллиево-цинкового в конечной стадии его образования, что соответствует возрастающей щелочности постмагматических растворов.

Находка гентгельвина среди редкоземельных пегматитов представляет собой интерес, поскольку в пегматитах этого типа до сих пор не были обнаружены самостоятельные бериллиевые минералы. Геохимические условия для поисков самостоятельных бериллиевых минералов в редкоземельных пегматитах этого района явно неблагоприятны, ибо бериллий захватывается редкоземельными элементами (в основном элементами иттриевой группы) и кристаллизуется в виде минерала гадолинита. В исследованной пегматитовой жиле наблюдается такая геохимическая обстановка, когда к моменту образования гентгельвина постмагматические растворы были насыщены бериллием, железом, цинком и серой, но не было редкоземельных элементов. Поэтому образовался не гадолинит, а бериллий-цинковый силикат — гентгельвин, хотя на соседних участках распространения редкоземельных пегматитов на этой же стадии минерало-

образования кристаллизуется редкоземельный силикат берилля — гадолинит.

Из других находок минералов гельвиновой группы в щелочных пегматитах следует назвать гельвин в пегматитах щелочных пород **Урала**. О нем упоминала Е. М. Еськова [13] с ссылками на данные И. Е. Мальцева. На Урале он найден в парагенезисе с микроклином и корундом. Химический состав его приведен в табл. 2, ан. 8.

Заканчивая рассмотрение гельвиновой минерализации в пегматитах, следует отметить, что этот тип месторождений генетически связан с кислыми или щелочными интрузивными породами с редкометальной специализацией вообще. Для гранитоидных пород характерно повышенное содержание Be, Sn, Ta, Nb, для щелочных пород, кроме того, — TR и Ti. Пегматиты залегают как в самих интрузивных образованиях, так и во вмещающих их породах, на небольшом расстоянии от них. Характерен состав пегматитов: все они представляют собой замещенные тела, с развитой микроклинизацией, альбитизацией, ослюденением (биотит, Li-слюды). Примечательно наличие почти во всех гранитных пегматитах амазонита или микроклин-пертита, что может даже служить поисковым признаком на гельвиновую минерализацию в пегматитах. Интересна ассоциация гельвиновых минералов с другими редкометальными минералами — цирконом, колумбитом, ильменитом.

Почти во всех типах пегматитов установлено более позднее выделение гельвиновых минералов. В тех пегматитах, где в основную фазу кристаллизовались другие минералы берилля (берилл и проч.), гельвин возникал вследствие их растворения и переотложения, но во многих небериллоносных пегматитах он отлагался в более позднюю гидротермальную стадию, когда высоко- и среднетемпературными растворами бериллий привносился вместе с серой, марганцем, железом и цинком. При этом наряду с гельвином образовывались и сульфиды.

Таким образом, в собственно пегматитовых процессах гельвиновая минерализация не участвует, а является более поздней, гидротермальной, наложенной на образовавшиеся пегматитовые тела. Поэтому масштабы минерализации обычно очень небольшие и находки гельвиновых минералов (по размерам кристаллов наиболее крупных, чем во всех других типах месторождений) единичны.

ПНЕВМАТОЛИТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ТИП МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИНЕРАЛОВ ГЕЛЬВИНОВОЙ ГРУППЫ

Бериллиевые месторождения пневматолито-гидротермального генезиса, сравнительно недавно выдвинутые А. А. Беусом, А. И. Гинзбургом [6, 15, 17] как наиболее важные в промышленном отношении минеральные источники берилля, охватывают

главным образом бериллоносные альбитизированные и грейзенизированные граниты, а также месторождения берtrandит-фенакитовых формаций, выявленных в последние годы. Из гельвинсодержащих бериллиевых месторождений к этому типу следует относить щелочные полевошпатовые метасоматиты в гранитах, грейзеновые месторождения в алюмосиликатных и контактово-метасоматические (скарновые) в карбонатных породах.

Особенно широко распространены гельвиноносные скарны, которые одно время (в 40—50-х годах) считались перспективными для промышленного использования. Однако, несмотря на широкую распространенность, гельвиновая минерализация в скарнах не имеет практического значения. В грейзенах она развита сравнительно мало, но представляет значительный минералогический и геохимический интерес. Максимальные концентрации гельвина в пневматолито-гидротермальном типе бериллиевых месторождений известны в зонах метасоматически измененных гранитов — в щелочных полевошпатовых метасоматитах. Именно этот тип гельвиновых бериллиевых месторождений выделяется в настоящее время как промышленно ценный.

Щелочные метасоматиты

Общими, наиболее характерными геолого-структурными и минералогическими особенностями гельвиновых месторождений этого типа являются:

1. Расположение в краевых крупных тектонических зонах платформенных структур (щитов) или на стыках платформ и складчатых областей. Обычно эти зоны имеют характер крупных глубинных разломов, протягивающихся на десятки — сотни километров при ширине от 1 до 10—15 км.

2. Приуроченность месторождений к массивам микроклинизированных щелочных гранитов, которые отличаются существенно калишпатовым (обычно калишпат-пертитовым) составом. Для гранитоидов зон высокой тектонической активности характерна высокая степень динамотермального метаморфизма, выражающаяся в их катаклазе, рассланцевании и перекристаллизации (гнейсовые текстуры). Это предопределило высокую проницаемость пород для сквозьмагматических и постмагматических растворов, вызвавших их метасоматическое преобразование и оруденение.

3. Широкое развитие метасоматических явлений микроклинизации, альбитизации, грейзенизации как по всей площади распространения гранитов, так и (наиболее интенсивно) по отдельным нарушениям, зонам катаклаза, рассланцевания внутри последних.

4. Положение метасоматических тел, развивающихся по зонам более высокого порядка, обычно субпараллельное общему

простиранию структуры; они имеют зональное строение. Состав зон — переменный кварц-альбит-микроклин-слюдистый, отражающий метасоматическую зональность и ход процесса во времени.

5. Рассеянный характер вкрапленности гелльвиновой минерализации, реже крупногнездовой.

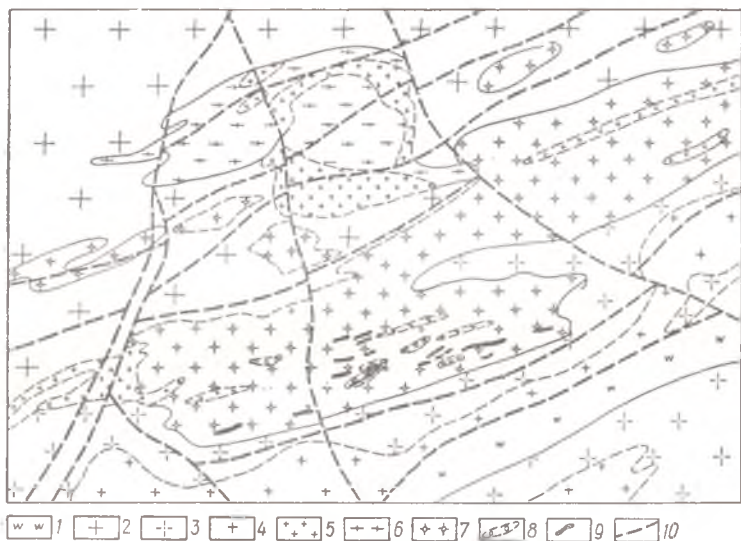


Рис. 20. Схематическая геолого-петрографическая карта центральной части тектонической зоны, в пределах которой распространены щелочные метасоматиты с гентгельвином:

1 — вторичные кварциты, 2 — крупнозернистые граниты, 3 — среднезернистые граниты, 4 — мелко- и среднезернистые граниты, 5 — мелкозернистые граниты и гранит-порфиры, 6 — сиениты, 7 — метасоматические гнейсоватые граниты (апограниты), 8 — метасоматические граниты с голубоватым кварцем, 9 — гентгельвинсодержащие щелочные метасоматиты, 10 — тектонические нарушения.

Рассмотрим геолого-структурные и минералого-геохимические особенности одного из месторождений этого типа, представленного зонами щелочного метасоматоза с гентгельвином в гранитах. На примере этого месторождения, детально изученного авторами [10—12, 26—28, 36—41, 58, 59], даются основные методические рекомендации по поискам, разведке, технологическим исследованиям и промышленной оценке гентгельвиновых рудопроявлений подобного типа (см. главу XI).

Описываемое гентгельвиновое месторождение относится к формации бериллиеносных щелочных метасоматитов [10]. Оно приурочено к крупной линейной зоне смятия на окраине кристаллического щита. Зона сложена эффузивными и интрузивными породами и в различной степени метасоматически измененными гранитоидами и осадочно-эффузивными образованиями (рис. 20).

Эффузивная серия представлена фельзитовыми и дацитовыми порфирами и диабазами, образующими массивы и тела небольших размеров в пределах разломов, ограничивающих тектоническую зону.

Среди интрузивных образований пород центральной части тектонической зоны выделяются габбро, габбро амфиболизированные, габбро-диориты, диориты и их гибридные производные, среднезернистые порфирированные граниты, различные метасоматически измененные гранитоиды.

Оруденение связано с комплексом пород гранитоидной щелочной формации. В его состав входят существенно калиевые граниты, амфибол-биотитовые сиениты и связанные с этими породами сложные метасоматические образования. Отличительной особенностью всех перечисленных пород является обогащенность щелочами (K, Na), летучими компонентами (F, S, CO₂ и др.), а также редкими и рассеянными элементами. Ведущую роль в формировании пород данного комплекса играли метасоматические процессы. Субстратом, по которому развивались эти процессы, были различные породы — средние и кислые эффузивы, гнейсы, мигматиты и гранитоиды. Преобладают метасоматически измененные граниты, относящиеся к типу апогранитов. Они содержат локальные рудные метасоматические образования, среди которых доминируют щелочные метасоматиты.

Породы указанного комплекса располагаются в центральной части тектонической зоны. Здесь они претерпели интенсивный катаклиз, что проявляется в широком развитии гнейсоватости, полосчатости и катакластических структур. На фоне общего катаклаза пород выделяются узкие (шириной 20—200 м, протяженностью тысячи метров) линейные зоны более поздних и интенсивных тектонических воздействий: милонитизации, расщепления, брекчирования. На участках широкого развития метасоматических преобразований, сопровождаемых перекристаллизацией пород, непосредственные следы катаклаза затушеваны, однако сохранились гнейсовидные и полосчатые текстуры. Это относится прежде всего к доминирующим метасоматическим образованиям района — апогранитам.

Оруденение представлено гентгельвиновыми и фенакитовыми рудами, встречающимися как совместно, так и обособленно друг от друга. Основное значение имеют гентгельвиновые руды, сопровождающиеся обычно незначительной фенакитовой минерализацией. Они локализируются в определенных зонах (рис. 20, 21), имеющих согласное с доминирующими структурными элементами залегание: северо-восточное простирание (60—80°), северо-западное падение (под углом 40—70°).

Вместе с рудоносными зонами, выходящими на поверхность, встречаются и скрытые рудные тела на глубине более 300 м. Каждая рудная зона представлена сближенными согласными

телями метасоматитов, расположенными кулисообразно. Они имеют сложную жилоподобную и линзовидную форму.

Рудные метасоматиты характеризуются зональным строением (рис. 21). В их периферических частях прослеживаются око-

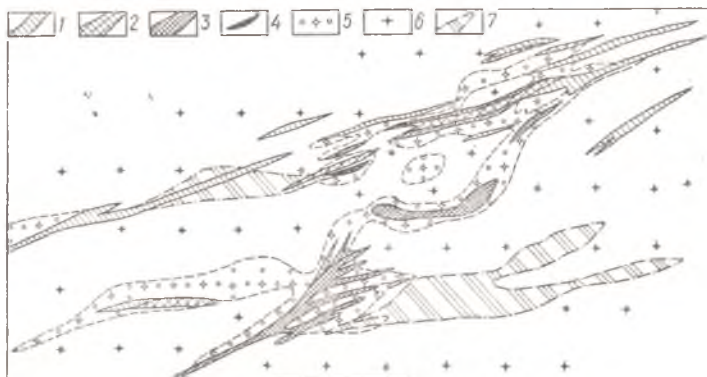


Рис. 21. Схема геологического строения центрального участка месторождения гентгельвинсодержащих щелочных метасоматитов.

Метасоматиты различного состава: 1 — кварц-полевошпатового, 2 — полевошпатового (альбит-калишпатового), 3 — слюдисто-кварц-полевошпатового, 4 — кварц-сланцевого (грейзены); 5 — метасоматические граниты с голубоватым кварцем, 6 — метасоматические граниты гнейсоватые (апограниты), 7 — проекции погруженных рудных тел на дневную поверхность.

лорудные зоны изменения — метасоматические граниты с новообразованиями голубых зерен кварца. Эти граниты окаймляют полосой 5—30 м рудные тела.

Во внутренних частях зон располагаются различные метасоматиты. В верхних частях рудных тел и зон в целом, а также в относительно приподнятых их частях располагаются альбит-калишпатовые метасоматиты с богатым гентгельвиновым оруденением. Грейзенизированные (ослюденелые) метасоматиты развиты преимущественно в нижних частях рудных тел. Кроме того, грейзены проникают по внутрирудным тектоническим нарушениям в альбит-калишпатовые метасоматиты. Последние иногда окружены участками грейзенизации, образуя стержневые «останцы» среди грейзеновых образований, обычно наиболее оруденелые. В срединных участках рудных тел наблюдаются сложные сочетания полевошпатовых и ослюденелых метасоматитов.

Наиболее оруденелыми являются центральные части рудных тел. Для них характерны раздувы, тупое выклинивание, усложненная морфология. Нижние участки имеют более выдержанные жилоподобные формы с постепенным выклиниванием (рис. 22).

Фенакитовое оруденение приурочено к зонам окварцевания среди апогранитов, мелкозернистых гранитов, сиенитов и

размещается обычно в периферических частях участков с гентгельвиновым оруденением.

Редкометальное оруденение связано с метасоматическими процессами, протекавшими в два этапа: I — региональные про-

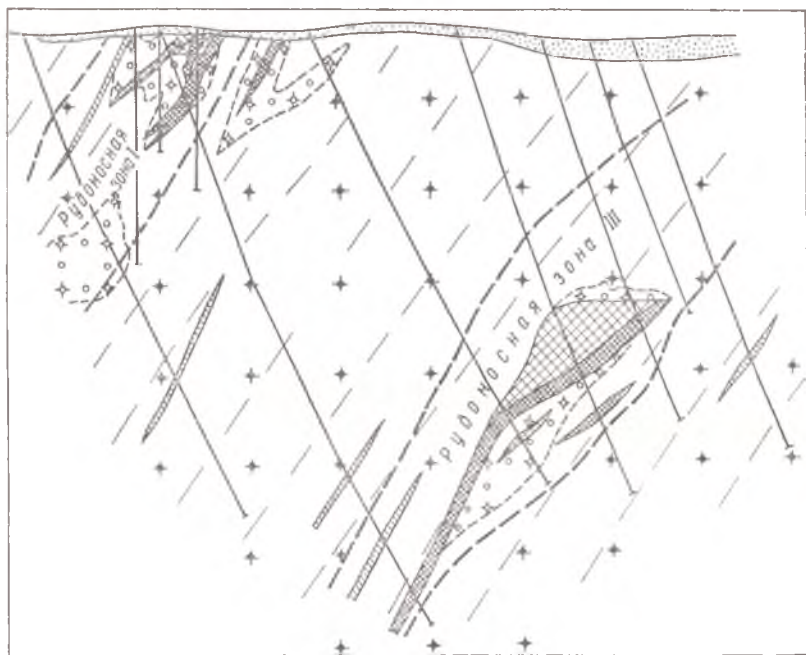


Рис. 22. Схематический геологический разрез месторождения гентгельвин-содержащих щелочных метасоматитов.

Условные обозначения те же, что и на рис. 21.

цессы аутометасоматоза и II — локальные процессы, чаще всего инфильтрационного характера (табл. 21).

К продуктам первого этапа относятся гнейсовидные метасоматически измененные граниты, соответствующие типу апогранитов. Они рассматриваются как новый тип — сидерофиллит-калишпат-пертитовых апогранитов [12]. Продукты второго этапа — редкометальные метасоматиты, среди которых основными гентгельвинсодержащими разновидностями являются альбит-калишпатовые, слюдисто-полевошпатовые и кварц-сидерофиллитовые образования. Выделяется несколько стадий метасоматических и рудообразующих процессов (рис. 23).

На стадии ранней площадной калишпатизации (I этап метасоматоза) бериллиевые минералы не выделяются, однако мобилизуются редкометальные компоненты из замещенных минералов (плагноклазов, биотита, амфиболов).

Схема развития метасоматических процессов на месторождении щелочных гентгельвиновых метасоматитов

| Стадия | Характер процесса | Основной тип образований | Характерные породообразующие минералы | Основные рудные минералы |
|---|--|----------------------------------|---|--|
| I этап — региональные метасоматические процессы (позднемагматические и послемагматические процессы ранней щелочной и кислотной стадий) | | | | |
| I | Высокотемпературный ранний калиевый метасоматоз | Метасоматические граниты | Калишпат-пертит | Циркон |
| II | Альбитизация | | Альбит | Касситерит, колумбит |
| III | Кислотное выщелачивание — высокотемпературное окварцевание и грейзенизация | | Кварц, сидерофиллит, мусковит | Вольфрамит, циркон, торит, фенакит, флюорит |
| II этап — локальные метасоматические процессы | | | | |
| I | Поздний щелочной метасоматоз | Альбит-калишпатовые метасоматиты | Калишпат-пертит | Касситерит, колумбит Гентгельвин-1 |
| | Калишпатизация | | | |
| | Альбитизация | | | |
| II | Грейзенизация | Сидерофиллитовые грейзены | Сидерофиллит, калишпат-пертит, кварц | Вольфрамит, магнетит, гентгельвин-II, виллемит, циртолит |
| III | Послегрейзеновый щелочной метасоматоз (зоны сопряженного отложения вещества) | Альбититы, микроклины | Альбит, криптопертит, микроклин, амазонит | Касситерит, гентгельвин-II, флюорит |
| IV | | | | |
| V | Собственно гидротермальная стадия | Кварцевые прожилки и жилы | Кварц, биотит, микроклин, амазонит | Гентгельвин-III, сфалерит, флюорит |
| | жильное окварцевание | | | |
| | карбонатизация | | | |
| | хлоритизация, каолинизация, ожелезнение | Зоны изменения пород | Хлорит, каолинит, гидрослюда, окислы железа | Пирит |

| Минерал | Пнеуматолизитно-гидротермальный этап | | | | | | Гидротермальный этап | | | |
|----------------------------|--------------------------------------|---------------------------|-------------------------------|--------------|--------------------------|--------------------------------|----------------------|----------------------|---------------------|--------------------|
| | I щелочная стадия | | II щелочная стадия | | III кислотная стадия | | III щелочная стадия | III кислотная стадия | | |
| | Калиштитизация, альбитизация | Окварцевание | Калишитизация | Альбитизация | Окварцевание, ослабление | | Микроклизация | Альбитизация | Окварцевание | |
| | Гнейсо-батырграниты | Граниты с голубым кварцем | Альбит-кальцитовые метасоматы | Альбититы | Аляситы | Слюдистый кварц-полевошпатовые | Грейзены | Амазонитовые жилы | Альбитовые прожилки | Окварцеванные жилы |
| Ортоклаз-пертит | | | | | | | | | | |
| Альбитизированный калиштит | | | | | | | | | | |
| Альбит | | | | | | | | | | |
| Кварц | | | | | | | | | | |
| Биотит | | | | | | | | | | |
| Ферримусковит | | | | | | | | | | |
| Мусковит | | | | | | | | | | |
| Парагонит | | | | | | | | | | |
| Алофиллит | | | | | | | | | | |
| Эгирин | | | | | | | | | | |
| Элиодит | | | | | | | | | | |
| Ставролит | | | | | | | | | | |
| Гранат | | | | | | | | | | |
| Шпинель | | | | | | | | | | |
| Флюорит | | | | | | | | | | |
| Алюмофториды | | | | | | | | | | |
| Кальцит | | | | | | | | | | |
| Хлорит | | | | | | | | | | |
| Магнетит | | | | | | | | | | |
| Маршит | | | | | | | | | | |
| Гематит | | | | | | | | | | |
| Гидрокислы железа | | | | | | | | | | |
| Вольфрамит | | | | | | | | | | |
| Галенит | | | | | | | | | | |
| Сфалерит | | | | | | | | | | |
| Пирит | | | | | | | | | | |
| Молибденит | | | | | | | | | | |
| Сидерит | | | | | | | | | | |
| Гентгельбин | | | | | | | | | | |
| Фенакит | | | | | | | | | | |
| Касситерит | | | | | | | | | | |
| Колумбит | | | | | | | | | | |
| Та-ниобат | | | | | | | | | | |
| Ильменит | | | | | | | | | | |
| Рутил | | | | | | | | | | |
| Фторкарбонаты TR | | | | | | | | | | |
| Флюоцерит | | | | | | | | | | |
| Моноцит | | | | | | | | | | |
| Ксенотим | | | | | | | | | | |
| Гадолинит | | | | | | | | | | |
| Малакон | | | | | | | | | | |
| Циркон | | | | | | | | | | |

Рис. 23. Схема последовательности минералообразования метасоматитов.

В стадию ранней площадной альбитизации и окварцевания происходит выделение колумбита, касситерита, циркона, фенакита. Возникают обширные минерализованные зоны с равномерной рассеянной вкрапленностью этих минералов — колумбитоносные и фенакитоносные граниты.

На последующей стадии (площадной грейзенизации) происходит частичное выщелачивание из указанных гранитов редкометалльных и петрогенных элементов (калия).

Дальнейшее развитие рудообразующих процессов носит локальный характер и отличается максимальной дифференциацией и концентрацией вещества (II — этап метасоматоза).

В конце стадии позднего щелочного метасоматоза при смене альбитизации окварцеванием происходит выделение идиоморфного гентгельвина первой генерации (гентгельвин-I), а также касситерита, колумбита, магнетита, циркона, фенакита.

Последующая стадия локальной грейзенизации играет особую роль в рудообразующем процессе. В тыловых ее зонах происходит интенсивное выщелачивание пород, в том числе и рудных альбит-калишпатовых метасоматитов с гентгельвином-I. Обогащенные рудными компонентами растворы, нейтрализуясь на передовом фронте грейзенизации, сбрасывают свою полезную нагрузку в форме гентгельвина второй генерации (гентгельвина-II) и других редкометалльных минералов в ослюденелых метасоматитах и сидерофиллитовых грейзенах. Особенно значительное обогащение рудными минералами происходит при взаимодействии этих растворов в верхних горизонтах с ранее сформированными щелочными альбит-калишпатовыми метасоматитами. Резкое изменение здесь режима кислотности — щелочности создает наиболее благоприятные условия для локализации оруденения. Выделение гентгельвина-II происходит и в послегрейзеновых альбититах, где концентрация Be достигает максимальных значений.

В собственно гидротермальную стадию в кварцево-жильных образованиях происходит выделение розового гентгельвина-III, а также фенакита, флюорита, вольфрамита, сфалерита, галенита, молибденита, гематита.

Можно выделить такие основные разновидности метасоматических образований: 1) гнейсоватые метасоматические граниты (апограниты); 2) окварцованные граниты; 3) метасоматиты альбит-калишпатовые; 4) метасоматиты кварц-полевошпатовые (аляскиты); 5) метасоматиты ослюденелые — слюдисто-кварц-полевошпатовые; 6) грейзены полевошпатово-слюдяные; 7) альбититы; 8) кварц-гентгельвиновые жилы.

Ниже описываются основные петрографические, петрохимические и минералогические особенности перечисленных пород. Сводные данные по их химическому составу приведены в табл. 22, а результаты количественных минералогических анализов протолочек — в табл. 23.

Метасоматические граниты (апограниты) — гнейсоватые породы преимущественно средnezернистые, часто неравномернозернистые, до порфириовидных, буровато-серовато-розового цвета. Гнейсоватость является наиболее характерным их внешним признаком. Она обусловлена линзовидно-параллельным распо-

Химический состав вмещающих гранитов, щелочных метасоматитов и грейзенов гентгельвинового месторождения, вес. %

| Компонент | Граниты | | Альбит-калишпатовые метасоматиты | | Альбититы | Аляскиты | Слюдисто-кварц-полевоспатовые метасоматиты | | Грейзены | | Кварцевые жилы |
|---------------------------------|-------------|---------------|----------------------------------|------------------|-----------|----------|--|------------------|-------------------|------------------|----------------|
| | гнейсоватые | окварцованные | Верхние горизонты | Нижние горизонты | | | Верхние горизонты | Нижние горизонты | Верхние горизонты | Нижние горизонты | |
| SiO ₂ | 74,00 | 78,00 | 61,80 | 61,50 | 67,00 | 72,70 | 63,50 | 62,00 | 63,10 | 62,86 | 71,92 |
| TiO ₂ | 0,12 | 0,10 | 0,15 | 0,117 | 0,04 | 0,05 | 0,17 | 0,18 | 0,16 | 0,17 | 0,05 |
| Al ₂ O ₃ | 11,20 | 11,20 | 17,55 | 18,06 | 14,50 | 12,30 | 17,47 | 18,00 | 17,15 | 18,28 | 9,53 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,70 | 0,26 | 1,47 | 1,26 | 0,09 | 0,14 | 2,19 | 2,19 | 2,50 | 2,36 | |
| FeO | 1,90 | 1,83 | 1,85 | 1,58 | 1,58 | 1,26 | 1,51 | 1,51 | 1,23 | 2,13 | 3,33 |
| MnO | 0,07 | 0,02 | 0,40 | 0,14 | 0,22 | 0,09 | 0,27 | 0,14 | 0,07 | 0,50 | 0,25 |
| MgO | 0,10 | 0,10 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| CaO | 0,10 | 0,10 | 0,46 | 0,33 | 0,30 | 0,15 | 0,35 | 0,64 | 0,60 | 0,68 | 0,21 |
| Na ₂ O | 3,84 | 3,78 | 4,30 | 5,88 | 6,80 | 4,73 | 4,40 | 3,88 | 4,73 | 3,97 | 1,35 |
| K ₂ O | 4,99 | 3,96 | 5,50 | 6,12 | 4,40 | 6,10 | 4,80 | 7,80 | 6,72 | 6,76 | 5,76 |
| S | Сл. | Сл. | 0,37 | 0,24 | 0,30 | 0,08 | 0,15 | 0,38 | Сл. | 0,45 | 0,67 |
| F | 1,56 | 0,57 | 0,70 | 0,57 | 0,80 | 1,27 | 1,41 | 1,41 | 1,10 | 1,60 | 1,75 |
| Ta ₂ O ₅ | 0,003 | 0,003 | 0,0033 | 0,002 | Не обн. | Не обн. | 0,005 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | Не обн. |
| Nb ₂ O ₅ | 0,030 | 0,013 | 0,020 | 0,017 | 0,005 | 0,006 | 0,023 | 0,020 | 0,023 | 0,012 | 0,005 |
| SnO ₂ | 0,003 | 0,0045 | 0,003 | 0,0045 | 0,005 | Не обн. | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,006 | Не обн. |
| ZrO ₂ | 0,09 | 0,20 | 0,16 | 0,17 | 0,18 | 0,07 | 0,17 | 0,20 | 0,17 | 0,17 | 0,15 |
| ΣTR ₂ O ₃ | 0,06 | 0,07 | 0,09 | 0,10 | 0,04 | 0,03 | 0,10 | 0,10 | 0,11 | 0,08 | 0,03 |
| BeO | 0,002 | 0,008 | до 2 | до 1 | до 1 | до 0,5 | до 0,5 | до 0,5 | до 0,5 | до 0,5 | до 2 |
| ZnO | 0,01 | 0,01 | до 4 | до 3 | до 3 | до 1 | до 1,5 | до 1,5 | до 1 | до 1 | до 4 |
| Li ₂ O | 0,11 | 0,030 | 0,015 | 0,011 | 0,019 | 0,032 | 0,064 | 0,082 | 0,086 | 0,086 | 0,017 |
| Rb ₂ O | 0,08 | 0,087 | 0,109 | 0,082 | 0,084 | 0,087 | 0,14 | 0,23 | 0,20 | 0,20 | 0,076 |
| Cs ₂ O | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 |
| Tl | Не обн. | 0,0005 | 0,0015 | 0,0011 | 0,0011 | Не обн. | 0,0019 | 0,0022 | 0,0016 | 0,0014 | 0,006 |
| Ga | 0,006 | 0,0035 | 0,003 | 0,003 | 0,004 | Не обн. | 0,005 | 0,005 | 0,008 | 0,005 | 0,003 |
| Ge | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 0,0005 |
| Cd | » » | » » | » » | » » | » » | » » | » » | » » | » » | » » | Не обн. |
| Th _{экв} | 0,013 | 0,012 | 0,024 | 0,020 | 0,007 | 0,010 | 0,015 | 0,019 | 0,019 | 0,022 | 0,07 |
| Всего | 99,341 | 100,27 | 100,468 | 99,84 | 99,337 | 99,572 | 98,435 | 100,747 | 98,751 | 101,766 | 100,677 |

ложением мелколистоватых скоплений биотита и мелкозернистых сахаровидных кварца. Структура породы от blastsgranitной до blastsцементной. Основные породообразующие минералы — это калишпат-пертит (50—75%) и кварц (15—40%). В небольшом количестве (1—5%) наблюдаются альбит, решетчатый микроклин, повсеместно (2—5%) биотит (сидерофиллит). В единичных листочках — мусковит, хлорит. Характерна обильная акцессорная минерализация: циртолит, малакон, торит, колумбит, касситерит, фенакит, флюорит, топаз, магнетит, гематит, галенит, молибденит, пирит и др.

По петрохимическим особенностям метасоматические граниты относятся к породам, пересыщенным кремнеземом и щелочами, иногда алюминием (см. табл. 22). От выделенных А. А. Беусом и др. [8] типов апогранитов они отличаются преобладанием калия над натрием, пониженным количеством алюминия, магния, повышенным — железа.

Характерная особенность — это обогащенность их летучими и редкими элементами: F, Li, Rb, Zn, Sn, Nb и др. Содержание этих элементов в описываемых гранитах соответствует уровню концентраций их в апогранитах [8]. Метасоматические граниты можно выделить в новый тип — сидерофиллит-калишпат-пертитовых апогранитов.

Метасоматические граниты с новообразованиями голубых зерен кварца (окварцованные граниты) образуют зоны околорудных измененных пород. От вмещающих апогранитов они отличаются массивной текстурой и наличием очковых включений голубоватого кварца. В них повышается содержание глинозема, а также бериллия (до 0,01%) преимущественно за счет фенакита.

Кварц-полевошпатовые метасоматиты (аляскиты) широко распространены, образуют самостоятельные жильноподобные тела мощностью 1—2 м среди гранитов, либо слагают периферические зоны сложных метасоматических тел. Структура их гетеробластовая с гранобластовым строением кварцевых скоплений, реже — гранобластовая. Состав: кварц и калишпат-пертит в переменном количестве, немного альбита, микроклина, биотита, мусковита; есть циркон, циртолит, флюорит, касситерит, гентгельвин, фенакит, колумбит, мартит, магнетит и гидроокислы железа. Содержание бериллия небольшое (0,01—0,1%). Петрохимическими особенностями этих метасоматитов являются пересыщенность кремнеземом и насыщенность щелочами.

Альбит-калишпатовые метасоматиты представляют основную рудную разновидность. Это лейкократовые среднезернистые породы, характеризующиеся четкими метасоматическими структурами. Преобладает калишпат-пертит (до 95%) в различной степени альбитизированный, в небольшом количестве — альбит, кварц, биотит, мусковит; наблюдаются гентгельвин, циртолит, пирит, касситерит, колумбит, магнетит, флюорит, гидроокислы

Количественный минеральный состав вмещающих гранитов и бериллиеносных метасоматитов гентгельвинового месторождения, вес. %

| Минерал | Граниты | | Бериллиеносные метасоматиты | | | | | | | | |
|---------|---------------|----------------|-----------------------------|------------------|---------|----------|-------------------------------|------------------|-------------------|------------------|----------------|
| | гнейсо-видные | окварцо-ванные | Альбит-калишпатовые | | Альбиты | Аляскиты | Слюдисто-кварцполево-шпатовые | | Грейзены | | Кварцевые жилы |
| | | | Верхние горизонты | Нижние горизонты | | | Верхние горизонты | Нижние горизонты | Верхние горизонты | Нижние горизонты | |

Главные породообразующие минералы

| | | | | | | | | | | | |
|---------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Полевые шпаты | 72,103 | 70,106 | 75,228 | 84,086 | 83,009 | 73,045 | 79,762 | 70,621 | 74,030 | 62,593 | 46,792 |
| Кварц | 22,180 | 25,837 | 8,201 | 3,970 | 9,549 | 23,478 | 8,185 | 7,537 | 10,438 | 14,336 | 39,713 |
| Биотит | 5,068 | 3,501 | 0,989 | 0,325 | Зн. | 0,242 | 4,751 | 7,278 | 11,992 | 10,671 | 0,203 |
| Ферримусковит | 0,018 | Зн. | 0,015 | — | 0,720 | 0,982 | 0,369 | 7,614 | 1,637 | 5,925 | 0,039 |

Второстепенные породообразующие минералы

| | | | | | | | | | | | |
|--------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Мусковит | Зн. | Зн. | — | — | — | — | Зн. | Зн. | Зн. | Зн. | — |
| Парагонит | 0,150 | 0,349 | Зн. | Зн. | — | — | » | » | » | » | — |
| Апофиллит | Зн. | 0,052 | » | » | — | — | » | » | » | » | — |
| Эгирин | — | Зн. | 0,004 | » | — | — | — | — | — | — | 0,015 |
| Эпидот | Зн. | Зн. | — | — | — | — | — | 0,007 | — | — | — |
| Ставролит | — | — | — | — | — | — | 0,001 | Зн. | Зн. | 0,001 | — |
| Гранат | — | — | — | Зн. | 0,001 | 0,011 | — | 0,001 | 0,009 | 0,041 | Зн. |
| Шпинель | — | — | — | » | — | Зн. | 0,142 | 0,002 | 0,008 | 0,035 | — |
| Топаз | — | — | — | — | — | — | Зн. | Зн. | Зн. | Зн. | — |
| Апатит | — | Зн. | — | — | — | — | — | 0,005 | » | » | — |
| Барит | — | — | — | — | — | — | 0,001 | » | » | 0,001 | — |
| Флюорит | 0,091 | 0,230 | 0,229 | 0,155 | 0,015 | 0,014 | 0,077 | 0,038 | 0,160 | 0,318 | 0,008 |
| Алюмофториды | 0,070 | 0,111 | 2,000 | 3,000 | — | — | 2,000 | — | 2,000 | 2,000 | — |

| | | | | | | | | | | | |
|---------|-----|-----|-------|-------|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-----|
| Кальцит | Зн. | Зн. | 0,002 | 0,011 | Зн. | 0,002 | 0,002 | — | 0,001 | 0,478 | Зн. |
| Хлорит | — | » | — | 0,036 | — | — | — | 0,018 | Зн. | — | — |

Рудные редкометалльные минералы

| | | | | | | | | | | | |
|----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Магнетит | 0,033 | 0,010 | 0,729 | 0,641 | 0,045 | 0,021 | 0,148 | 0,297 | 0,091 | 0,049 | 0,003 |
| Маргит | 0,101 | 0,040 | 0,626 | 0,118 | 0,050 | 0,013 | 0,408 | 0,186 | 0,276 | 0,042 | 0,002 |
| Гематит | — | — | — | — | — | 0,001 | 0,001 | Зн. | Зн. | Зн. | — |
| Гидроокислы железа | 0,061 | 0,010 | 0,086 | 0,128 | 0,029 | 0,101 | 0,086 | 0,047 | 0,073 | 0,292 | 0,046 |
| Гидроокислы марганца | Зн. | — | — | 0,022 | — | — | — | — | Зн. | Зн. | — |
| Вольфрамит | — | — | Зн. | Зн. | — | — | Зн. | — | Зн. | Зн. | — |
| Шеелит | — | — | » | » | — | — | — | — | — | — | — |
| Галенит | — | 0,001 | 0,015 | 0,008 | Зн. | Зн. | 0,012 | 0,043 | 0,004 | 0,187 | Зн. |
| Сфалерит | — | — | Зн. | Зн. | » | » | Зн. | Зн. | 0,001 | Зн. | — |
| Пирит | 0,011 | — | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,004 | 0,005 | 0,003 | 0,001 | 0,003 | Зн. |
| Пирротин | — | Зн. | Зн. | Зн. | — | — | — | — | — | — | — |
| Молибденит | Зн. | — | » | » | — | — | Зн. | — | 0,001 | Зн. | Зн. |
| Церуссит | — | — | — | — | — | — | — | Зн. | Зн. | » | — |
| Сидерит | — | — | 0,011 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Магnezит | — | — | — | 0,012 | — | — | — | — | — | — | Зн. |

Рудные редкометалльные минералы

| | | | | | | | | | | | |
|-------------|-----|-------|-------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|
| Гентгельвин | Зн. | 0,005 | до 10 | до 10,0 | до 7,0 | до 2,0 | до 4,0 | до 4,0 | до 1,5 | до 3,0 | до 15,0 |
| Фенакит | » | 0,010 | 0,306 | 0,050 | 0,043 | 0,010 | 0,016 | 0,010 | 0,100 | 0,013 | 0,101 |
| Виллемит | — | — | Зн. | Зн. | — | — | Зн. | 0,141 | 0,021 | 0,136 | — |
| Касситерит | Зн. | 0,007 | 0,006 | 0,005 | 0,006 | Зн. | 0,001 | 0,004 | 0,001 | 0,001 | 0,002 |

| Минерал | Граниты | | Бериллиеносные метасоматиты | | | | | | | | |
|--------------------------|-------------------|-----------------|-----------------------------|---------------------|---------|----------|-----------------------------------|---------------------|----------------------|---------------------|-------------------|
| | Гнейсо- видные | Окварцо- вые | Альбит-кальцикатовые | | Альбиты | Аляскиты | Слюдисто-кварцполево- шпатовые | | Грейзены | | Кварцевые жилы |
| | | | Верхние горизонты | Нижние горизонты | | | Верхние горизонты | Нижние горизонты | Верхние горизонты | Нижние горизонты | |
| Колумбит | » | 0,005 | 0,034 | 0,010 | 0,004 | » | 0,001 | 0,007 | 0,008 | 0,015 | 0,005 |
| Тантало- ниобат- ы | Зн. | — | 0,002 | Зн. | — | — | Зн. | Зн. | Зн. | Зн. | Зн. |
| Ильменит | — | — | Зн. | » | — | Зн. | Зн. | 0,003 | » | » | 0,008 |
| Рутил, анатаз | — | Зн. | — | — | — | — | Зн. | — | — | — | — |
| Фторкар- бонаты | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| TR | Зн. | 0,003 | 0,007 | 0,002 | Зн. | 0,001 | 0,007 | 0,011 | 0,012 | 0,010 | 0,024 |
| Флюоце- рит | » | 0,001 | — | — | — | Зн. | — | — | — | — | — |
| Монацит | » | Зн. | Зн. | Зн. | — | — | Зн. | — | Зн. | Зн. | — |
| Ксенотим | — | » | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Гадолинит | — | — | — | Зн. | — | — | — | 0,025 | — | — | — |
| Малакон | 0,118 | 0,170 | 0,164 | 0,093 | 0,118 | 0,046 | 0,099 | 0,225 | 0,077 | 0,131 | 0,113 |
| Циркон | 0,006 | 0,041 | 0,052 | 0,002 | — | 0,001 | 0,008 | 0,003 | 0,002 | 0,021 | 0,008 |
| Торит | Зн. | 0,010 | 0,001 | 0,002 | — | — | Зн. | 0,030 | 0,001 | 0,027 | Зн. |
| Всего | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,29 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |

Примечание. Зн. — знаки (содержание менее 0,001%).

железа, редко карбонат. Текстура этих руд вкрапленная, иногда гнездообразная, брекчиевидная.

По петрохимическим особенностям они относятся к породам, пересыщенным глиноземом и щелочами. Изучались щелочные метасоматиты верхних и нижних горизонтов месторождения (см. табл. 22, 23).

Метасоматиты ослюденелые — слюдисто-кварц-полевошпатовые также широко развиты. Представлены в различной степени грейзенизированными породами — массивными и гнейсоватыми. Структура бластокатакlastическая и бластоцементная, реже порфирокlastическая. Порфирокlastы сложены калишпат-пертитом, цементирующая масса — мелкозернистым кварцем, слюдой, альбитом, микроклином. Минеральный состав: калишпат-пертит, кварц, сидерофиллит, ферримусковит; подчиненную роль играют альбит и поздний микроклин; есть гентгельвин, фенакит, флюорит, циртолит, касситерит, колумбит, вольфрамит, бастнезит, магнетит, мартит, пирит, галенит, сфалерит. Текстура руд массивная, вкрапленная, иногда гнейсовая.

Гентгельвин поздней генерации встречается в виде мелкозернистых скоплений, а также отдельных мелких зерен изометричной формы.

По петрохимическим особенностям эти метасоматиты относятся к породам, насыщенным кремнеземом, пересыщенным глиноземом и богатым щелочами.

Грейзены — темно-серые мелкозернистые породы, гнейсоватые. Распространены ограничено, слагают маломощные (0,1—1 м) зонки среди ослюденелых метасоматитов, представляя крайние продукты процесса грейзенизации. Отличительной особенностью их является преимущественное развитие сидерофиллитовых грейзенов. Структура породы лепидогранобластовая, иногда порфирокlastическая с лепидогранобластовой структурой основной массы.

Минеральный состав (%): кварц — 45—60, слюда (сидерофиллит или ферримусковит) — 30—50, калишпат-пертит — до 5—10, в небольших количествах альбит, микроклин, флюорит, гентгельвин, фенакит, циртолит, колумбит, касситерит, бастнезит, торит, галенит, магнетит, вольфрамит, гидроокислы железа. Петрохимические особенности: насыщены или слабо пересыщены кремнеземом и богаты щелочами.

Очень своеобразны метасоматиты кварц-гентгельвин-виллемитовые, являющиеся грейзеновыми образованиями заключительной кварцевой фации. Состоят они из кварца, виллемита, гентгельвина, биотита, хлорита, карбоната. Встречаются в виде маломощных (0,1—0,5 м) зон среди сидерофиллитовых грейзенов.

Альбититы также распространены незначительно. Это наиболее поздние и интенсивно дифференцированные продукты

метасоматических процессов (послегрейзеновый щелочной метасоматоз).

Структура явно метасоматическая, в качестве реликтовых зерен наблюдается калишпат-пертит. Минеральный состав: кварц, альбит, калишпат-пертит, гентгельвин (3—30%), касситерит (образующий здесь максимальные концентрации — до 20—30%), в подчиненном количестве встречаются поздний микроклин, мусковит, флюорит, циртолит, фенакит. Текстура богатых руд приобретает характер прожилкообразный, иногда брекчиевидный. Альбититы сильно пересыщены щелочами.

К центральным частям хорошо дифференцированных метасоматитов тяготеют кварц-амазонитовые и микроклин-амазонитовые жильные и пегматоидные выделения, слагающиеся микроклином, амазонитом, альбитом, кварцем, флюоритом, гентгельвином, карбонатом (анкеритом), хлоритом.

Кварц-гентгельвиновые жилы и прожилки мощностью от нескольких миллиметров до 5—10 см располагаются обычно во внешних зонах рудных метасоматитов. В них развит гентгельвин наиболее поздней генерации (собственно гидротермальная стадия), близкий по составу к даналиту. Гентгельвин розовый, образует скопления, сложенные агрегатами идиоморфных тетраэдрических кристаллов, или сплошные массы. Размер отдельных кристаллов достигает 1—1,5 см.

На основании расчета баланса вещества выявлены основные особенности миграции элементов в развитии метасоматических процессов.

Формирование метасоматитов сопровождается интенсивным перемещением и дифференциацией вещества с выносом или накоплением элементов в разных продуктах метасоматоза. Общей закономерностью является неоднократная смена выноса определенных элементов их накоплением и наоборот, в зависимости от физико-химических условий минералообразования, главным образом кислотности — щелочности растворов.

Концентрация рудных компонентов происходит на поздних стадиях метасоматических процессов, преимущественно в щелочных метасоматитах: альбит-калишпатовых, альбититах, сидерофиллитовых грейзенах (зонах сопряженного отложения). Здесь происходит также накопление многих петрогенных элементов, прежде всего оснований калия, натрия, алюминия, титана, железа, марганца.

Выносятся интенсивно SiO_2 , в меньшей мере Ca, Mg. Степень оруденения зависит от интенсивности и глубины развития метасоматических процессов и связанной с ними дифференциации вещества.

В метасоматитах происходит накопление (в 2—20 раз и более выше кларка, вплоть до рудных концентраций) большого количества редких элементов Be, Nb, Ta, Sn, Zr, TR, Th, Li, Rb,

Cs, а также Zn, Pb, Mo, летучих компонентов F, S, CO₂ и др. В различных типах метасоматитов они распространяются неодинаково. Так, бериллий в метасоматических гранитах образует концентрации, в два раза превышающие кларковые значения; в окварцованных гранитах содержание его увеличивается; максимальных концентраций бериллий достигает в альбит-калишпатовых метасоматитах; в кварц-полевошпатовых и грейзенизированных метасоматитах (зоны выщелачивания) содержание его значительно уменьшается (см. табл. 22).

Аналогично поведение цинка и серы. В альбит-калишпатовых метасоматитах и сидерофиллитовых грейзенах в различной степени накапливаются также Nb, Ta, Sn, Zn, Rb и др. В кварц-полевошпатовых метасоматитах содержание большинства элементов понижается.

Обращает на себя внимание большое разнообразие рудных и аксессуарных минералов: в метасоматических образованиях их установлено 72. Как распределены в метасоматитах главные из них, показано в табл. 23 (данные количественного минералогического анализа представительных проб, изученных по специальной методике). Наиболее распространены (тысячные — сотые доли процента) виллемит, тантало-ниобаты, циркон, цирколит, бастнезит, монацит, ксенотим, гадолинит, касситерит, сульфиды (галенит, сфалерит, пирит, молибденит), мартит, магнетит и др.

Бериллий, как показывают количественные расчеты баланса распределения этого элемента (табл. 24), связан на 97—99% с двумя минералами: с гентгельвином (до 97%) и фенакитом (до 2—3%).

Гентгельвин распространен в метасоматитах и грейзенах очень неравномерно: участки с богатой гентгельвиновой минерализацией чередуются с участками, где этот минерал встречается в виде отдельных включений. В соответствии с генезисом метасоматитов выделяются несколько разновидностей этого минерала, отличающихся друг от друга по форме, размерам выделений, физическим свойствам и химическому составу. Характеристика всех разновидностей гентгельвина из щелочных метасоматитов и химический состав приведены в табл. 25, а формы их выделения показаны на рис. 24—31.

Как видно из данных табл. 25, характерной чертой химического состава описываемого минерала является сравнительно постоянное в образцах всех генераций содержание BeO (11,5—12,8%) и высокое содержание ZnO. Собственно гентгельвинового минерала в исследуемых образцах 83—98%. При этом цинковая составляющая возрастает по мере развития метасоматического процесса, за исключением образцов самых поздних гидротермальных генераций, связанных с кварцевыми жилами: в них резко увеличивается железистая составляющая (до 30%), а цинковая уменьшается до 60%.

В качестве элементов-примесей в гентгельвинах из щелочных метасоматитов и грейзенов описываемого месторождения установлены Ti, Al, K, Rb, Sn, TR, Cd, Ge, Ga, In, Tl и Th.

Особый интерес представляют рассеянные элементы, впервые установленные в минералах гельвиновой группы на изучав-



Рис. 24. Выделения крупных зональных кристаллов гентгельвина-I в альбите полевошпатовых метасоматитов.

Прозрачные шлифы, без анализатора.

шихся образцах минерала. Как видно из данных табл. 25, содержание кадмия в гентгельвине изменяется от 200 до 850 г/т. Наблюдается четко выраженная тенденция уменьшения содержания этого элемента в минерале от стадии к стадии процесса минералообразования, в то время как содержание цинка, наоборот, возрастает.

Содержание германия в гентгельвинах также возрастает от 8 до 45 г/т. Кстати, несколько увеличивается и количество кремнезема в том же направлении. Вероятнее всего, кадмий входит в состав минерала, изоморфно замещая цинк, а герма-

| Компонент | Щелочная стадия метасоматоза | | |
|--|---|---|---|
| | Гентгельвин-I из альбититов | Гентгельвин-I из альбит-калишпатовых метасоматитов | Гентгельвин-II из альбит-калишпатовых метасоматитов |
| SiO ₂ | 32,93 | 32,85 | 32,80 |
| BeO | 11,92 | 11,90 | 11,94 |
| MnO | 3,24 | 3,98 | 1,73 |
| FeO | 4,25 | 2,76 | 4,20 |
| ZnO | 42,76 | 43,83 | 45,81 |
| S | 4,05 | 4,09 | 4,31 |
| TiO ₂ | 0,10 | 0,13 | 0,70 |
| Al ₂ O ₃ | 0,007 | 0,007 | 0,04 |
| Na ₂ O | 0,15 | 0,09 | 0,27 |
| K ₂ O | 0,23 | 0,19 | 0,38 |
| Rb ₂ O | 0,004 | 0,007 | 0,009 |
| SnO ₂ | 0,017 | 0,010 | 0,016 |
| Cd | 0,085 | 0,05 | 0,04 |
| Ge | 0,0008 | 0,0012 | 0,0045 |
| Tl | 0,02 | 0,3 | 0,025 |
| In | 0,002 | 0,0007 | 0,0004 |
| Ga | 0,0002 | 0,0002 | 0,0002 |
| Pb | 0,029 | 0,042 | 0,05 |
| Сумма | 97,795 | 99,938 | 102,325 |
| — S = O | 2,020 | 2,04 | 2,15 |
| Всего | 95,775 | 97,898 | 100,175 |
| Кристалло-химическая формула | (Zn _{3,01} Fe _{0,34} Mn _{0,26}) ₄ Be _{2,73} Si _{3,14} O _{12,27} S _{0,73} | (Zn _{3,10} Mn _{0,32} Fe _{0,22}) ₄ Be _{2,74} Si _{3,10} O _{12,02} S _{0,98} | (Zn _{3,17} Fe _{0,32} Mn _{0,14}) ₄ Be _{2,69} Si _{3,08} O _{12,24} S _{0,76} |
| Состав в мпалах Г—Д—ГН | Г _{7,25} Д _{9,38} ГН _{83,31} | Г _{8,86} Д _{6,07} ГН _{85,07} | Г _{3,78} Д _{9,05} ГН _{87,17} |
| Физические свойства | | | |
| Форма выделения и размер | Тетраэдрические кристаллы и изометричные зерна, 0,25—0,1 мм | Правильные зональные тетраэдрические кристаллы, 0,5—1,0 мм иногда крупнее | Мелкие идиоморфные пезональные кристаллы, зерна неправильной формы, 0,07—0,25 мм |
| Цвет | Светло-коричневый | Светло-коричневый | Желтый, розовато-желтый |
| Магнитная восприимчивость (единиц CGSE) | 11,2 · 10 ⁻⁶ | 16 · 10 ⁻⁶ | 14 · 10 ⁻⁶ |
| Удельный вес <i>d</i> | 3,66 | 3,60 | 3,64 |
| Показатель преломления <i>n</i> | 1,741 | 1,740 | 1,740 |
| Параметр элементарной ячейки <i>a</i> ₀ | 8,135 | 8,130 | 8,128 |

| Кислотная стадия метасоматоза | | | Гидротермальная стадия |
|---|---|---|---|
| Гентгельвин-II из повошпат-кварц-слоистых метасоматитов | Гентгельвин-III из грейзенов | Гентгельвин-III из ферримусковитовых грейзенов | |
| 34,69 | 34,60 | He опр. | 33,84 |
| 12,00 | 11,60 | 11,60 | 12,83 |
| 2,98 | 0,76 | 1,85 | 1,92 |
| 2,02 | 0,92 | 3,60 | 13,54 |
| 42,45 | 50,30 | 37,40 | 33,32 |
| 4,26 | 4,08 | He опр. | 4,05 |
| 0,29 | He обн. | » » | 0,11 |
| 0,008 | Сл. | » » | 0,01 |
| 0,08 | 0,10 | » » | 0,04 |
| 0,29 | 0,40 | » » | 0,18 |
| 0,011 | 0,012 | » » | 0,004 |
| 0,014 | 0,015 | » » | 0,015 |
| 0,03 | 0,02 | » » | 0,024 |
| 0,0022 | 0,0017 | » » | 0,0013 |
| 0,5 | 0,02 | » » | 0,25 |
| 0,0009 | 0,002 | » » | 0,0018 |
| 0,0012 | 0,0011 | » » | 0,0002 |
| 0,09 | 0,01 | » » | 0,001 |
| 99,217 | 102,842 | — | 99,912 |
| 2,13 | 2,04 | — | 2,02 |
| 97,087 | 100,802 | — | 97,892 |
| (Zn _{2,94} Mn _{0,24} Fe _{0,16}) ₄ Be _{2,71} Si _{3,26} O _{12,25} S _{0,71} | (Zn _{0,36} Mn _{0,08} Fe _{0,06}) ₄ Be _{2,70} Si _{3,35} O _{12,25} S _{0,75} | — | (Zn _{2,28} Fe _{1,05} Mn _{0,15}) ₄ Be _{2,86} Si _{3,14} O _{12,28} S _{0,72} |
| Г _{7,10} Д _{4,75} ГН _{88,15} | Г _{1,7} Д _{2,0} ГН _{96,3} | Г _{4,9} Д _{9,3} ГН _{85,8} | Г _{4,33} Д _{30,5} ГН _{65,52} |
| Бесформенные неправильные зерна, ксеноморфно выполняющие межзерновые участки в кварце, полевых шпатах, 0,04—0,25 мм Серовато-желтый | Отдельные гипидиоморфные и идиоморфные зерна, реже правильные выделения, до 0,1 мм Бесцветный | Мелкие каплевидные и неправильной формы зерна, 0,02—0,1 мм Светло-серый, желтоватый He опр. | Сплошные выделения идиоморфных кристаллов, зерна, 0,15—1,5 мм Розовый |
| 12,6 · 10 ⁻⁶ | 5 · 10 ⁻⁶ | | 23,5 · 10 ⁻⁶ |
| 3,60 | 3,66 | 3,00 | 3,52 |
| 1,740 | 1,740 | 1,741 | 1,745 |
| 8,128 | 8,117 | 8,130 | 8,143 |

ний замещает кремний. Исключительно высоко содержание Тl, достигающее от сотен граммов до килограмма на тонну и выше. Этот элемент вообще очень характерен для процессов калневого метасоматоза на месторождении, поскольку имеет с калием много общих схожих черт по кристаллохимическим особенностям.

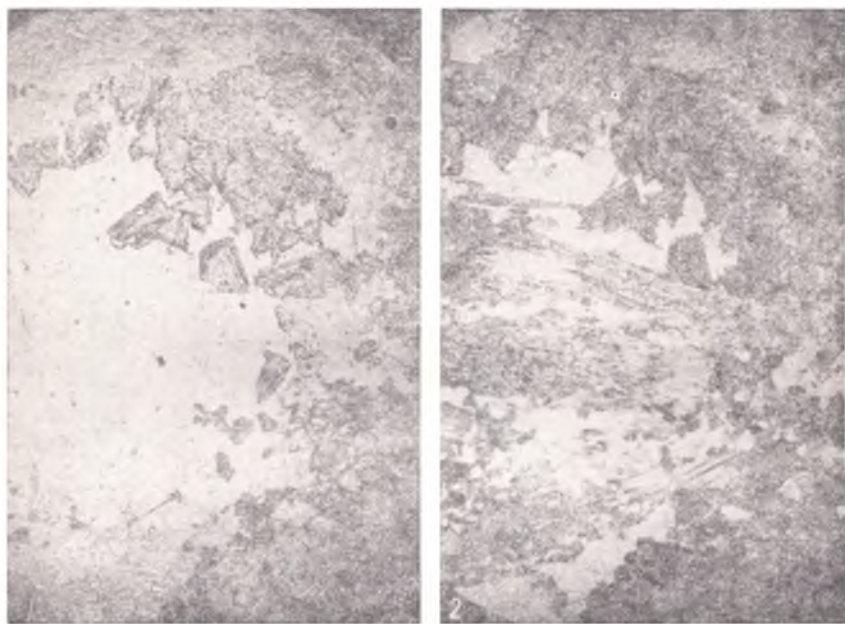


Рис. 25. Сплошные выделения и агрегаты тетраэдрических кристаллов гентгельвина-I в полевошпатовых метасоматитах.

Прозрачные шлифы, диаметр поля зрения 3,9 мм: 1 — без анализатора, 2 — с анализатором.

Содержания индия и галлия невысоки и обычно не превышают первых граммов на тонну.

Весьма существенные различия наблюдаются в формах выделения гентгельвина. Ранние генерации минерала представляют собой правильные тетраэдрические кристаллы размером до 1 мм, редко более. Характерно зональное строение кристаллов, причем зональность имеет первичное происхождение (рис. 26). Затем в стадию кислотного выщелачивания и грейзенизации происходит разрушение, растворение раннего гентгельвина (рис. 27—29) и переотложение его в грейзенах в виде более мелких кристаллов, часто неправильных выделений (рис. 30).

Фенакит в метасоматитах и грейзенах месторождения имеет резко подчиненное значение. Он распространен в виде отдельных зерен, реже их агрегатов, обычно приурочен к участкам

окварцевания (рис. 32). Формы зерен различны: короткопризматические кристаллы, чаще неправильные ксеноморфные зерна, иногда округлые, как бы чечевицеобразные. Размер их от сотых до десятых долей миллиметра. Минерал бесцветный прозрачный, с сильным стекляннным блеском, удельный вес 2,97—3,02,



Рис. 26. Зональный тетраэдрический кристалл гентгельвина-I с двумя начальными центрами кристаллизации в полевошпатовом метасоматите; корродируется кварцем начальной стадии грейзенизации.

Прозрачный шлиф, диаметр поля зрения 2,1 мм; с анализатором.

магнитной восприимчивости нет. В катодных лучах люминесцирует синим цветом.

В альбититах и полевошпатовых метасоматитах фенакит выделяется в альбитизированном калишпате, в альбитовых прожилках, в участках раннегрейзенового окварцевания. В грейзенизированных метасоматитах и грейзенах он приурочен также к участкам окварцевания.

По химическому составу фенакиты из разных метасоматитов почти не различаются между собой. В фенакитах из окварцован-

ных гранитов содержание BeO 42,7, SiO_2 51,0, в фенакитах из метасоматитов BeO 44,3, SiO_2 54,8, в фенакитах из грейзенизированных метасоматитов и грейзенов BeO 43,7, SiO_2 55, а из гидротермальных кварцевых жил соответственно 44 и 54%.

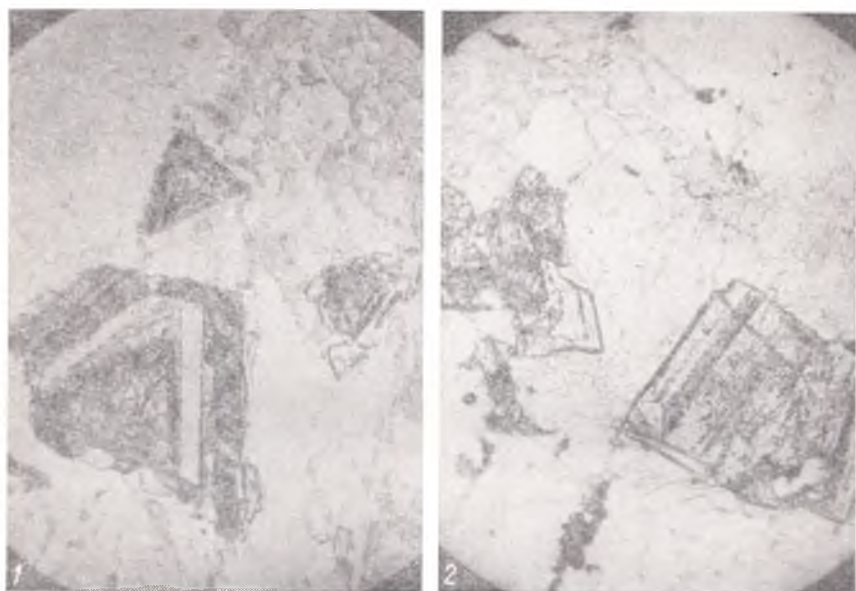


Рис. 27. Коррозия и разрушение зональных тетраэдрических кристаллов гентельвина-1 кварц-слюдяным агрегатом ранней стадии грейзенизации полевошпатовых метасоматитов.

Прозрачные шлифы, диаметр поля зрения 2,1 мм: 1 — с анализатором; 2 — без анализатора.

Таким образом, как уже было сказано, бериллиевое минералообразование тесно связано с метасоматическими процессами, широко развитыми в районе и охватывающими огромные массы различных по составу пород.

Возникновение рудных концентраций бериллия и ряда других редких элементов вызвано в основном мобилизацией и перераспределением рудного вещества в связи с метасоматическими процессами при активном участии щелочей и летучих компонентов.

Изучение состава элементов-примесей в породообразующих и аксессуарных минералах показало, что на общем фоне накопления рудных компонентов происходит их неоднократное перераспределение с резким увеличением дисперсии содержаний, сопровождающееся явлениями самоочистки (автолизин) поздних генераций породообразующих минералов (полевые шпаты, блотит, эгирин и др.).

Широкое развитие процессов замещения ранних минеральных ассоциаций (более меланократовых с большой изоморфной емкостью) поздними (лейкократовыми), сопровождающееся уменьшением содержания и полным исчезновением некоторых

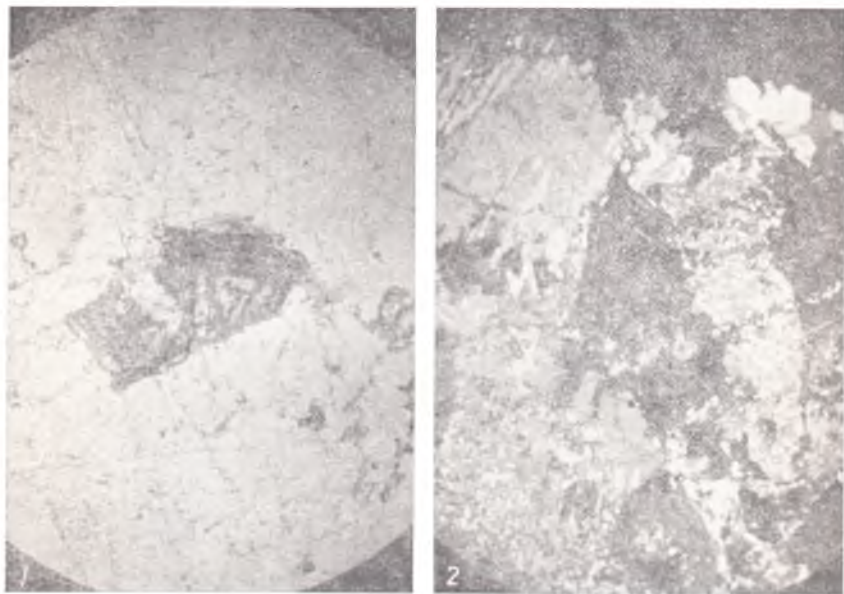


Рис. 28. Остаток корродированного зонального тетраэдрического кристалла гентгельвина-1 в зоне интенсивного ослюденения (грейзенизации) полевошпатового метасоматита.

Прозрачный шлиф, диаметр поля зрения 2,1 мм: 1 — без анализатора, 2 — с анализатором.

минералов с наибольшей изоморфной емкостью (плагноклазов, пироксенов, амфиболов, биотитов, магнетита и др.), приводит к высвобождению элементов-примесей, рассеянных в минералах ранних генераций. При этом полевые шпаты, особенно плагноклазы, являются источником Be, Zn, TR, Sn, Cs, Mo (содержание которых в общем уменьшается в наиболее поздних генерациях этих минералов); темноцветные минералы (пироксены, амфиболы, оливины, биотиты) — Be, Zn, Li, Cs, V, Sc, Sn, Ba, Sr; рудные и акцессорные минералы (сфен, магнетит, ортит, ильменит и др.) — Be, Zn, Zr, TR, Nb, Ta, Sn.

Большое значение имеет почти полное исчезновение основных и средних плагноклазов, сменяющихся калишпатом и альбитом.

Концентрация бериллия в форме гентгельвина определяется, на наш взгляд, такими причинами:

1) широким развитием метасоматических процессов с переработкой больших масс пород, что обеспечило мобилизацию

и обогащение рудообразующих растворов (особенно на конечных этапах их эволюции) большим количеством компонентов — Be, Zr, Fe, Mn, Sn, Nb, Ta, W, Pb, Mo, S, F, CO₂ и др., т е всеми компонентами, необходимыми для образования гентгельвина;



Рис. 29. Остатки крупных зональных тетраэдрических кристаллов гентгельвина-I, корродированных кварцем, и выделения мелких тетраэдрических кристаллов гентгельвина-II в участке грейзенизации полевошпатового метасоматита.

Прозрачные шлифы. диаметр поля зрения 3,9 мм; без анализатора.

2) преимущественно щелочной обстановкой среды минералообразования, обеспечивающей интенсивное связывание алюминия щелочами (избыток K и Na) в алюмосиликаты, а также алюмофториды, что создает наиболее благоприятные условия для образования гентгельвина, а не берилла или других силикатов и алюмосиликатов Be;

3) восстановительными условиями среды;

4) активной ролью серы при меньшем участии фтора, а также наличием таких элементов-осадителей, как цинк, марганец, железо.

Длительное и полное развитие метасоматических процессов обусловило относительную стабильность обстановки минералообразования, что способствовало образованию больших концентраций гентгельвина, значительному его распространению, а также появлению нескольких генераций этого редкого минерала.

Изучение вещественного состава технологических проб всех разновидностей метасоматитов месторождения показало, что,

несмотря на довольно резкие петрохимические и петрографические их различия, во всех них баланс распределения бериллия одинаков: в основном этот элемент связан с гентгельвином, меньше — с фенакитом и почти не рассеивается в порообраз-



Рис. 30 Мелкие неправильной формы выделения гентгельвина II (темно-серое) в слюдястом агрегате кварц-слюдисто-полевошпатовых метасоматитов.

Прозрачные шлифы, диаметр поля зрения 2,1 мм; с анализатором.

зующих минералах. Собственно этим и определяются благоприятные минералого-технологические свойства руд, позволившие получать из них высокосортные бериллиевые концентраты.

В похожей геолого-структурной обстановке, в пределах области позднепротерозойской активизации платформенных сооружений, обнаружен новый рудный район с гельвиновой минерализацией. Он характеризуется глыбово-блоковым строением с контрастной амплитудой перемещения отдельных блоков и приурочен к выступу докембрийского фундамента.

Бериллиевое оруденение относится к той же рудной формации — бериллиеносных щелочных метасоматитов — и связано со своеобразными щелочными метасоматитами — амфиболизированными и альбитизированными породами, развивающимися по диабазам и гранитам.

Описываемый выступ фундамента залегает под чехлом осадочных пород на сравнительно небольшой глубине — до 50—

100 м. Он сложен древними докембрийскими эффузивно-осадочными и метаморфическими породами, образующими асимметричную антиклинальную складку почти субширотного ($270-310^\circ$) простирания. В шарнире складки находится массив гранитоидных пород, положение которого контролируется тектоническими нарушениями, образующими единую зону разломов.

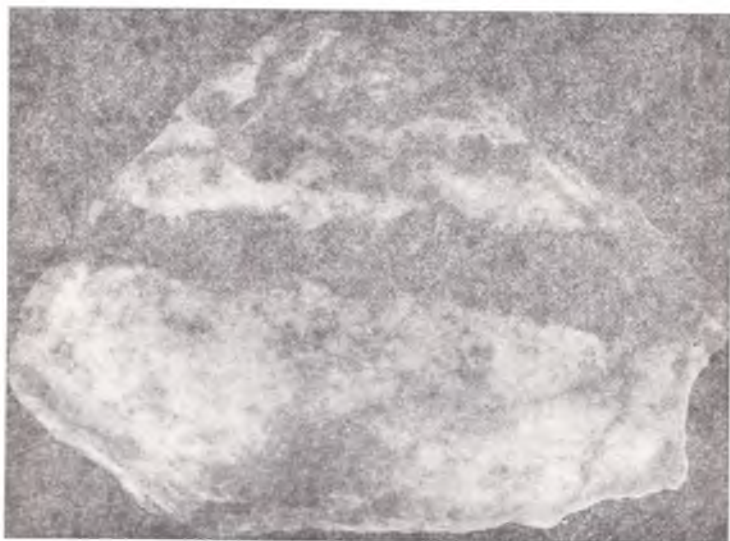


Рис. 31. Прожилковые выделения (темно-серые) наиболее позднего даналит-гентгельвина в альбитизированном метасоматите.
Фото шлифованного штуфа.

В осевой части массива гранитоидов проходит мощный дайковый пояс диабазов, простирающийся субширотно — согласно общему направлению зоны. И гранитоидные породы, и дайки диабазов, возраст которых датируется как среднепротерозойский, подвергнуты по отдельным зонам более поздним метасоматическим изменениям, в результате которых образовались новые, своеобразные по составу метасоматические породы.

Метасоматические изменения диабазов наблюдаются в дайках этих основных пород по определенным тектоническим зонам и образуют тела метасоматитов мощностью в среднем около 6 м, залегающие в диабазах почти горизонтально. Эти изменения диабазов по зонам проявляются в амфиболлизации, ослюднении, альбитизации и более позднем окварцевании.

Минеральный состав тел метасоматитов довольно изменчивый, они сложены породами кварц-альбит-слюдистого (биотит-ферримусковитового) и кварц-альбит-амфиболового (актинолит-эденитового) составов, сложно переслаивающимися между собой.

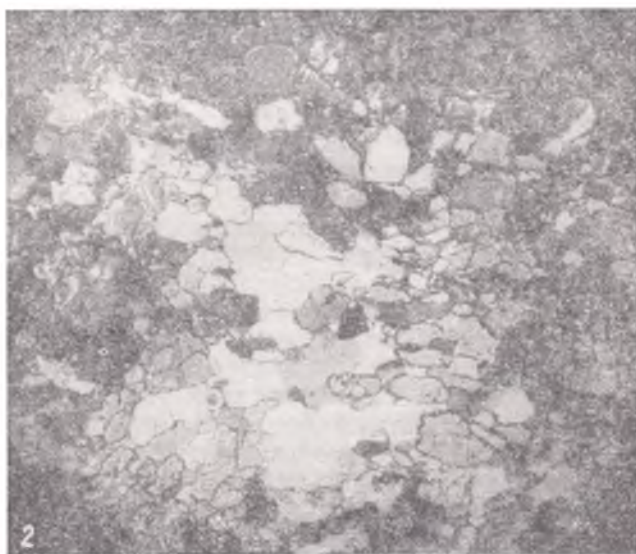


Рис. 32. Выделения мелких неправильных зерен фенакита совместно с магнетитом в участке окварцевания полево-шлатового метасоматита.

Прозрачные шлифы, диаметр поля зрения 0,8 мм: 1 — без анализатора, 2 — с анализатором.

Метасоматиты по вмещающим диабазы гранитоидным породам развиваются также в виде отдельных горизонтально залегающих зон вдоль тектонических нарушений. Состав их изменчивый — это в основном кварц-калишпат-альбиты. Таким образом, метасоматические изменения в диабазовых и гранитоидных породах носят единый щелочной характер с преобладанием натриевого метасоматоза.

Кварцевые жилы являются наиболее поздними образованиями, встречаются как в гранитах и в метасоматитах по ним, так и в метасоматитах по диабазам. Падение кварцевых жил разнообразное, чаще крутое $45\text{--}80^\circ$, реже $15\text{--}30^\circ$, в телах метасоматитов залегают согласно с ними, нередко выполняя центральную часть тел и, возможно, представляют собой продукты конечных стадий метасоматоза — зоны интенсивного прокварцевания. Контакты жил с вмещающими метасоматитами непрямолинейные, изломанные, но четкие. Мощность жил от $5\text{--}10\text{ см}$ до полуметра, редко больше. Выполнены они светло-серым сливным трещиноватым кварцем, иногда кавернозным. Изредка в кварце встречаются включения розовато-красного полевого шпата и флюорита.

В метасоматитах по диабазам гельвиновая минерализация встречается главным образом в породах кварц-альбит-слюдистого состава и очень редко в других разновидностях.

Метасоматиты первой разновидности представляют собой крепкую плотную мелко-равномернозернистую породу темно-серого до черного цвета. Содержат кварца и актинолита по 6% , полевых шпатов, главным образом альбита, 25 , слюды (в основном ферримусковита, немного биотита) около 55 и кальцита до 7% . В количестве сотых — десятых долей процентов в породе находятся как акцессории магнетит, сфен, гранат, апатит, флюорит, акмит и гельвиновые минералы. В единичных знаках установлены другие минералы бериллия — фенакит, лейкофан, гадолинит.

Гельвиновые минералы в этих метасоматитах встречаются в виде редкой спорадической вкрапленности мелких отдельных зерен, реже тетраэдрических кристаллов. Иногда они образуют агрегативные скопления размером до 1 см . В основном же это мелкие выделения, наблюдаемые только под микроскопом в прозрачных шлифах. Здесь различаются две разновидности гельвиновых минералов. Первая — это сравнительно крупные, до $0,5\text{ мм}$, зерна в альбите, часто правильной формы тетрагональные кристаллы (в шлифе трех- и четырехугольного очертания) с прямыми гранями (рис. 33). В проходящем свете гельвин светло-серый, прозрачный, изотропный, корродируется слюдой. Вторая разновидность наиболее распространенная, представлена мелкими ($0,01\text{--}0,02$ до $0,1\text{ мм}$) округлыми и каплевидными зернами в альбит-ферримусковитовом агрегате. Этот гельвин более темный, буровато-серого цвета в проходящем

свете, прозрачный и полупрозрачный, изотропный. Нередко встречается в участках интенсивного ослюденения в ферримусковите, как в виде отдельных включений, так и группами зерен, иногда по линейным зонам.

Для изучения физических свойств и состава небольшое количество гельвинных минералов было выделено из протоочки

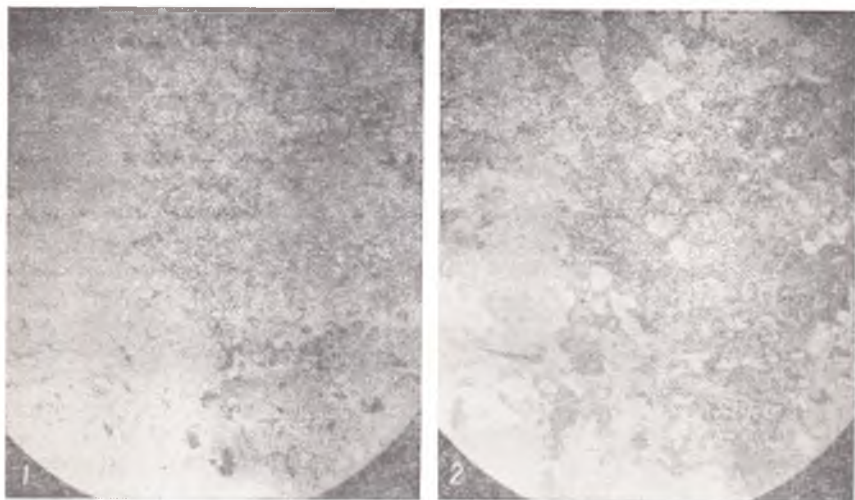


Рис. 33. Правильные тетраэдрические кристаллы гельвин-гентгеллина в альбитовом участке альбит-слюдистого метасоматита по диабазам.

Прозрачные шлифы, диаметр поля зрения 0,64 мм: 1 — без анализатора, 2 — с анализатором

кварц-альбит-слюдистых метасоматитов. В протоочке они встречаются в электромагнитных фракциях с удельным весом $d \leq 3,5$ (легких от жидкости Рорбаха), главным образом в свободных выделениях, и представляют собой зерна неправильной формы и обломки тетраэдрических кристаллов размером 0,07—0,1 мм и менее, очень редко встречаются в классах крупнее 0,1 мм. Цвет зерен бледно-желтый, блеск яркий, жирный. В иммерсионных препаратах бесцветный, прозрачный, изотропный; измеренный показатель преломления $n = 1,733$.

По рентгеноструктурным исследованиям параметр элементарной ячейки, вычисленный по дебаеграмме минерала, равен $a_0 = 8,217 \text{ \AA} \pm 0,002$. По физическим свойствам (n и a_0) состав минерала в миналах гельвин — даналит — гентгеллин вычислен по диаграмме Гласса — $\Gamma_{61}\text{Д}_4\text{ГН}_{32}$. Таким образом, он является гентгеллин-гельвинным членом системы, поскольку содержит цинковой составляющей 32 и марганцевистой 64% при незначительном количестве (4%) железистого компонента.

В метасоматитах по гранитам гельвиновые минералы встречаются реже, как правило, в виде единичных изометричных

зерен или правильных кристаллов — тетраэдров (рис. 34). Все их выделения приурочены к калишпатовым участкам метасоматитов вблизи зон альбитизации или к альбитовым участкам. Размер зерен — от сотых долей до 0,1 мм

В протолочке гранитных метасоматитов гельвиновые минералы концентрируются в электромагнитных легких и тяжелых

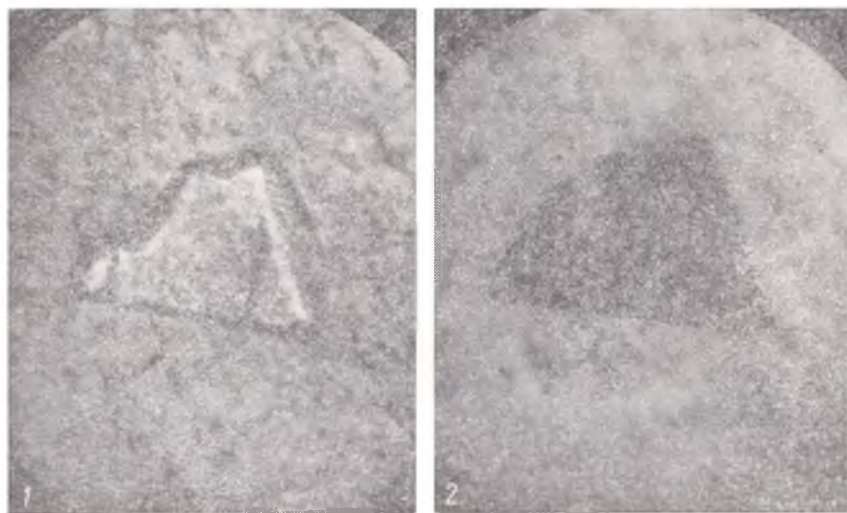


Рис. 34. Мелкий единичный кристалл (обломок тетраэдра) даналита в калишпате метасоматически измененных гранитов.

Прозрачные шлифы, диаметр поля зрения 0,28 мм: 1 — без анализатора, 2 — с анализатором.

от жидкости Рорбаха фракциях: минералы обладают магнитной восприимчивостью и удельным весом около 3,5. Обычно гематитизированы и находятся в микросрастаниях с сидеритом. Измеренный показатель преломления минерала $n = 1,748$. Вычисленный по дебаеграмме параметр элементарной ячейки $a_0 = 8,20$ Å. Минерал по составу, установленному по диаграмме Гласса, является существенно даналитовым членом системы $\text{G}_{36}\text{D}_{43}\text{GH}_{21}$ при значительном содержании гельвинового (36%) и гентгельвинового (21%) компонентов.

Больше всего распространена гельвиновая минерализация в маломощных (10—30 см) кварцевых прожилках в метасоматитах по гранитам и диабазам. В метасоматитах по гранитам встречены кварцевые прожилки с даналитом на глубине 160—180 м. В отличие от метасоматитов, в кварцевых прожилках находится одна разновидность гельвиновых минералов — даналит. Встречается он в сравнительно крупных выделениях — в виде отдельных участков и в прожилках толщиной до 1 см, сложенных мелкозернистым агрегатом зерен этого минерала,

а также в виде отдельных довольно крупных правильных кристаллов — тетраэдров размером до 1—2 см. Зерна, слагающие мелкозернистые агрегаты, и кристаллы даналита имеют в массе темный буровато-вишневый цвет и тусклый блеск, микроскопически не отличаются друг от друга.

В метасоматитах по диабазам кварцевые прожилки с даналитом встречены в одной скважине на глубине 33,5 м. Здесь даналит светло-коричневого цвета, образует гнездообразные скопления в кавернах трещиноватого серого кварца.

Изучение физических свойств и химического состава (табл. 3, ан. 59, 60, 61) даналитов из кварцевых прожилков проводилось на материале монофракций, выделенных из протолок этих образований. Всего было выделено три разновидности даналита из кварцевой жилы, залегающей в метасоматитах по гранитам, и одна разновидность даналита из кварцевой жилы в диабазовых метасоматитах.

Первая, наиболее распространенная разновидность даналита из кварцевых жил в гранитах — гематитизированный темно-вишневый даналит — представлена в протолочке неправильными остроугольными обломками, часто со сглаженными ребрами. Минерал непрозрачный, цвет темно-вишневый с буроватым оттенком; блеск жирный, тусклый. Магнитная восприимчивость очень слабая. Измеренный пикнометрически удельный вес $d = 3,47$, измеренный показатель преломления $n = 1,752$. Вычисленный по дебаеграмме параметр элементарной ячейки $a_0 = 8,193 \pm 0,001$ А. Эти физические константы соответствуют минералу даналитового состава. Пересчет химического анализа (табл. 26) образца на состав его в миналах гельвин — даналит — гентгельвин подтверждает его принадлежность к даналиту: $\Gamma_{21,9}D_{50,9}GH_{27,2}$ (рис. 35, 3).

Химическим анализом в даналите этой разновидности установлено содержание окисного железа $Fe_2O_3 = 29\%$, которое находится в виде тонкой, пропитывающей минерал пыли гематита. Таким образом, этот образец представляет собой тонкую смесь даналита и гематита, что подтверждается и данными рентгеноструктурного анализа. Гематит удаляется из смеси путем растворения порошка в HCl концентрации 1:5, но при этом частично растворяется и сам даналит.

Интересной особенностью химического состава данной разновидности даналита является наличие в нем повышенного содержания кадмия (0,07%) и рассеянных элементов — германия (0,0015%), индия (0,0006%) и галлия (0,0005%).

Вторая разновидность его из той же кварцевой жилы представлена бледно-розовыми кристаллическими зернами, встречающимися совместно с гематитизированным даналитом в виде угловатых обломков и правильных кристаллов-тетраэдров. Параметр элементарной ячейки $a_0 = 8,196 \pm 0,002$ и показатель преломления $n = 1,747$ близки к константам даналита первой

Характеристика даналитов из кварцевых жил в метасоматически измененных платформ

| Физические свойства | Темно-вишневый бурый даналит из кварцевых жил в метасоматически измененных гранитах |
|--|--|
| Форма выделения | Тетраэдрические кристаллы, неправильные зерна и их агрегаты |
| Цвет | Темно-вишневый с буроватым оттенком |
| Блеск | Жирный, тусклый |
| Удельный вес d | 3,47 |
| Показатель преломления n | 1,752 |
| Параметр элементарной ячейки $a_0, \text{Å}$ | $8,193 \pm 0,001$ |
| Кристаллохимическая формула | $(\text{Fe}_{1,08}\text{Zn}_{0,58}\text{Mn}_{0,46})_4\text{Be}_{2,54}\text{Si}_{2,04}\text{O}_{12,37}\text{S}_{0,6}$ |
| Состав в миналах | $\Gamma_{21,9} \text{ Д}_{50,9} \text{ ГН}_{27,2}$ |

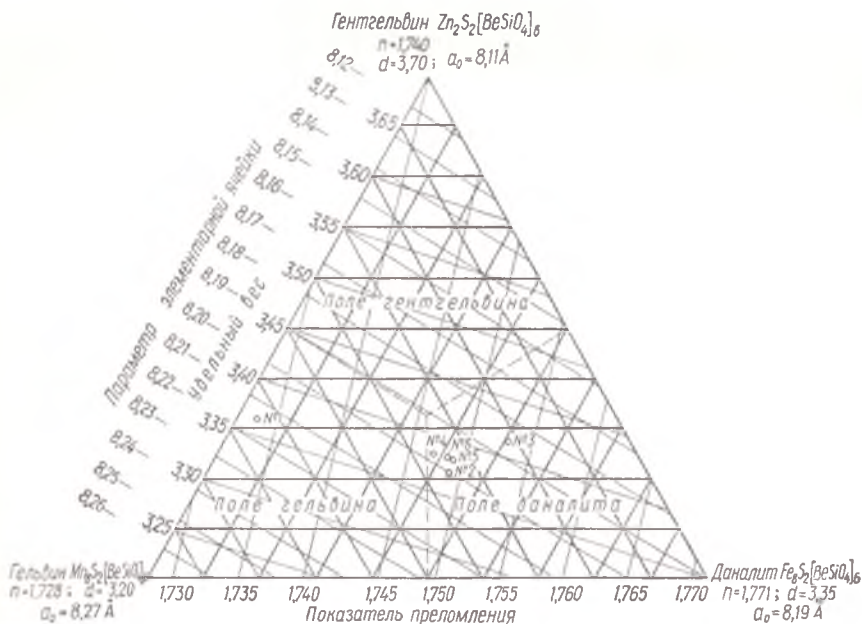


Рис. 35. Изученные образцы гельвиновых минералов из метасоматически измененных диабазов и гранитов:

1 — гельвин-гентгельвин $\Gamma_{64}\text{Д}_{14}\text{ГН}_{32}$ из альбит-слюдистых метасоматитов по диабазам, 2 — даналит $\Gamma_{36}\text{Д}_{43}\text{ГН}_{21}$ из метасоматически измененных гранитов, 3—5 — даналиты $\Gamma_{22}\text{Д}_{51}\text{ГН}_{27}$, $\Gamma_{36}\text{Д}_{39}\text{ГН}_{25}$ и $\Gamma_{33}\text{Д}_{44}\text{ГН}_{23}$ из кварцевых прожилков и метасоматически измененных гранитов, 6 — даналит $\Gamma_{34}\text{Д}_{43}\text{ГН}_{19}$ из кварцевого прожилка в метасоматически измененном диабазе (цифры на рисунке — номера образцов).

гранитах и диабазах кристаллического выступа Восточно-Европейской

| Бледно-розовый даналит из кварцевых жил в метасоматически измененных гранитах | Светло-серый даналит из кварцевых жил в метасоматически измененных диабазах |
|---|--|
| <p>Отдельные мелкие зерна неправильной формы со скорлуповатой, ноздреватой поверхностью</p> <p>Бледно-розовый с белыми продуктами изменения</p> <p>Тусклый, жирный до матового</p> <p>3,35</p> <p>1,750</p> <p>8,196</p> <p>$(\text{Fe}_{1,31}\text{Mn}_{1,00}\text{Zn}_{0,68})_4\text{Be}_{3,08}\text{Si}_{2,74}\text{O}_{12,12}\text{S}_{0,88}$</p> <p>$\Gamma_{33,5}\text{D}_{43,9}\text{ГН}_{22,7}$</p> | <p>Бесформенные зерна, реже тетраэдрические кристаллы</p> <p>Светло-серый с коричневым оттенком</p> <p>Жирный</p> <p>3,40</p> <p>1,750</p> <p>$8,204 \pm 0,002$</p> <p>$(\text{Fe}_{1,37}\text{Mn}_{1,23}\text{Zn}_{0,86})_4\text{Be}_{2,64}\text{S}_{2,73}\text{O}_{12,14}\text{S}_{0,86}$</p> <p>$\Gamma_{34}\text{D}_{42}\text{ГН}_{24}$</p> |

разновидности. Количество бледно-розового кристаллического даналита невелико. Полным полуколичественным спектральным анализом в нем обнаружено повышенное содержание всех главных элементов даналита (Si, Fe, Mn, Zn, Be $\gg 0,5\%$) и элементы-примеси (%): Zr 0,03, Cu 0,01, Al 0,005, K 0,003.

Судя по значениям $a_0 = 8,196 \text{ \AA}$ и $n = 1,747$, исследованный минерал является существенно железистым (даналитовым) членом ряда гельвин — даналит — гентгельвин; его ориентировочный состав в миналах: $\Gamma_{36}\text{D}_{39}\text{ГН}_{25}$ (рис. 35, 4).

Третья разновидность даналита из кварцевых жил в гранитах представлена бесформенными зернами, нередко со скорлуповатой ноздреватой поверхностью. Цвет бледно-розовый с белыми продуктами изменения. Блеск тусклый, жирный до матового, непрозрачный. Магнитная восприимчивость очень слабая.

Измеренные константы (удельный вес = 3,35, показатель преломления = 1,750, параметр элементарной ячейки = 8,196 Å) характерные для даналита. Пересчет химического анализа (табл. 3, ан. 6) на миналы отвечает даналиту состава $\Gamma_{33,5}\text{D}_{43,9}\text{ГН}_{22,7}$ (рис. 35, 5).

Итак, все выделенные разновидности даналита, встречающиеся совместно в одной кварцевой жиле, представляют собой один минерал существенно даналитового состава. Он содержит от 22 до 36% марганцевой (гельвиновой) составляющей, от 39 до 51 железистой (даналитовой) и от 23 до 27 цинковой (гентгельвиновой).

Даналит из кварцевой жилы в альбит-ферримусковитовом метасоматите по диабазу представлен одной разновидностью. Это зерна, реже мелкие тетраэдрические кристаллы (в протолочке

это обломки) коричневато-светло-серого цвета. Некоторые зерна имеют внутри неизменные участки светло-коричневого цвета, на поверхности с сероватой пленкой изменения минерала. Блеск тускло-жирный, в неизменных участках ярко-жирный. Магнитная восприимчивость очень слабая. Измеренный пикнометрический удельный вес $d = 3,40$, измеренный показатель преломления $n = 1,750$, вычисленный по дебаеграмме параметр элементарной ячейки $a_0 = 8,204 \pm 0,002$.

При пересчете химического анализа образца, приведенного в табл. 26, на состав его в миналах Г — Д — ГН получены такие результаты: $\text{G}_{34}\text{D}_{42}\text{ГН}_{24}$ (рис. 35, 6). Следовательно, и этот образец является по составу существенно железистым членом — даналитом — с довольно высокими содержаниями марганцевого (34%) и цинкового (24%) компонентов, близкими по составу к даналиту из кварцевых жил в метасоматически измененных гранитах.

По соотношению Mn-Fe-Zn-компонентов исследованные минералы по существу промежуточные члены между гельвином и даналитом. Образцы этой серии обнаружены впервые и не имеют подобных по составу аналогов среди других образцов даналита, описанных в литературе. Все ранее встреченные даналиты имели большее содержание собственно железистого компонента при очень невысоком содержании марганца и цинка. Выявление даналитов со сравнительно высоким содержанием гельвинового (от 22 до 36%) и гентгельвинового (от 23 до 27%) миналов, каковыми являются исследованные минералы из кварцевых жил, подтверждает возможность широкого проявления изоморфизма между тремя минералами этой группы, в том числе между гельвиновыми и гентгельвиновыми членами ряда.

Интересная особенность химического состава даналитов из кварцевых жил — довольно высокое содержание в них Cd — 0,07—0,15%. В незначительном количестве встречаются другие рассеянные элементы — Ge, In, Tl, Ga.

Образование гельвиновых минералов в метасоматитах и в кварцевых прожилках происходило на поздних этапах пневматолито-гидротермального процесса. При этом сначала в стадию завершения щелочного метасоматоза в условиях слабо восстановительной среды образовывался гельвин — гентгельвин, а затем в более позднюю гидротермальную стадию в кварцевых прожилках — существенно железистый минерал этой группы — даналит.

Обнаружение гельвиновых минералов в новом районе в условиях своеобразной геологической обстановки — щелочного натриевого метасоматоза гранитов и диабазов — интересный геологический факт, свидетельствующий о более широкой, чем это считалось ранее, распространенности минералов гельвиновой группы и более широком диапазоне геолого-геохимических условий, в которых эти минералы могут образовываться.

Помимо описанных месторождений, гельвиноносные рудопроявления, представленные зонами метасоматического изменения гранитов в краевой части платформенных структур, известны на востоке СССР, в пределах крупной зоны смятия [55]. Район этого рудопроявления расположен в сочленении платформы и складчатой области и сложен гипабиссальными и эффузивными магматическими образованиями среднепротерозойского и палеозойского возрастов.

Гипабиссальный среднепротерозойский интрузивный комплекс сложен гранитоидными породами, сформировавшимися в четыре основные фазы: порфировидными диоритами, гранодиоритами, гранодиорит-порфирами (I фаза); порфировидными микроклиновыми гранитами, граносиенитами, гранит-граносиенит- и кварц-порфирами и малыми интрузиями дополнительной фации гранодиоритов, сиенитов-диоритов и кварцевых монцонитов (II фаза); ортоклазовыми гранитами, граносиенитами, гранит-порфирами (III фаза) и аляскитовидными гранитами, гнейсо-гранитами, реже граносиенитами (IV фаза). Эффузивы среднего субщелочного и кислого составов генетически связаны с гранитоидами I и II фаз гипабиссального комплекса. Все магматические образования среднего протерозоя как интрузивные, так и эффузивные характеризуются повышенной щелочностью (содержание Na_2O 2,90—3,45%, K_2O 4,80—5,90%) и специфическими геохимическими особенностями (повышенным содержанием Sn, Be, Nb, Pb, Zn, Y, Yb, La, Ce).

В структурном отношении в районе выделяются краевой прогиб и центральное поднятие, разделенное региональным глубинным разломом (зона смятия). Становление гипабиссального комплекса во II и IV фазы контролировалось разломом глубинного заложения. Активизация тектонической деятельности по этому разлому в заключительные этапы среднепротерозойской складчатости привела к перекристаллизации гранитоидов гипабиссального комплекса до ортогнейсов и смятию их в складки. Эта зона смятия прослеживается в виде полосы шириной 15—20 км в субмеридиональном направлении на десятки километров, являясь древним крупным глубинным разломом, подобным многим другим зонам Прииртышья, Урала, Кавказа. Таким образом, общая региональная геолого-структурная обстановка обоих проявлений гельвиновой минерализации весьма сходная: это крупные зоны разломов на сочленениях платформенных и складчатых структур.

В геологическом строении непосредственно рудных участков описываемого района участвуют гранитоиды II и IV фаз. Это обычно крупные штоки (20—25 км) серых порфировидных (овоидных) средне- и крупнозернистых, часто гнейсовидных граносиенитов и гранитов (II фаза). Сложены в основном микроклин-пертитом (50—60%), альбит-олигоклазом (15—18%), кварцем (10—15%), роговой обманкой (5—10%), биотитом

(1—2%); аксессуарии: циркон, ортит, сфен, апатит, магнетит, реже монацит, циртолит и ксенотим.

Геолого-петрографическая обстановка рудного поля (наличие существенно каллево-полевошпатовых гранитов с биотитом, их катаклаз, милонитизация, рассланцевание, подготовившие условия для метасоматических процессов) также весьма сходны с рудным полем первого месторождения.

Метасоматические рудные тела с бериллиевой минерализацией, залегающие, правда, на значительном удалении (2—7 км) от выходов палеозойских гранитов среди метаморфизованных гранитоидов IV, реже II фаз гипабиссального комплекса, приурочены к контактам различных по составу и механическим свойствам пород. Они контролируются микротрещиноватостью (срывами) по плоскостям гнейсовидности вмещающих пород. Состав тел кварц-альбит-микроклиновыи или амазонит-биотит-мусковитовый. По количественному минеральному составу в метасоматических телах выделяются зоны: 1) кварц-микроклиновые (амазонитовые), 2) кварц-микроклин-(амазонит)-альбитовые, 3) кварц-альбитовые, 4) существенно кварцевые, 5) кварцево-метасоматических жил, 6) грейзены. Между зонами этих составов наблюдаются постепенные переходы, в которых отражаются метасоматическая зональность и ход процесса во времени. Рудоносными являются зоны кварц-микроклин-(амазонит)-альбитового, кварц-альбитового и существенно кварцевого составов, а также кварцевые метасоматические жилы.

В пределах рудного поля выявлено несколько метасоматических рудных тел. Одни из них имеют зональное строение, другие сложены одной зоной существенно кварцевого, кварц-альбитового, кварц-микроклинового или кварц-микроклин-альбитового состава. Примером метасоматических тел первого типа можно считать тело № 1. Оно контролируется межформационным тектоническим срывом, приуроченным к зоне контактов ортогнейсов II фазы и гнейсо-гранитов IV фазы, залегая в последних с падением 40—60° на восток — юго-восток. В плане и разрезе тело имеет неправильную плитообразную форму и асимметричное строение; от лежащего к всяческому боку выделяются зоны существенно кварцевого, кварц-альбитового, кварц-альбит-микроклинового составов. Последняя зона содержит до 10% слюд (биотита и мусковита). Вмещающие породы — это слабо альбитизированные и окварцованные гнейсо-граниты. Во II и III зонах и в гнейсо-гранитах широко распространены фиолетовый и сиреневый мелкозернистый флюорит. Бериллиевая минерализация в этом рудном теле представлена главным образом бериллом, реже берtrandитом, хризобериллом, фенакитом.

Гельвиновая минерализация встречается в других более распространенных метасоматических телах, в которых хорошо выражена одна зона, главным образом кварц-альбитовая или кварц-амазонит-альбитовая. Например, метасоматическое тело

№ 2, представляющее собой вытянутую линзу в разгнейсованных гранитах IV фазы, сложено разновозрастными крупнозернистыми метасоматитами биотит-кварц-альбитового состава с бериллом, берtrandитом, флюоритом. В нем же встречается и гельвин, а также тантало-ниобаты, касситерит, магнетит, мартит, пирит, галенит, циркон и др. В телах кварц-амазонит-альбитового состава, содержащих до 30—35% амазонита, находятся гельвин-даналит и фенакит.

Кроме описанных метасоматических зон, здесь же часто встречаются различные грейзены и кварцевые жилы, по-видимому, связанные с заключительным этапом метасоматической деятельности. Бериллиевые минералы в них не установлены.

Описанное выше гентгельвиновое месторождение щелочных метасоматитов и восточное рудопроявление гельвина, обладающие рядом сходных геолого-структурных и петрографо-минералогических особенностей, свидетельствуют о том, что зоны метасоматического изменения в разгнейсованных калишпатовых гранитах в региональных тектонических структурах на окраинах платформ могут быть перспективными для поисков в их пределах бериллиевых месторождений с промышленной гентгельвиновой минерализацией.

Грейзены

Бериллиевые месторождения, связанные с грейзенами внутри или в эндоконтактных зонах массивов гранитов, сравнительно широко распространены. Из числа бериллиевых минералов в грейзеновых образованиях наиболее часто встречаются берилл, берtrandит, реже фенакит, эвклаз.

Гельвиновая минерализация в грейзенах еще недавно [6, 13, 43] считалась весьма редкой. Однако за последние годы появилось несколько новых сообщений о грейзеновом типе гельвиновой минерализации [26, 28, 60], в связи с чем можно считать, что минералы описываемой группы довольно широко распространены в грейзенах. Наиболее общие черты грейзеновых месторождений Ве, присущие и гельвиноносным грейzenам, согласно литературным данным [6, 13, 36], таковы:

1) повышенная вольфрамо-оловоносность и молибденоносность грейzenов; некоторые из грейzenов являются месторождениями этих металлов;

2) приуроченность этих грейzenов к кислым и ультракислым массивам метасоматически измененных гранитов с повышенными против кларка содержаниями бериллия;

3) структурно-морфологическая приуроченность грейzenов к зонам повышенной трещиноватости гранитов, как правило, имеющим контракционное происхождение, связанное с застыванием материнского интрузива. Отсюда штокверковый или мелкопрожилковый, линзообразный структурный тип оруденения,

наличие и более крупных жил выполнения с грейзеновыми оторочками;

4) минералогический состав довольно постоянен и определяется для бериллоносных грейзенов соотношением трех главных минералов, образующихся в процессе пневматолитического изменения гранитов фторсодержащими эманациями и растворами: мусковитом (циннвальдитом, сидерофиллитом), кварцем, топазом, а также унаследованным альбитом. Для гельвиноносных грейзенов, кроме того, характерны своеобразные процессы железистого или цинкового метасоматоза. В первом случае образуются кварц-гематитовые грейзены с гельвином, во втором — кварц-сидерофиллит-виллемитовые с гентгельвином и фенакитом. Очень редко при наличии высокой концентрации бериллия в грейзене выделяются собственно берилловые или мусковит-берилловые участки. Примером бериллоносных грейзенов является месторождение в Забайкалье.

Гельвиноносные грейзеновые образования представлены месторождением кварц-мусковитовых грейзенов с гельвином и бериллом в Центральной Азии, бертрандит-гельвиноносными и кварц-гематитовыми грейзенами в Средней Азии и своеобразными кварц-сидерофиллит-виллемитовыми образованиями в европейской части СССР.

На месторождении в Центральной Азии гельвиноносные кварцево-слюдистые грейзены приурочены к массиву грейзенизированных гранитов, с которыми генетически связано вольфрам-молибденовое оруденение. По данным А. Д. Каленова [43], месторождение представлено серией пологопадающих кварцевых жил с мусковитом, флюоритом, бериллом, вольфрамитом, шеелитом, молибденитом и другими сульфидами (пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, галенитом). Кроме этих жил, залегающих в палеозойских песчанико-сланцевых отложениях, оруденение представлено и сложными грейзеновыми образованиями в апикальной части мезозойской гранитной интрузии, содержащими молибденит, вольфрамит и гельвин. Грейзеновое рудное тело представляет собой пологую залежь, кровля которой то примыкает к контакту гранитов и сланцев, то отходит от него на 15—20 м в сторону гранитов.

Кварцево-мусковитовые грейзены образовались в две фазы.

В первую, более высокотемпературную, в результате пневматолитического воздействия сконцентрировавшихся в апикальной части интрузии паров воды и газов образовались кварцево-слюдистые грейзены и грейзенизированные граниты. К этой высокотемпературной фазе относится и образование мелких прожилков кварцевого, флюоритового и топаз-бериллового состава с вольфрамитом, шеелитом, молибденитом-I, арсенопиритом и козалитом.

Во вторую, низкотемпературную, фазу происходила хлоритизация ранее образованных грейзенов и грейзенизированных гра-

нитов, их окварцевание и частично карбонатизация. С этой фазой связывается рассеянная сульфидная минерализация в грейзенах, интенсивно пронизывающая их, — сфалерит, пирит, халькопирит, галенит, а также молибденит-II. Гельвин встречается как в кварцевых и кварц-топазовых прожилках I фазы, так и в самих грейзенах. В прожилках он находится в виде кристаллов и агрегатов неправильной формы размером до 1 см в тесной ассоциации с бериллом и козалитом. Интересно отметить, что гельвин с бериллом распространены в прожилках не зонально, как нередко наблюдается в гидротермальных



Рис. 36. Гельвиновая минерализация в грейзенах Центральной Азии.

Гельвин (черный — ГЛ) чередуется в прожилке с бериллом (белый — БР). Штуф, натуральная величина (по Каленю, 1959).



Рис. 37. Гельвиновая минерализация в грейзенах Центральной Азии.

Гельвин (темно серый — ГЛ) среди кристаллов берилла (белый — БР). Прозрачный шлиф при ув. 20х, николи полускрещ. (по Каленю, 1959).

кварцевых жилах, а заполняют весь прожилок, чередуясь между собой по его простиранию (рис. 36). При этом гельвин выделяется несколько позже берилла, так как иногда он отлагается между вершинами кристаллов последнего (рис. 37).

Непосредственно в грейзенах гельвин встречается реже, преимущественно в грейзенах кальцит-мусковит-кварцевого состава. В таком случае он ассоциирует в виде кристаллов размером до 0,3 см с висмутином, шеелитом, а также с бериллом. Химический состав гельвина из грейзенов Центральной Азии приведен в табл. 2, ан. 26.

Характеристика гельвина из грейзенов Центральной Азии (по Каленю, 1959)

Кристаллохимическая формула

$(\text{Mn}_{2,26}\text{Fe}_{0,76}\text{Zn}_{0,34})_4\text{Be}_{3,05}\text{Si}_{2,83}\text{O}_{11,93}\text{S}_{1,06}$

Состав в миналах: $\text{Г}_{67,2}\text{Д}_{22,5}\text{ГН}_{10,3}$.

Физические свойства: форма выделения — кристаллы и агрегаты неправильной формы размером до 1 см; отдельные кристаллы в грейзенах до 0,3 см; цвет коричневый, реже зеленый; показатель преломления 1,738; параметр элементарной ячейки 8,27.

Добавим, что на поверхности кристаллов гельвина нередко развиваются порошкообразные продукты изменения, описанные ранее.

Рассматривая место выпадения гельвина в общем процессе формирования грейзенов, следует отметить, что он образуется в конце I — начале II фазы грейзенообразования, в условиях понижения в рудообразующих растворах содержания кислорода и появления в них серы. Это особый момент в соотношении кислорода и серы в растворах, содержащих бериллий, железо, марганец и другие катионы. Бериллий фиксируется в виде минералов, содержащих как кислород, так и серу, т. е. в виде гельвина. Особенности локализации гельвина и берилла (чередование их вдоль прожилков, отсутствие в последних зональности, полосчатости и т. п.) указывает на то, что эти минералы образовались не в гидротермальных, а скорее в пневматолитовых условиях. Таким образом устанавливается, что для гельвинового минералообразования не исключена возможность выпадения минералов в сравнительно высокотемпературную пневматолитическую фазу.

Кроме описанных кварц-мусковитовых гельвиноносных грейзенов, гельвиновая минерализация в аналогичных по составу грейзенах наблюдается и в одном из массивов альбитизированных, грейзенизированных гранитов Средней Азии, содержащих в основном берилл-фенакит-берtrandитовую минерализацию [65]. Повышенная бериллиенность этого массива приурочена к апикальным частям гранитной интрузии, в строении которой наблюдается четкая метасоматическая зональность. В вертикальном разрезе снизу вверх выделяются существенно микроклиновые розовые, неизменные биотитовые граниты, переходящие в серые и белые мусковит-кварц-альбитовые апограниты и затем в мусковит-кварцевые грейзены. Последние имеют площадное распространение, а также линейное развитие вдоль зон трещиноватости в метасоматически измененных гранитах. По падению эти линейные грейзены прослеживаются до 400 м.

Для грейзенов вдоль зон трещиноватости характерен более сложный состав. Среди них выделяются мусковитовые, мусковит-топазовые, гранат-мусковитовые, мусковит-кварц-берилловые, мусковит-гранат-берилловые с гельвином, мусковит-берtrandитовые и фенакит-берtrandитовые грейзены.

В качестве второстепенных минералов в грейзенах всех типов и грейзенизированных гранитах обычно находятся альбит, флюорит, гранат, сидерит, родохрозит, пирит, молибденит, сфалерит. Акцессорные минералы представлены ильменитом, циркон-циртолитом, монацитом, ксенотимом, уранинитом, вольфрамитом, рутилом, анатазом, колумбитом и висмутовыми минералами. Из бериллиевых минералов в грейзенах наиболее распространен берилл; берtrandит и фенакит встречаются реже,

гельвин совсем редко, только в одном типе грейзенов — мусковит-гранат-берилловом. Этот тип грейзенов встречается в том же интервале глубин (до 100 м от контакта гранита со сланцами) и совместно с мусковит-кварц-берилловыми грейзенами, но значительно реже. Это мелко- или среднезернистая порода серовато-зеленовато-розового цвета. Главными породообразующими минералами являются гранат, мусковит, берилл, кварц; второстепенными — альбит, карбонат, флюорит, сульфиды и гентгельвин. Здесь же обнаружен в небольшом количестве теллурид висмута — хедлейит. Распределение главных породообразующих минералов очень неравномерное, часто гнездовидное, встречаются небольшие (до 10—20 см) гнезда существенно бериллового или мусковит-гранатового состава с содержаниями граната до 60—70% и незначительной примесью других минералов.

Берилл в этих грейзенах обычно образует крупные (до нескольких сантиметров), плохо выраженные метакристаллы, реже небольшие скопления. Он более поздний, чем гранат, но корродируется поздним грейзеновым кварцем. В качестве вторичного минерала по нему развивается берtrandит. Гельвин же, который встречается в незначительном количестве, образовался намного позже берилла и берtrandита, в позднюю сульфидную стадию. Он образует мелкие выделения неправильной формы светло-желтой окраски. Наблюдается между зернами граната и слюды, а также изредка в виде тонких (1—4 мм) неровных прожилков, секущих берилл. Замещается родохрозитом, местами почти полностью. По данным химического анализа, содержит FeO 3,67, MnO 37,89% и BeO 11,44%. Таким образом, и в этом типе грейзеновых образований, как и в грейзенах Центральной Азии, наблюдается более позднее появление гельвина, приуроченное к гидротермальной сульфидной стадии минерализации.

Кварц-гематитовые грейзены с гельвином, образовавшиеся в результате своеобразного железистого метасоматоза, впервые выделил М. Д. Дорфман и позднее описала И. Г. Павлова и др. [60]. Их можно охарактеризовать на примере одного из месторождений в Средней Азии.

По данным этих авторов, грейзеновое поле приурочено к прикровельной части массива позднегерцинских лейкократовых биотитовых гранитов и располагается вблизи южного контакта их с туфами кварцевых порфиров Д₁₋₂. Грейзеновые тела сосредоточены в гранитах и практически не переходят во вмещающие эффузивы. Они представлены небольшими гнездо- и линзообразными залежами, которые в количестве около 50 шт. располагаются зонами вдоль двух основных направлений: близмеридионального 350—20° и северо-западного 320—330°. Размеры отдельных тел по простиранию изменяются от 0,2—0,5 до 50 м. Мощность от нескольких сантиметров до 5—7 м. По падению выклиниваются в пределах первых десятков метров.

Метасоматически измененные породы, слагающие грейзеновые тела, разнообразны по составу. Их краткая характеристика приведена в табл. 27, а химические составы в табл. 28.

Отдельные тела сложены, как правило, двумя-тремя разновидностями продуктов метасоматических образований, причем в одних из них проявилась минерализация ранних периодов процесса грейзенообразования, в других — средних, в третьих — конечных. Только в одном теле встречаются почти все типы изменения пород. Это тело — пример сложнзональных грейзенов, образовавшихся в результате совмещения в пространстве продуктов одновременных стадий процесса грейзенообразования.

Гельвин-гематит-кварцевые грейзены встречаются в пределах только этого тела, имеющего линзообразную форму с извилистыми контактами и размеры $45 \times 2-7 \times 3-7$ м. Они развиты в центральной части тела в виде небольших, неравномерно распределенных участков и гнезд гельвин-кварцевого, гельвин-гематитового и чисто гельвинового составов. Здесь же, в центральной части, распространены также берилл-фенакит-микроклин-кварцевые метасоматиты и гнезда фенакит-микроклиновых пород, которые предшествуют гельвиновому минералообразованию. Более поздними по отношению к последнему являются гематит-кварцевые, гематитовые и поздние кварцевые метасоматиты.

Гельвин, тесно ассоциирующий с гематитом и поздним кварцем, самый ранний из этих минералов. В гематит-кварцевых агрегатах он наблюдается в виде небольших реликтов, в кварцевых участках — в виде обломков, сцементированных кварцем; в существенно гематитовых участках — в виде разрозненных мелких идиоморфных зерен. Кроме того, наблюдается коррозия зерен гельвина гематитом, проникновение последнего по трещинам, его разъедание вплоть до полного замещения гематитом. Среди развивающегося по гельвину гематита часто встречаются пластинчатые кристаллики новообразованного берtrandита. Позднее гематита выделяется друзовый, переотложенный кварц.

В ассоциации собственно бериллиевых минералов берилл — фенакит — гельвин — берtrandит самым ранним по времени выделения является берилл. Он развивается по раннему кварцу и повсеместно замещается более поздним кварцем, фенакитом, микроклином, мусковитом, гематитом, часто наблюдаются полные псевдоморфозы фенакита по бериллу. Оба минерала замещаются микроклином.

Гельвин образуется только в телах, где проявилась и ранняя берилловая и поздняя гематитовая минерализация. Его нет ни в ранних кварц-берилловых, лишенных гематита, ни в поздних гематит-кварцевых, без берилла, грейзенах. Предполагается, что образование гельвина происходило за счет бериллия ранее выделившихся берилловых минералов — берилла и фенакита в результате преобразования их в более поздние периоды,

Минеральные типы метасоматически измененных пород и особенности распределения их в грейзеновых телах (по Павловой и др., 1966)

| Тип пород (в последовательности образования от ранних к поздним) | Особенности распределения в грейзеновых телах | Мощность тел, зон |
|--|---|---|
| <p>Мусковит-кварцевые и существенно кварцевые грейзены с прожилками и гнездами более позднего перекристаллизованного кварца, часто с друзовыми полостями</p> <p>Существенно берилловые и берилл-кварцевые метасоматиты</p> | <p>Линзообразные тела и гнезда. Мусковит-кварцевые грейзены слагают внешние зоны грейзеновых тел</p> | <p>От нескольких сантиметров до 1—2 м, в отдельных телах до 5—10 м</p> |
| <p>Флюорит-полевошпатовые и мусковит-флюорит-полевошпатовые метасоматиты</p> <p>Фенакит-микроклиновые метасоматиты</p> | <p>Небольшие гнезда, линзы, прожилки, обособления в центральных частях тел, иногда вдоль контакта кварцевых пород центральной зоны и мусковит-кварцевых грейзенов внешних оторочек</p> <p>Развиваются преимущественно во внешних зонах грейзенов и на выклинивании тел</p> | <p>От нескольких сантиметров до 1—1,5 м</p> <p>От 5—10 см до 1—1,5 м</p> |
| <p>Флюорит-мусковитовые и флюорит-кварц-мусковитовые грейзены</p> | <p>Неправильные обособления только среди берилловых и берилл-кварцевых пород или непосредственно на контакте с ними. Небольшие участки можно наблюдать среди более поздних метасоматитов; реликтов берилла часто не сохраняется, а распространены только гнезда фенакит-микроклиновых пород</p> | <p>От 5 до 50 см</p> |
| <p>Гельвин-кварцевые, гельвин-гематит-кварцевые и гельвин-гематитовые грейзены</p> | <p>Образуют небольшие линзы с резкими переходами во вмещающие породы. Флюорит-микроклиновые породы слагают центральные части, а флюорит-мусковитовые периферические зоны также встречаются в виде небольших участков среди метасоматических пород иного состава</p> <p>Слагают гнезда в центральной части тел</p> | <p>От нескольких сантиметров до 1,5 м</p> <p>От нескольких сантиметров до первых метров</p> |
| <p>Гематит-кварцевые грейзены</p> <p>Существенно гематитовые метасоматиты</p> | <p>Развиваются в центральных зонах грейзеновых тел</p> <p>Гнезда среди гематит-кварцевых грейзенов</p> | <p>До нескольких метров</p> <p>От нескольких сантиметров до 0,5 м</p> |

Химический состав гранитов, метасоматических пород грейзеновых тел месторождения (по Павловой и др., 1966), вес. %

| Компонент | Бногитовый гранит | Окварцованный гранит | Берилл-кварцевая порода | Берилл-фенакит-кварц-микрокл. новая порода | Гематит-микроклин-берилл-кварцевая порода | Гельвин-гельмит-кварцевая порода |
|--------------------------------|-------------------|----------------------|-------------------------|--|---|----------------------------------|
| SiO ₂ | 77,86 | 84,20 | 76,54 | 60,52 | 77,92 | 65,42 |
| TiO ₂ | 0,14 | 0,12 | 0,05 | 0,07 | 0,13 | Не обн. |
| Al ₂ O ₃ | 11,75 | 7,88 | 11,14 | 15,52 | 5,22 | 1,28 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,44 | 1,38 | 1,32 | 5,19 | 9,91 | 5,27 |
| FeO | 0,24 | 0,54 | 0,50 | 0,32 | 0,34 | 2,07 |
| MnO | — | 0,08 | 0,04 | 0,01 | 0,03 | 13,62 |
| CaO | 0,67 | 0,65 | 0,35 | 0,38 | 0,23 | 0,59 |
| MgO | — | — | 0,15 | 0,10 | 0,17 | сл. |
| K ₂ O | 4,50 | 1,44 | 1,04 | 3,30 | 0,88 | 0,26 |
| Na ₂ O | 3,30 | 2,64 | 0,20 | 0,78 | 0,54 | 0,20 |
| BeO | — | — | 7,57 | 12,17 | 3,96 | 5,52 |
| ZnO | — | — | — | — | — | 2,76 |
| H ₂ O ⁺ | 0,42 | 0,63 | 0,072 | 0,97 | — | — |
| H ₂ O ⁻ | 0,18 | 0,20 | 0,13 | 0,19 | — | — |
| Всего | 99,52 | 99,76 | 99,75 | 99,52 | — | — |

характеризующиеся сначала незначительным, а затем все более интенсивным возрастанием в растворах активности железа.

Химический состав гельвина из описанных грейзенов приведен в табл. 2, ан. 27—30.

Характеристика гельвина из гематит-кварцевых грейзенов (по Павловой и др., 1966)

Кристаллохимическая формула



Состав в миналах: Г_{61,30}Д_{8,70}ГН_{30,0}.

Физические свойства: форма выделения — ксеноморфные выделения до 10—15 см, состоящие из агрегатов мелких зерен 1—1,5 мм; на стенках небольших полостей кристаллики октаэдрического облика до 2 мм; цвет буровато-коричневый в свежем изломе, обычно окислен и имеет ржаво-бурый цвет; под микроскопом пятнистая окраска; показатель преломления 1,740 ± ± 0,002, параметр элементарной ячейки 8,228 ± 8,236 ± 0,004.

Образованием гельвина не заканчивается процесс переоглобления бериллия в ходе грейзенообразования. При замещении этого минерала гематитом образуется конечный, наиболее устойчивый продукт метасоматических реакций — берtrandит, пластинчатые кристаллы которого часто сохраняются среди участков метасоматических пород.

Примером грейзеновых образований со своеобразной бериллий-цинковой специализацией могут служить кварц-сидерофилит-виллемитовые с гентгельвином грейзены, обнаруженные на

месторождении щелочных гентгельвиноносных метасоматитов [26, 28]. Они приурочены к контактовой зоне окварцованных и обычных апогранитов. В пределах этой зоны грейзенизированные граниты и кварц-мусковитовые грейзены развиты довольно широко, но бериллиеносные сидерфиллитовые грейзены встречаются локально. Наиболее полный их разрез вскрыт скважиной в восточной части участка. Бериллиеносные грейзены залегают в метасоматически измененных гранитах, имеющих также бериллиевую минерализацию. По разрезу этой скважины выделяются (сверху вниз): метасоматически измененные граниты (7,5—9,3 м) без бериллиевой минерализации; интенсивно измененные, микроклинизированные и альбитизированные образования (9,3—32,5 м) со слабой гентгельвин-фенакитовой минерализацией: содержания BeO 0,01—0,065%; альбит-микроклиновые и ослюденелые метасоматиты с богатой вкрапленностью гентгельвина (32,5—33,6 м); кварц-слюдистые грейзены (33,6—36,8 м) с виллемитом, фенакитом и гентгельвином, содержащие ZnO 1,6—19,5%; альбит-микроклиновые и ослюденелые метасоматиты (36,8—44,7 м) со слабой бериллиевой минерализацией; метасоматически измененные гнейсовидные граниты

Как видно из этого разреза, для бериллиеносной зоны характерна четкая зональность: в центральной части — богатые кварц-слюдистые грейзены, сменяющиеся выше и ниже по разрезу слабоминерализованными метасоматическими образованиями, а затем неизменными гранитами. Строение и состав самой зоны гранитов также довольно сложны. Они имеют незначительные размеры по простиранию и падению и неправильную конфигурацию в виде залежи длиной по простиранию 100 м и в поперечном сечении 80×15 м, полого падающей на северо-запад. Середними скважинами, расположенными почти рядом, они не вскрыты. По составу внутри ее выделяются хлорит-биотит-кварцевые грейзены с 5—15% гельвина, кварц-сидерфиллитовые грейзены с фенакитом и гентгельвином до 10, виллемитом до 5%; хлорит-кварцевые и хлорит-биотит-кварцевые грейзены с небольшими содержаниями гентгельвина.

Наибольший интерес представляют кварц-сидерфиллитовые грейзены с бериллий-цинковой минерализацией. Это мелкозернистая порода зеленовато-черного цвета, сланцеватая, местами напоминающая кварц-слюдистые сланцы. В ней содержится сидерфиллита 35—50%, кварца 30—45, виллемита до 35, гентгельвина до 10, фенакита до 1, карбоната, флюорита до 1%, а также цирколит, гидроокислы железа, мартит, магнетит, ганит и другие минералы. Сидерфиллит образует удлиненные листочки 0,6—0,7 мм, вытянутые по сланцеватости, плеохроизм от желтовато-зеленого до зелено-черного цвета. Кварц ксеноморфен по отношению к сидерфиллиту, встречается в полигональных и неправильных зернах, обычно удлиненных по сланцева-

тости. Флюорит в отдельных зернах, карбонат также отдельными зернами, прожилки и участки сплошного кальцита.

Наиболее обогащенные гентгельвином и виллемитом образования залегают в грейзенах в виде маломощных неправильных и ветвящихся прожилков, линз, небольших зон, более поздних по отношению к грейzenам. Макроскопически это красновато-бурая до кирпично-красного цвета порода мелкозернистой структуры, массивная, местами линзовидная, полосчатая. Состоит из кварца, карбоната, виллемита, гентгельвина, небольшого количества фенакита, единичные зерна циркона, флюорита, биотита, хлорита.

Виллемит локализуется в узких зонах совместно с карбонатом и кварцем. Образует призматические зерна 0,03—0,6 мм, розетковидные, сноповидные скопления удлиненных шестоватых кристаллов белого цвета. Химическими анализами в нем установлено повышенное содержание бериллия (до 0,5—1,87%). Гентгельвин из этих образований исследован слабо. Он находится в виде неправильных зерен каплевидной формы бледно-розового цвета размером 0,02—0,5 мм. В отдельных зернах содержит микровключения биотита. Химического анализа его нет, однако, по данным спектрального анализа, он содержит значительное количество ($>1\%$) Zn, Mn, Fe, Sn, Be. Химическое определение показало содержание BeO 10,5%, показатель преломления 1,744. Параметр элементарной ячейки, определенный нами по данным рентгеноструктурного анализа образца $8,15 + 0,01$, или 8,156 Å. По этим данным, состав минерала в миналах гельвин — даналит — гентгельвин, определенный по диаграмме Гласса, будет $G_{18}D_{20}GH_{62}$, т. е. существенно гентгельвиновый, но все же отличный от обычных гентгельвинов из щелочных метасоматитов района, содержащих 80% и более цинкового компонента.

Фенакит в этих образованиях встречается в виде единичных бесцветных прозрачных зерен размером 0,1—0,3 мм, неправильной формы, со стекляннным блеском. Является более ранним минералом, связанным с первыми стадиями метасоматического изменения гранитов.

Кварц-сидерофиллит-виллемитовый тип гельвиноносных грейzenов распространен мало, но интересен с геолого-минералогической точки зрения как пример наложения пневматолито-гидротермальной гентгельвин-виллемитовой минерализации на бериллиеносные высокотемпературные пневматолитические образования.

Итак, в заключение отметим, что выделение гельвиновых минералов и в грейзенах связано с более поздними, наложенными на эти высокотемпературные образования, процессами гидротермального характера.

Скарны

Бериллиевые месторождения скарнового типа распространены довольно широко и известны во многих районах земной коры. Типичными примерами бериллиеносных скарнов могут служить месторождение Айрон-Маунтин (штат Нью-Мексико, США), а также ряд железорудных скарновых месторождений СССР: в европейской части СССР и в Средней Азии.

Все они имеют много одинаковых черт в геологическом отношении и характеризуются сравнительно постоянным парагенезисом минералов и текстурно-структурными особенностями, что и позволило выделить их в четко индивидуализированный генетический тип бериллиевых месторождений [6].

Геологическое положение месторождений этого типа определяется их приуроченностью к экзоконтактовым зонам гранитных интрузий в осадочно-метаморфических породах. Граниты интрузии отличаются повышенной щелочностью, содержанием фтора до десятых, а бериллия до тысячных долей процента, т. е. в 1,5—4 раза превышающими кларк Ве для гранитоидных пород. Скарнирование подвергаются существенно карбонатные породы в осадочно-метаморфической толще.

Основными минералами, слагающими скарны, являются магнетит, флюорит, гранат, везувиан, слюды, эпидот. В зависимости от преобладания того или иного из них выделяются существенно магнетитовые, флюоритовые, везувиановые типы скарнов. Бериллиевая минерализация в них сравнительно однообразна и представлена главным образом гельвином, реже хризобериллом и совсем редко — бавенитом, фенакитом, бериллом. Характерна большая степень рассеяния бериллия в породообразующих минералах — магнетите, везувиане, граните и др., что предопределяет отрицательные технологические перспективы извлечения бериллия из руд этого типа.

Общие структурно-текстурные особенности бериллиеносных железорудных скарнов обуславливаются их обычно мелкозернистой структурой и характерной полосчатой текстурой [6, 14, 101]. Последняя выражается в тонком чередовании различных по минералогическому составу и изменчивых по толщине (от сотых долей миллиметров до 1—2 см) светлых и темных полосок, которые нередко прихотливо извиваются, образуя плейчатую текстуру. Наиболее мощные полосы в свою очередь состоят из серии более тонких.

Бериллиеносные скарны известны давно, основные черты геологического строения их месторождений и главные особенности минералогии довольно подробно освещены в литературе. Однако практически нет сводных работ по количественной характеристике распределения бериллия в минералах скарнов вообще и по характеристике гельвиновой минерализации в них в частности.

Большинство исследователей [6, 13, 21] считают, что бериллий в скарных месторождениях находится в виде перечисленных выше собственно бериллиевых минералов (гельвина, даналита, хризоберилла и др.), а также частично рассеивается в вузуианах и других силикатных минералах скарнов. Однако во многих скарных месторождениях бериллия десятые доли процента, а собственных минералов-носителей нет. Более того, количество бериллиеносных силикатов в них также далеко не соответствует валовому содержанию ВеО. Особенно это характерно для магнетитсодержащих скарнов, наиболее богатых по содержанию ВеО из всех известных. Даже в пределах одного и того же месторождения выявляется, что содержание окиси бериллия прямо коррелируется с содержанием магнетита: чем больше магнетита, тем богаче скарны на бериллий. Но далеко не во всех скарных месторождениях эта обогащенность магнетитом ведет к обогащенности и собственными бериллиевыми минералами. Во многих такие минералы не обнаруживаются вовсе, а Ве находится в самих магнетитах, форма его пока что окончательно не установлена. Есть и магнетитсодержащие скарны, в которых Ве встречается в форме гельвина, а в самих магнетитах содержание ВеО незначительно.

Примером месторождения, где магнетитсодержащие скарны имеют повышенное содержание гельвина, а сами магнетиты бедны ВеО, является известное месторождение Айрон-Маунтин (штат Нью-Мексико, США), а также некоторые месторождения в СССР (европейская часть и Средняя Азия). Примером месторождений другого типа — с высокой бериллиеносностью самих магнетитов, отсутствием собственно бериллиевых минералов в магнетитсодержащих скарнах и наличием их в форме гельвина в безмагнетитовых разновидностях скарнов — являются месторождения Средней Азии и Сибири.

Для многих из них гельвиновая минерализация связана с наложенными пневматолито-гидротермальными и гидротермальными процессами. Особенно характерно в этом отношении одно из месторождений Сибири, которое мы рассмотрим в конце этого раздела.

Остановимся на краткой характеристике основных особенностей бериллиеносности скарных месторождений гельвина.

Месторождение Айрон-Маунтин (Железная Гора), штат Нью-Мексико, США

Это месторождение широко известно по опубликованной литературе как первое наиболее изученное месторождение гельвиноносных магнетитовых скарнов, которому пророчили большие промышленные перспективы.

В качестве железорудного оно хорошо изучено и неоднократно описывалось в геологической литературе. Только в 1942 г.

целестремленными поисками здесь были обнаружены значительные концентрации гельвина. Описанию геологии и бериллевой минерализации магнетитовых скарнов месторождения Айрон-Маунтин посвящена работа Джанса [107], переведенная на русский язык и изложенная в монографии А. А. Беуса [6], а также большая статья Гласса и др. [89]. Поэтому мы здесь очень кратко остановимся на основных чертах бериллиенности скарнов месторождения Айрон-Маунтин, необходимых для оценки этого типа гельвиновой минерализации в целом.

Месторождение расположено на юго-западе штата Нью-Мексико, севернее г. Уинстона. Оно приурочено к зоне контактового метаморфизма пенсильванских известняков (Магдалена), сложено пересеченными неками, пластовыми залежами и дайками риолита, порфирового риолита и аплитового гранита миоценового (?) возраста (рис. 38).

Под воздействием кислых интрузий образовались скарновые породы двух типов, четко различаемые по содержанию железа: светлоокрашенные зеленовато-серые силикатные скарны кварц - пироксен - клиноцоизит-плагноклазового состава и темноокрашенные, богатые железом скарны, называемые тактитами. Последние располагаются, как правило, на контакте или в непосредственной близости с изверженными породами. Среди тактитов выделяются массивные (рис. 39) и полосчатые (рис. 40). Первые — по существу андрадит-магнетитовые скарны и состоят из андрадита (4—54%),



Рис. 38 Схематическая геологическая карта и разрезы месторождения Айрон-Маунтин, штат Колорадо, США, (по Джансу):

1 — аплит и тонкозернистый гранит третичного возраста, 2 — крупнозернистый перекристаллизованный известняк, 3 — кварц-пироксен-клиноцоизитовый гранулит, 4 — массивный магнетит-андрадитовый скарн, 5 — полосчатый флюорит-магнетитовый скарн, 6 — элементы залегания пород.

магнетита (16—91%), гематита (до 9%), ильменита (до 5%), пироксенов (до 45%), амфиболов (до 3%), полевых шпатов (до 13%) и других минералов (флюорита, апатита, везувиана, биотита, хлорита, шеелита, виллемита, пирротина — от следов до первых процентов). Никаких бериллиевых минералов в массивных тактитах не обнаружено.

Бериллиеносными являются полосчатые тактиты ленточной структуры. Для них характерно ленточное расположение прослоек, по минеральному составу резко отличающихся друг от друга. Темные (черные) ленты сложены магнетитом, реже гематитом, более тонкие, светлые — мелкокристаллическим флюоритом или агрегатом флюорита и силикатных минералов. Мощность прослоев 0,2—10 мм, их взаиморасположение различно — параллельное, извилистое, концентрическое, изометрическое, неправильных очертаний.

Таблица 29

Минеральный состав богатых бериллиеносных тактитов месторождения Айрон-Маунтин, вес. %

| Минерал | Пределы содержания минерала | Среднее содержание |
|-----------------------|-----------------------------|--------------------|
| Магнетит | 28—63 | 43,8 |
| Флюорит | 16—41 | 29,9 |
| Гельвин | 2—24 | 11,2 |
| Адуляр | 0—9 | 2,5 |
| Кварц | 0—4 | 1,8 |
| Биотит, хлорит | 0—4 | 1,8 |
| Продукты выветривания | 2—11 | 7,6 |

По преобладанию тех или иных минералов и по содержанию бериллия полосчатые тактиты подразделяются на две обособленные группы.

1. Черная, богатая бериллием, полосчатая порода (рис. 39)

встречена в виде небольших тел, расположенных к востоку от горы Броун-Сити, а также на западном склоне ее. Изгибающиеся магнетитовые ленты мощностью 0,2—10 мм разобщены более тонкими ленточками флюорита, гельвина и местами кварца. Неправильной формы массы адуляра приурочены к наименее плотным частям слоистой породы. Повсеместно встречаются продукты изменения (выветривания, быть может гидротермального преобразования) первонаачальных составных частей породы. Они представлены лимонитом, каолином, окислами марганца и другими продуктами процессов поверхностного выветривания гельвина, сульфидов, магнетита и остальных минералов.

Гельвин в породе выступает в виде кристаллов красного и янтарного цвета или в виде тонкокристаллического агрегата. В этих разностях тактитов гранат установлен не был (табл. 29).

Гельвин в тактитах образует как отдельные крупнокристаллические включения, так и (чаще всего) массивные сплошные мономинеральные или в агрегате с флюоритом прослойки мощностью от 3 до 10 мм. Иногда встречаются и неправильной формы линзы крупнокристаллического гельвина размером 2,5 × 7,5 × 10 см. Химический состав гельвина из описываемых тактитов приведен в табл. 2, ан. 18, 19.



Рис. 39. Черный бериллийсодержащий «ленточный тактит» из участка Дискавери-Галч месторождения Айрон-Маунтин.

Черные участки сложены тонкозернистыми силикатами и окислами марганца, серые — магнетитом, светло-серые направленные участки — гельвином; белые гнезда и тонкие прожилки — флюорит. Патуральная величина (по Глассу и др., 1944).

Характеристика гельвина из черных ленточных тактитов месторождения Айрон-Маунтин, штат Нью-Мексико, США (по Глассу и др., 1944)

Кристаллохимическая формула



Состав в миналах: $\text{Г}_{53,9}\text{Д}_{36,92}\text{ГН}_{9,9}$.

Физические свойства: форма выделения — прослойки в магнетитовых скарнах, мономинеральные или с флюоритом; линзы крупнокристаллического гельвина ($2,5 \times 7,5 \times 10,0$ см); отдельные кристаллы в пустотах в ассоциации с гребенчатым кварцем и флюоритом, кристаллы — комбинация положительных и отрицательных тетраэдров, похожие на октаэдры, размером 4—12 мм. Цвет янтарно-коричневый до красноватого. Большая часть зерен окрашена окислами железа и марганца в темно-коричневый, почти черный цвет; блеск стеклянный до смолистого; спайность — на некоторых гранях тонкие, ровно расположенные полосы; удельный вес 3,32—3,334; показатель преломления 1,746; параметр элементарной ячейки 8,23; растворяется в кипящей HCl концентрации 1 : 1.

Кроме гельвина, на этом месторождении обнаружен и даналит. Он встречается в слоистых породах, состоящих главным образом из магнетита, флюорита, биотита и хлорита. Светлоокрашенные минералы залегают в магнетите прослойками от 0,1 до 3—4 мм горизонтально или изогнуто, но чаще концентрически вокруг ядер флюорита. Даналит в виде отдельных кристаллов содержится вместе с гроссуляром в наиболее мощных прослойках, выполненных флюоритом. Он бледно- до восковато-желтого цвета, округлой додэкаэдрической формы, его показатель преломления 1,750—1,759.



Рис. 40. «Ленточный тактит» из участка Норд-Энд месторождения Айрон-Маунтин.

Белые прожилки и зонки — флюорит, содержащий мелкие кристаллы гельвина и бериллийсодержащего гроссуляра; серые «землистые» массы сложены агрегатами тесного прорастания магнетита, флюорита и силикатов. Натуральная величина (по Глассу и др., 1944).

2. Второй разновидностью бериллийносных тактитов месторождения являются сравнительно бедные магнетитом полосчатые породы, наиболее типичные представители ленточных тактитов (рис. 40).

Этот тип распространен шире и образует более крупные рудные тела, но со значительно меньшей концентрацией бериллия. Состав темных и светлых лент не отличается в качественном отношении от того, который был описан для черных тактитов. Однако минеральный состав светлых тактитов в целом, за

Таблица 30

Минеральный состав бедных ленточных тактитов Айрон-Маунтин, вес. %

| Минерал | Пределы содержания минерала | Среднее содержание | Минерал | Пределы содержания минерала | Среднее содержание |
|------------------|-----------------------------|--------------------|-----------------------|-----------------------------|--------------------|
| Магнетит | 23—72 | 32,8 | Диопсид | 0—сл. | Сл. |
| Гельвин+дана-лит | 0—1 | 0,7 | Клиноцоизит | 0—2 | Сл. |
| Гранат | 0—12 | 2,8 | Шпинель | 0—сл. | Сл. |
| Флюорит | 3,5—34 | 15,4 | Кварц | 0—26,9 | 5,0 |
| Биотит | 0—14 | 5,4 | Адуляр | 0—2 | Сл. |
| Идокраз | 0—37 | 5,0 | Графит | 0—2 | Сл. |
| Хлорит+серицит | 2—15,0 | 3,3 | Сульфиды | 0—сл. | — |
| Гематит | Сл.—7,0 | 3,8 | Опал+цеолит | 0—1 | Сл. |
| | | | Продукты выветривания | 2—17 | 4,2 |

счет аксессуарных и просто незначительно распространенных минералов, намного разнообразнее описанных пород (табл. 30).

В этой бедной разновидности тактитов большое количество окиси бериллия связано с везувианом, гранатом и другими силикатами. По данным Гласса и др. [89], проанализированные после тщательной отборки монофракции везувиана содержали BeO 1,07—1,10%, граната (гроссуляры) 0,08—0,13, эпидота, тиллита и хлорита — следы (по спектральным анализам).

К сожалению, в этой работе Гласса и др. [89] не приводятся результаты исследований магнетита и содержание в нем BeO . Однако, судя по высоким содержаниям гельвина (в среднем 11%) в богатых тактитах, основное количество окиси бериллия в них связано, вероятно, именно с этим минералом, а бериллиеносность магнетитов невысока. Исходя из имеющихся литературных данных, наложенный более поздний характер гельвинданалитовой минерализации в скарнах Айрон-Маунтин не вызывает сомнения.

О промышленном значении Айрон-Маунтин как месторождения бериллия в американской литературе приводится мало данных. В целом запасы окиси бериллия там были определены в 200 тыс. т при содержании её 0,3%, из них 15 тыс. т с содержанием BeO 0,7%. В более поздних сообщениях указывалось на скромные размеры гельвинсодержащих участков и небольшие запасы окиси бериллия — порядка 1000 т. Однако еще позже появились сообщения о результатах работ по обогащению гельвиновых руд, что связано, видимо, с их промышленным значением.

Помимо известного месторождения Айрон-Маунтин, в этом же штате Нью-Мексико в графстве Луна, В. Т. Холсер [100] обнаружил проявления гельвиновой минерализации в скарнированных известняках горы Виктория на участках Морлок и Элон. Этот бериллиеносный район сложен серией эффузивных пород (риолитов и андезитов), занимающих северную часть, и мощной толщей палеозойских известняков, которые слагают южную половину описываемой площади. Известняки прорваны небольшими интрузиями гранитных пород и характеризуются развитием различных типов рудной минерализации — бериллиевой, вольфрамовой, серебряно-цинковой.

Интересной особенностью бериллиевой минерализации является четко разграниченная концентрация бериллия в виде берилла в кварц-вольфрамитовых жилах, залегающих в слабо скарнированных или почти нескарнированных известняках, и в виде мелкокорассеянного гельвина — в скарнированных мраморах. Кварцевая жила, содержащая берилл, вольфрамит и шеелит, а также в небольшом количестве флюорит, галенит, пирит, вульфенит, карбонаты свинца, представляет собой типичную трещинную жилу выполнения. Она залегает в доломитизированных

известняках и имеет с ними резкие контакты. Призматические кристаллы берилла размером 50×10 мм расположены в висячем боку ее, перпендикулярно плоскости контакта. Содержание в нем BeO 13,5%, а среднее содержание её по жиле всего 0,6%; содержание WO_3 0,09%. Бериллиеносные скарнированные известняки встречены на расстоянии нескольких сот метров восточнее и севернее этой жилы, среди неизмененных известняков, как бы окружая ее каймой. Видимой связи этих тактитов с какой-либо интрузией не наблюдается, хотя севернее их обнажается массив порфиroidных гранитов.

Гельвин обнаружен в крупнозернистом скарнированном мраморе из отвала шахты. В породах, обнажающихся на поверхности вблизи шахт, он не встречается. Скарны, сложенные в среднем кальцитом (30%), гроссуляром (20%), тремолитом (40%) и небольшим количеством авгита, содержат гельвина до 10%. Минерал рассеян среди кальцита в виде хорошо выраженных тетраэдров до 50 мм в поперечнике. Некоторые его кристаллы sdвойнированы по (111). Цвет желтый, в шлифе светло-желтый, изотропный, подобен гельвинам из Каса-Ла-Плато (Аргентина) и Шварценберг (ГДР). Показатель преломления гельвина $1,735 \pm 0,005$, удельный вес 3,25, что соответствует минералу, содержащему гельвина 85 и даналита 15%.

В шлифах обнаруживается зональное строение минерала, имеющего несколько темных периферических зон тонкозернистых включений. Интересно отметить, что бериллий в скарнированных известняках находится не только в гельвине, но и в других минералах. Так, спектральным анализом 12 проб тактита и мрамора из разных участков района обнаружено от 0,002 до 0,1% BeO , а также W 0,01—0,062, связанного с шеелитом, иногда Pb , Zn , Ag . Эти пробы характеризуют в основном околосильные измененные известняки. Например, в пласте метаморфизованного известняка мощностью 0,6 м из висячего бочка северной оконечности кварцевой жилы, содержащей на ту же мощность 0,2% BeO , было обнаружено 0,02% BeO . Однако минералогическими анализами протолок с применением деления в тяжелых жидкостях, исследованиями легких фракций оптически на берилл, а тяжелых — методами пленочных реакций на гельвин, ни того, ни другого минерала не было обнаружено. В гроссуляре, выделенном из тактита, который содержал 0,1% BeO и, по данным минералогических анализов, не содержал ни берилла, ни гельвина, найдено всего 0,007% BeO . Таким образом, форма нахождения бериллия в этих тактитах еще не выяснена, однако в тактитах месторождения Айрон-Маунтин (Нью-Мексико) значительное количество бериллия распределяется в некоторых силикатах, а также в других продуктах метасоматоза. Кварц-берилловые жилы имеют высокотемпературный гидротермальный генезис.

Распространение гельвина в районе горы Виктория по ана-

логии с другими районами связано с пирометасоматической деятельностью. В большинстве подобных контактово-метасоматических (скарновых) месторождений гельвин является одним из наиболее поздних минералов, обычно отлагающихся в свободных полостях вместе с флюоритом и кварцем. На месторождении Айрон-Маунтин значительная часть гельвина отложилась в одно время с магнетитовым тактитом до стадии минералообразования в свободных полостях. Парагенезис этого месторождения, вероятно, сходен с Люпико в Карелии и Бартлетт в Нью-Гэмпшир, где в скарновых образованиях также отмечается большое количество магнетита.

Среди других контактово-метасоматических (скарновых) проявлений гельвиновой минерализации, имеющих лишь минералогический интерес, следует отметить описанные Кингсбери в 1959 г. [103] находки гельвина, даналита и гентгельвина в скарнированных известняках ряда районов Девон и Корнуэлл, в Англии.

В районе шахты «Ред-а-бен-брук» (около Мелдона, Девон), в пределах полосы скарнирования известняков, расположенных примерно в 1 км от контакта с гранитной интрузией, Кингсбери обнаружил скарны, состоящие из геденбергита, диопсида, граната, везувiana, волластонита, кальцита. В них же наблюдается флюорит и хлорит, а также вкрапления сульфидов (пирротина, леллингита, арсенопирита, халькопирита, сфалерита, галенита) и шеелит. В тесном срастании с темно-коричневым сфалеритом, кальцитом, гранатом обнаружены бледно-желтые зерна, иногда тетраэдрические кристаллы размером до 1 мм гельвина, содержащего MnO 32,0, ZnO 13,2 и FeO 8,7% ($G_{61,4}D_{16,5}GH_{22,1}$). Гельвин совместно с сульфидами, кальцитом образовался в результате более поздних, наложенных на скарны процессов. Подавляющее число проявлений гельвина было найдено на различных участках в районе Корнуэлл. Здесь обнаружена гельвиновая минерализация как в самих скарнах, так и в кварц-хлоритовых жилах, вероятно находящихся в тесной парагенетической и пространственной связи со скарнами. В отвалах двух шахт **Хилл-Кок (Сент-Джост)** гельвин в виде редких зерен, бледно-желтых восковидных, обнаружен в хлорит-аксинит-гранат-кальцит-магнетитовых скарнах совместно с фенакитом, берtrandитом, гердеритом и апатитом. Кингсбери, как и Палачи [113], считает, что эта ассоциация образовалась в результате изменения гельвиновых минералов: по гельвину развивался фенакит, берtrandит является продуктом замещения фенакита, а бериллиевый фосфат — гердерит и апатит выделялись на последних стадиях гидротермального процесса.

В районе Уилл Бэтси, Тремори, полоса метаморфизованных пород окаймляет гранитный массив Сент-Аустелл. Здесь в минерализованных кремнистых известняках и роговиках с массивным зернистым хлоритом, в образцах, состоящих из кварца.

кальцита, хлорита с вкрапленностью флюорита, халькопирита и сфалерита, обнаружены обломки тетраэдрического облика кристаллов восково-желтого гельвина, содержащего 41,9% MnO и 11,8% FeO ($G_{78,1}D_{21,9}ГH_{0,0}$). Вероятно, этот гельвин связан с кварц-кальцит-хлоритовыми жилами.

На север от Ланивет, в районе **Бодмин-Хилл, Мэри**, примерно такого же состава гельвин, содержащий MnO 39,3%, FeO 7,4% и ZnO_3 3,5% ($G_{79,1}D_{14,7}ГH_{6,2}$), обнаружен в известковисто-силикатных породах (скарнах), состоящих из известковистого роговика с гранатом, амфиболом, пироксеном, волластонитом, кальцитом, флюоритом, аканитом, хлоритом, магнетитом. Минеральный состав типично скарновый. На некоторых участках в них наблюдается обильная вкрапленность сфалерита, халькопирита, галенита, борнита и алабандина (MnS). В этих участках обильны пленки и натеки родохрозита. Среди скоплений перечисленных минералов и обнаружен желтовато-восковидный гельвин. Он обычно находится в тесных сростаниях с коричневым сфалеритом, кальцитом, зеленым пироксеном и галенитом. На контакте с кальцитом гельвин иногда образует небольшие (до 2 мм тетраэдры) линзовидные прослойки.

Шахта Нью-Толгус в другом районе Корнуэлл на глубинах 200—250 и 540—600 м вскрыла два тела зеленокаменных пород, состоящих из аксинита, красного граната, хлорита, арсенопирита, пирита. В них имеются гранатовые линзы, в диоксид-волластонитовых оторочках которых обнаружен один образец даналита в виде куска стекловатого плотного минерала с характерным темно-красным оттенком. Даналит тесно ассоциирует с хлоритом, сульфидами (арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, сфалеритом), кальцитом, флюоритом и содержит FeO (38,8%), MnO (7,1%) и ZnO (4,9%) ($G_{14}D_{77}ГH_9$).

Кроме описанных находок проявлений гельвиновой минерализации в скарнированных породах, в Англии обнаружены гидротермальные проявления даналита в кварц-сульфидных и кварц-касситеритовых жилах, а также гентгельвин в залежах марганцевых руд. Эти рудопроявления будут описаны ниже.

Из прочих зарубежных рудопроявлений гельвина в скарнах можно отметить такие.

Норвегия. В Гортоколлен (округ Христиания) гельвин установлен в магнетитовых тактитах контактово-метаморфической зоны, в ассоциации с магнетитом, хлоритом, гранатом и другими минералами скарнов: тетраэдрические, стекловидные кристаллы от желтого до красноватого цвета. Химический состав и физические свойства его приведены в табл. 2, ан. 16.

Швеция. Скарны с гельвином обнаружены в районе Иксюберг. По описанию П. и Х. Рамдоров, они представлены гранатовезувиановыми, эпидот-гранатовыми и другими разновидностями скарнов с шеелитом, касситеритом и вольфрамитом. Гельвин в них встречается в виде тетраэдрических кристаллов разме-

ром 0,1—1,5 см в ассоциации с флюоритом, кальцитом, слюдами, хлоритом, т. е. он связан с минералами более поздней гидротермальной фазы, накладывающимися и метасоматически развивающимися по более ранним скарновым минералам. Содержание BeO в гельвине 13, а в скарнах 0,17%. Химический состав и основные физические свойства гельвина из района Иксюберг даны в табл. 2, ан. 17.

Румыния. Гельвин отмечается в районе Канникбаанья.

ГДР. В железорудном месторождении Нон-Силбер-Хоффлурс близ Пола (Саксония) основными минералами, слагающими рудное тело, являются магнетит, гранат, эпидот, хлорит, кальцит. Гельвин встречается здесь в друзах и пустотах с кристаллами кальцита, флюорита, агрегатами асбеста, а также сфалерита и гринокита.

Аргентина. Гельвин был найден в районе Сиерра-де-Кордоба и Каса-Ла-Плата [85, 89] в контактово-метаморфических зонах с магнетитом, гранатом, эпидотом, кальцитом, флюоритом, хлоритом и другими минералами. Образует тетраэдрические кристаллы с жирным блеском и темно-коричневой, местами пятнистой окраской (химический состав и физические свойства его см. в табл. 2, ан 15).

США. В районе Бартлетта (штат Нью-Гэмпшир) в контактово-метасоматических железорудных месторождениях гельвин в кристаллах медового желтого цвета установлен в ассоциации с магнетитом, флюоритом, сфалеритом и галенитом.

На Аляске, в западной части района Севард Пенинсьюла, гельвин обнаружен Сайнсбэри [118] в бериллийсодержащих флюорит-магнетитовых скарнах, развитых вдоль контакта гранитного плутона, с которым связаны оловянные месторождения и бериллиевые рудопроявления. Последние представлены кварцевыми жилами с бериллом и зонами аргиллитизированных гранитов с фенакитом. Кроме того, отмечаются зоны, сложенные флюоритом, диаспором, турмалином и слюдкой, в которых присутствует от 3 до 10% хризоберилла, а также прослеживаются знаки касситерита, фенакита, берtrandита и милларита. Гельвин же находится только во флюорит-магнетитовых экзоскарнах ленточной текстуры, весьма похожих на описанные выше тактиты Риббон-Рокк из Нью-Мексико.

Китай. В различных провинциях Китая известны гельвиноносные скарны, приуроченные к контакту нормальных гранитов с девонскими известняками. Согласно пласто- и столбообразные залежи везувиан-эпидотовых и гранатовых скарнов являются богатыми рудой олова и вольфрама. Процессы рудоотложения происходили многостадийно в условиях неоднократных тектонических подвижек. На шеелит-вольфрамитовое оруденение накладывается бериллиевая минерализация, представленная гельвином, даналитом, хризобериллом, которая пространственно не контролируется вольфрамитовым оруденением и распростра-

няется за пределами оловоносных скарнов (в известняках). В завершающую стадию рудоотложения выделялись галенит и сфалерит. Скарны характеризуются низким содержанием FeO (первые сотые доли процента), которая находится в неизвлекаемой форме.

Кроме скарновых месторождений в Китае в альбитовых гранитах провинции Хубэй обнаружены гентгельвин [23], в вулканических породах гельвин [67], в зоне окисления кассигерит-полиметаллического месторождения — гентгельвин [68].

Существует мнение о гипергенном происхождении последнего.

В СССР гельвиноносные магнетитовые скарны, довольно детально изученные и описанные в литературе, известны в европейской части СССР и в Средней Азии. Краткая характеристика основных особенностей бериллиенности скарнов этих месторождений (по литературным данным) приводится ниже.

Месторождение в европейской части СССР известно с 1856 г. Оно разведывалось и эксплуатировалось на железо. Гельвиновая минерализация в магнетитовых скарнах была обнаружена и описана П. В. Еремеевым в 1868 г. [33]. С тех пор бериллиенность их изучали исследователи О. Трюстед [127, 128], А. М. Дамнинова, А. Д. Каленов, Е. Ф. Зив. Район месторождения сложен осадочно-метаморфическими сланцами и прорывающими их гнейсогранитами, гранодиоритами, гранитоидами, гранитами с жилами аплита и пегматита. Собственно месторождение представляет собой зону скарнов, заключенную между массивом гнейсогранитов и пегматитовой дайкой, относящейся к более поздней интрузии гранитов рапакиви.

Разрез скарновой залежи от всячего бока к лежащему, по данным названных выше исследователей, довольно сложный и содержит несколько разновидностей скарнов.

Гельвиновая минерализация встречается в магнетитовых и везувиан-магнетитовых скарнах, а даналитовая — в слюдисто-флюоритовых.

Среди магнетитовых скарнов выделяются: а) зернистые с флогопитом и гельвином, б) мелкокристаллические полосчатые с тонкими чередующимися полосками магнетита, флюорита, слюды с гельвином. Магнетитовые зернистые скарны имеют в основном массивную текстуру, сложенную главным образом магнетитом, в котором встречаются гнезда крупночешуйчатого флогопита, а также гельвин, хлорит, флюорит, тремолит, пироксен, кальцит, апатит, сфалерит, пирит, халькопирит, борнит. Гельвин в этих скарнах довольно редкий минерал, встречается в виде сильно раздробленных неправильных зерен (до 1,5 мм). Местами проникает по трещинам в магнетит, иногда, наоборот, корродируется магнетитом, а также сфалеритом и флогопитом. Содержит мелкие включения чешуек слюды, магнетита, хлорита, апатита.

Мелкокристаллические скарны, в отличие от первых, имеют не массивную, а тонкополосчатую текстуру, но состоят тоже в основном из магнетита, флюорита, слюды, хлорита, апатита, гельвина и роговой обманки. Этот скарн сложен тонкими, микроскопически прерывистыми полосками магнетита, чередующимися с тонкими промежуточными прослойками. Последние состоят из флюорита и мелкочешуйчатой зеленой слюды. Гельвин в виде мельчайшей вкрапленности бурых зерен приурочивается к флюоритовым и слюдыстым прослойкам.

Везувиановые и везувиан-магнетитовые скарны темно-зеленого цвета имеют зернистое массивное сложение и состоят из везувиана (85%), кальцита (12%), присутствуют также магнетит, арагонит, флюорит, апатит, флогопит, хлорит, эпидот, хондрит, шпинель, касситерит, магнетит, гематит, цоизит, слюды. Гельвин в этих скарнах встречается в виде крупных ксеноморфных зерен в тесном срастании с везувианом или в виде тонких ветвистых прожилков, проникающих по трещинам кристаллов везувиана. Минерал явно более поздний. Местами он содержит мелкие включения пластиночек зеленой слюды и рудных минералов. Химический состав гельвина из скарнов приведен в табл. 2, ан. 11, 12.

Характеристика гельвина из скарнов месторождения (по Каленову, 1959)

Кристаллохимическая формула

$(\text{Mn}_{2.88}\text{Fe}_{1.02}\text{Zn}_{0.0})_4\text{Be}_{2.42}\text{Si}_{2.97}\text{O}_{12.05}\text{S}_{0.95}$.

Состав в миналах: $\Gamma_{73.7}\text{D}_{26.3}\text{ГН}_{0.0}$.

Физические свойства: форма выделения — неправильные, реже тетраэдрические кристаллы размером 2—3 мм; цвет бурый, под микроскопом светло-бурый; блеск стеклянный, местами жирный; излом неровный, до раковистого, хрупкий; спайность слабая; твердость 6—6,5; удельный вес 3,28; показатель преломления 1,738.

Даналит встречается только в слюдысто-флюоритовых скарнах, в которых находятся и магнетит, гематит, шпинель, хлорит, серпентин, везувиан, кальцит, амфибол, пироксен, апатит, ортит, сфен, полевой шпат, эпидот, гранат и сульфиды (марказит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит). Эти своеобразные скарны представлены мелко- и среднекристаллическими породами темно-зеленого цвета обычно массивной, иногда тонкополосчатой текстуры. Местами порода окислена и содержит черные порошкообразные участки и примазки окислов марганца, среди которых и обнаруживается вкрапленность даналита. Даналит наблюдается в виде неправильных, довольно крупных зерен размером до 4 мм, реже кристаллов тетраэдра, и не в окисленных породах. Замещается флюоритом, флогопитом, актинолитом, содержит вкрапленники рудных минералов, слюды и и зеленого хлорита, тонкие иголки амфибола. Иногда встречается в срастании с шеелитом и проникает в зерна полевых шпатов.

Трещинки в даналите выполнены бесцветным хлоритом, фиолетовым флюоритом и рудными минералами. Таким образом,

даналит образовался раньше флюорит-сульфидной минерализации. Химический состав его приведен в табл. 3, ан. 44—46.

Характеристика даналита из скарнов месторождения (по Каленову, 1959)

Кристаллохимическая формула

$(\text{Fe}_{3,08}\text{Mn}_{0,54}\text{Zn}_{0,0})_4\text{Be}_{2,14}\text{Si}_{3,17}\text{O}_{12,06}\text{S}_{1,00}$.

Состав в миналах: $\Gamma_{15,0}\text{D}_{85,0}\text{H}\text{H}_{0,0}$.

Физические свойства: форма выделения — крупные кристаллы неправильной формы, реже кристаллы правильной тетраэдрической формы, размером главным образом 0,5—2,5 см, цвет розовато-красный, в шлифах розовый; удельный вес 3,40; показатель преломления 1,754—1,762; параметр элементарной ячейки 8,183.

Содержание BeO в скарнах описываемого района изменяется в довольно широких пределах — от тысячных долей процентов и более. Однако установленное минералогическим анализом количество гельвина и даналита в этих скарнах, как правило, не соответствует валовому содержанию в них BeO . С ними связывается лишь небольшая часть общего содержания бериллия. Это свидетельствует о том, что бериллий в скарнах, кроме гельвина и даналита, присутствует и в других минералах. И действительно, анализы многих породообразующих силикатов показывают их высокую бериллиенность. Например, по данным химических анализов, содержание BeO в породообразующих минералах скарнов (по А. Д. Каленову) таково:

| Минерал | BeO , % |
|-----------------|------------------|
| Везувиан | 0,41 |
| Гранат | |
| желтый | 0,02 |
| красно-бурый | 0,014 |
| Роговая обманка | 0,04 |
| Пироксен | 0,01 |
| Хлорит | 0,02 |
| Флогопит | 0,03 |
| Флюорит | 0,02 |

Кроме того, спектральным анализом установлено повышенное содержание бериллия в магнетите, шеелите и сульфидах. Учитывая высокие содержания BeO в породообразующих минералах и магнетите, можно констатировать, что в описываемых скарнах большая часть бериллия связана именно с ними, а не с гельвином. Итак, на месторождении довольно четко устанавливаются два этапа минералообразования:

1) скарновый (пирометасоматический), в течение которого образовались магнетит, шпинель, гранат, апатит, ортит, везувиан, пироксен, роговая обманка, скаполит;

2) гидротермальный, характеризующийся развитием слюды, хлорита, полевого шпата, флюорита, касситерита, сульфидов и гельвина с даналитом.

Гельвин-даналитовое минералообразование связано с наложенными процессами, главным образом с гидротермальным.

В скарновую фазу бериллий входил в той или иной форме в породообразующие минералы и в небольшом количестве выделялся в виде мелкорассеянного гельвина (например, гельвин в мелкозернистых массивных магнетитовых скарнах).

Кроме описанных скарнов, гельвин-даналитовая минерализация в этом районе наблюдается в аналогичных же условиях еще в некоторых соседних участках. Находки гельвиновых минералов в них единичны, а содержание BeO в скарнах всех участков сравнительно высокое. Здесь бериллий, как и в охарактеризованных выше скарнах, связан почти целиком с породообразующими минералами. Анализ везувiana из скарнов показал, например, содержание BeO , равное 0,27%.

Бериллий в скарнах этих участков в основном связан с бериллийсодержащими силикатами, а не с гельвин-даналитом.

Весьма сходным по геологическим условиям и характеру бериллиеносности с гельвиноносными скарнами Айрон-Маунтин и европейской части СССР является месторождение бериллиеносных скарнов в Средней Азии. Оно детально изучено Заседателевым, а геологическое строение подробно освещено в монографии А. А. Беуса [6].

В строении месторождения принимают участие граниты, порфириты, роговики, мраморы и скарны. Оруденение здесь связано со скарновой зоной, приуроченной к эндоконтакту метаморфизованных известняков с гранитами. Она имеет почти широтное простирание с падением на север под углом 80° . В пределах зоны выделяется несколько более мелких залежей скарнов различных составов: флюорит-слюдисто-магнетитового, магнетит-флюорит-полевошпатового, флюорит-везувian-гранатового и эпидот-карбонатно-гранатового.

Повышенное содержание BeO отмечено во всех разновидностях скарнов, но гельвин был обнаружен только в магнетит-флюорит-полевошпатовых и по грюнеровским реакциям штурфов в отдельных зернах — во флюорит-слюдисто-магнетитовых.

В магнетит-флюорит-полевошпатовых скарнах гельвин наблюдается в виде одиночных кристаллов тетраэдрической формы размером 0,5—0,6 см в ассоциации с полевым шпатом и флюоритом, т. е. является явно более поздним минералом, связанным с гидротермальным минералообразованием, последующим по отношению к скарнообразованию. Однако в гидротермальную фазу он выделялся одним из первых, так как представлен сравнительно идиоморфными кристаллами, корродируемыми флюоритом, кварцем, полевым шпатом. Химический состав гельвина из этой разновидности скарнов представлен в табл. 2, ан. 14. В этих же скарнах известны гельвины темного (дымчатого), красного, матово-желтого и зеленого цветов. Первые две разновидности имеют несколько меньшие показатели преломления (1,727—1,728) и, возможно, содержат больше даналитового минерала.

Характеристика гельвина из магнетит-флюорит-полевошпатовых скарнов Средней Азии

Кристаллохимическая формула

$(Mn_{3,32}Fe_{0,47}Zn_{0,27})_4Be_{2,02}Si_{3,00}O_{12,20}S_{0,80}$

Состав в миналах: Г_{81,8}Д_{11,6}ГН_{6,6}

Физические свойства: форма выделения — кристаллы в основном тетраэдрической формы, размером от тонких включений до 5—6 мм; цвет желтовато-зеленый, иногда окраска неравномерная, желтовато-зеленого цвета, основание переходит в буровато-темную вершину тетраэдри; показатель преломления 1,736—1,737.

Таблица 31

Ориентировочный баланс распределения BeO по минералам магнетит-флюорит-полевошпатовых скарнов, %

| Минерал | Содержание BeO по химическим и спектральным анализам | Относительное количество BeO, связанное с данным минералом |
|-----------------------|--|--|
| Полевой шпат | 0,003 | 1,0 |
| Флюорит | Нет | Нет |
| Магнетит | Тысячные доли | 0,1 |
| Везувиян | Сотые доли | 4,5 |
| Гранат | » » | 4,5 |
| Слюды, эпидот, хлорит | Тысячные доли | 1,0 |
| Гельвин | 9,0 | 88,9 |
| Итого | | 100,0 |

Таблица 32

Ориентировочный баланс распределения BeO по минералам флюорит-слюдисто-магнетитовых скарнов, %

| Минерал | Содержание BeO в минерале | Относительное количество BeO, связанное с данным минералом |
|-------------------|---------------------------|--|
| Магнетит | 0,2—0,3 | 65—70 |
| Бесцветная слюда | 0,012 | 10—15 |
| Везувиян | 0,2—0,4 | 5—10 |
| Гельвин (ед. зн.) | 9,0 | 5—10 |
| Флюорит | — | — |
| Итого | | 100,0 |

Основное количество бериллия в магнетит-флюорит-полевошпатовых скарнах связано с гельвином, а в других минералах он находится от тысячных долей до 0,01 доли процента, что видно из табл. 31.

Все остальные разновидности скарнов содержат BeO примерно в таком же количестве, однако гельвин был обнаружен пленочными реакциями только в единичных знаках во флюорит-слюдисто-магнетитовых скарнах. Анализы породообразующих минералов, слагающих эти скарны, показали наличие в них высокого содержания BeO, в отличие от минералов магнетит-флюорит-полевошпатовых скарнов, бедных на BeO. Для примера приведем ориентировочный баланс распределения BeO по минералам флюорит-слюдисто-магнетитовых скарнов (табл. 32). Из таблицы видно, что основная масса окиси бериллия связана в них с породообразующими минералами.

Описанное месторождение скарнов Средней Азии по геологическим и минералого-геохимическим особенностям близко к другим месторождениям этого типа (например, Айрон-Маунтин). Гельвиновая минерализация здесь также почти целиком связана с наложенными на скарны процессами гидротермального харак-

тера, а в скарновую фазу минералообразования бериллий рассеивался по породообразующим минералам, в том числе и в магнетите.

Кроме описанных гельвиноносных скарнов гельвиновая минерализация в **Средней Азии** отмечается еще на некоторых скарновых месторождениях в двух районах. В **первом** она приурочена к зоне экзоконтакта гранитной интрузии. Вмещающие известняковые толщи $D_3 - C_1$ подверглись скарнированию, а в эндоконтакте интрузии были очень развиты зоны грейзенизации. Скарны представляют собой пологие ($< 10-15^\circ$) залежи, прослеживающиеся почти в широтном направлении вдоль контакта гранитов и известняков $D_3 - C_1$. В связи с пологим погружением кровли гранитного массива на восток мощность скарнов в этом направлении увеличивается.

В скарнах залегают три секущие кварцевые жилы до северо-западного простирания с крутым падением на восток ($75-80^\circ$). В жилах в большом количестве присутствуют вольфрамит и ярко-зеленый флюорит, а также жильбертит, серицит, блотит, турмалин, висмутин, пирит, шеелит, самородное золото и берилл.

Скарновая экзоконтактовая зона имеет сложное строение. В направлении удаления от контакта гранитов выделяются: грейзены; мраморизованный известняк; везувиан-слюдисто-флюорито-магнетитовый скарн; эпидот-везувиан-гранатовый скарн; гранат-везувиановый скарн с флюоритом, эпидотом, актинолитом, пироксеном, хлоритом, кварцем, блотитом, шеелитом, сульфидами и гельвином; светло-серый среднекристаллический слабоскарнированный известняк.

Гельвин встречается почти во всех разновидностях скарнов. Он образует в них редкие идиоморфные кристаллы, реже неправильные зерна размером $0,1-1,5$ мм. Ассоциирует с флюоритом, кальцитом, эпидотом, кварцем, актинолитом, хлоритом и слюдой. Общее количество гельвина невелико, редко достигает 1%.

В магнетитсодержащих скарнах гельвин встречается в виде очень мелких, размером $0,1-0,2$ мм, правильных кристалликов или неправильных зерен. Этот минерал приурочивается к скоплениям гидрослюд и прорастает пластиночками последних.

В описываемых скарнах гельвин представлен бурой разновидностью с удельным весом 3,30 и показателем преломления 1,748. По физическим свойствам относится к гельвин-даналиту примерного состава: $\text{Ga}_{49}\text{D}_{45}\text{H}_{6}$. Частными химическими определениями в нем установлены (%): BeO 13,33, MnO 19,35, FeO 10,9, Al_2O_3 0,4. Спектральным анализом обнаружены, кроме того, Si , Zn — сильные линии, Mg , Ca , As — слабые линии, Cu — следы.

В шлифах гельвин имеет бледно-желтоватую окраску, изотропен. В отраженном свете он серый. Трещиноват, по трещинкам в нем выделяются слюды, часто содержатся многочисленные и очень мелкие (0,01 мм и меньше) включения флюорита, кальцита, листочков слюды или прорастает мелкими игольчатыми агрегатами актинолита.

Таблица 33

Ориентировочный баланс распределения BeO по минералам скарнов первого района, %

| Минерал | Содержание BeO в минерале | Относительное количество BeO, связанное с данным минералом |
|----------|---------------------------|--|
| Гельвин | 13,00 | 77,0 |
| Везувиан | 0,08 | 11,8 |
| Магнетит | 0,3 | 8,8 |
| Прочие | Сотые доли процента | 2,4 |
| Итого | — | 100,0 |

Минералогическое изучение рудоносных скарнов позволило выделить несколько этапов минералообразования, последовательно сменяющих друг друга.

Максимальное количество Be находится в везувиан- и магнетитсодержащих скарнах; в гранатовых, гранат-эпидотовых и слюдисто-амфибол-эпидот-флюоритовых содержание BeO уменьшается.

Кроме гельвина бериллиенность скарнов связывается и с пороодообразующими минералами:

везувианом, содержащим 0,04—0,15, в среднем 0,08% BeO, магнетитом — 0,3%, гранатом, эпидотом, актинолитом, флюоритом, слюдами, полевыми шпатами, в которых BeO содержится сотые доли процента.

Примерное распределение BeO в различных минералах скарнов приведено в табл. 33. Как видно из этой таблицы, основная часть Be в скарнах первого района находится в виде минеральной формы (гельвина). В километре от предыдущего участка в экзоконтакте той же гранитной интрузии расположен еще один участок развития скарновых тел, пологих и аналогичных по составу скарнам первого участка.

Здесь среди скарнов, содержащих гельвиновую минерализацию, выделяются гранатовые, эпидот-гранатовые, флюорит-эпидотовые и слюдисто-флюорит-магнетитовые скарны. Гельвин в количестве до 0,6—0,8% наблюдается в них в виде мелких правильных тетраэдрических кристаллов размером до 1 мм среди кальцита, кварца, флюорита и актинолита. Обычно такой гельвин содержит мелкие включения эпидота, слюд и хлорита.

Представлен гельвин бурой разновидностью. Показатель преломления описываемой разновидности гельвина 1,743. Частичными химическими анализами в нем установлено (%): BeO 12,6, MnO 19,2, FeO 17,3, Fe₂O₃ 0,4; спектральным анализом: Si, Zn, Mg — сильные линии, Ca, Cu, As — средние, Ti, Al — слабые. Содержание BeO в скарнах этого участка тоже почти на 80—90% связано с гельвином.

Во втором районе Средней Азии бериллиеносные скарны приурочены к зоне экзоконтакта гранитного массива со своеобразной геохимической специализацией. Граниты характеризуются повышенным содержанием фтора, бериллия, олова, вольфрама и других редких элементов, т. е. типичным комплексом элементов бериллиеносных интрузий. В экзоконтакте этого гранитного массива, наряду с бериллиевой минерализацией скарнового типа выявлено еще несколько рудопроявлений бериллия грейзенового и пегматитового типов.

В структурном отношении рудное поле, т. е. зона экзоконтакта массива, представляет собой останец измененных вмещающих пород в прогибе кровли гранитного массива, вдоль его северного контакта. Падение его пологое на север. Мощность чехла осадочно-метаморфических пород в средней части рудного поля достигает 200—250 м.

Эти породы, представленные известково-песчано-сланцевой толщей, образуют в пределах кровли крупную синклиналь, осложненную многочисленными мелкими складками субширотного простирання. Связанные со складчатостью тектонические нарушения разбивают площадь на отдельные блоки и контролируют зоны скарнов. Выделяются несколько рудных скарновых зон, простирающихся в субширотном направлении. В пределах каждой из них насчитывается по нескольку скарновых тел. Они представляют собой линзы, линзовидные жилы, имеют неправильную форму, различные мощность и протяженность, прослеженные на глубину до первых сотен метров.

Изучение вещественного состава этих скарнов было предпринято с целью установления в них минералов-носителей бериллия и составления количественного баланса распределения этого элемента по минералам скарнов [38]. Исследования проводились на средних пробах весом в несколько десятков килограммов каждая, отобранных по трем наиболее типичным скарновым телам: пробы 1—3 (табл. 34).

Как видно из таблицы, скарны имеют железо-кремне-кальциевую основу с большим содержанием летучих компонентов (F, CO₂) и характеризуются повышенным содержанием окиси бериллия. Незначительно распространены глинозем и щелочные элементы.

Макроскопически скарны трех изучавшихся залежей представлены плотной «тяжелой» породой темно-серого, почти черного цвета, мелко- до микрозернистой структуры, тонкополосчатой, часто пльчатой. Состав скарнов, определенный макроскопически в штуфах — флюорит-гранат-везувиан-магнетитовый.

Основным минералом является черный магнетит. Он слает в виде средне- или мелко- и тонкозернистого агрегатов участки, полосы и зоны различной толщины — от десятых долей миллиметров до первых сантиметров. Они окаймляются обычно тон-

козернистым светло-фиолетовым флюоритом и разделяются полосами, зонками гранат-везувианового состава. Переменяемостью таких полос магнетита, флюорита, граната, везувиана и обуславливаются полосчатые текстуры скарнов.

Таблица 34

Химический состав бериллиеносных скарнов, вес. %

| Компонент | Проба | | | Компонент | Проба | | |
|--------------------------------------|-------|-------|--------|-------------------|--------|--------|--------|
| | 1 | 2 | 3 | | 1 | 2 | 3 |
| Основные породообразующие компоненты | | | | Прочие компоненты | | | |
| SiO ₂ | 18,00 | 14,70 | 23,20 | ZrO ₂ | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| TiO ₂ | 0,21 | 0,22 | 0,24 | SnO ₂ | 0,03 | 0,06 | 0,04 |
| Al ₂ O ₃ | 2,10 | 2,60 | 3,50 | BeO | 0,21 | 0,46 | 0,21 |
| FeO+Fe ₂ O ₃ | 15,50 | 29,70 | 17,00 | ZnO | 0,31 | 0,15 | 0,17 |
| MnO | 2,70 | 1,10 | 3,38 | Li ₂ O | 0,17 | 0,43 | 0,09 |
| MgO | 0,08 | 0,12 | 0,11 | Rb ₂ O | 0,046 | 0,13 | 0,021 |
| CaO | 33,20 | 26,54 | 27,60 | Cs ₂ O | 0,005 | 0,005 | 0,004 |
| Na ₂ O | 0,18 | 0,24 | 0,27 | Ge | 0,004 | 0,0008 | 0,0006 |
| K ₂ O | 0,90 | 3,00 | 0,72 | In | 0,0003 | 0,0002 | 0,0002 |
| CO ₂ | 1,40 | 0,75 | 1,30 | Ga | 0,006 | 0,011 | 0,004 |
| F | 25,00 | 19,50 | 23,00 | Итого | 0,723 | 1,247 | 0,550 |
| Итого | 99,27 | 98,47 | 100,32 | Всего | 99,993 | 99,717 | 100,87 |

Некоторые участки в них, иногда довольно крупные (до нескольких десятков квадратных сантиметров) имеют макроскопически равномерно-тонкозернистую однородную структуру. Однако под микроскопом в прозрачных и полированных шлифах выделяется и в них субмикроскопическая полосчатость, обусловленная чередованием полос названных минералов, ширина которых составляет сотые — десятки доли миллиметра.

Кроме магнетита, флюорита, граната, везувиана в исследованных скарнах с помощью минералогических анализов протолок этих пород обнаружены еще и многие другие минералы (табл. 35).

Как видно из таблицы, основным минералом скарнов является магнетит, находящийся в тесном сростании с флюоритом, кальцитом, везувианом и другими минералами. Под магнетитом, количество которого в отдельных пробах изменяется от 58 до 64%, следует понимать тонкозернистые агрегаты названных минералов, находящиеся в теснейшем взаимопрорастании.

Сравнивая данные табл. 34 и 35, видим, что содержание бериллия в скарнах трех проб (в табл. 34—0,21, 0,46 и 0,21%) не соответствует количеству бериллиевых минералов, приведенных в табл. 35. Например, в пробе № 1 самостоятельные выде-

ления бериллиевых минералов не обнаружены, хотя в этой пробе, как и в обеих других, подвергались анализу все классы крупности протолок, начиная с $-1,0 + 0,5$ мм и до $-0,074 + 0,044$ мм. При этом подготовка к анализу и сам ход его про-

Т а б л и ц а 35

Количественный минеральный состав бериллиеносных скарнов, вес. %

| Минерал | Проба | | | Минерал | Проба | | |
|--------------|-------|---------|-------|--------------|---------|--------|---------|
| | 1 | 2 | 3 | | 1 | 2 | 3 |
| Магнетит | 64,62 | 64,32 | 58,28 | Везувиан | 0,20 | 0,31 | 0,30 |
| Роговики | 9,16 | 1,00 | 6,80 | Берилл | Не обн. | 1,41 | 0,11 |
| Слюды | 6,10 | 0,43 | 4,76 | Хризоберилл | » » | 0,21 | Не обн. |
| Кальцит | 2,57 | 1,38 | 1,26 | Прочие (вол- | | | |
| Флюорит | 2,55 | 2,64 | 5,94 | ластонит, | | | |
| Гранат | 1,50 | 3,28 | 3,80 | датолит, | | | |
| Турмалин | 0,90 | 0,15 | 0,05 | эпидот, | | | |
| Кварц, поле- | | | | сульфиды) | Зн. | Зн. | Зн. |
| вые шпаты | 0,78 | 4,00 | 6,50 | Шламы— | | | |
| Доломит | 0,38 | Ед. зн. | 0,30 | 0,044 мм | 11,95 | 19,32 | 11,93 |
| Гидроокислы | | | | Итого | 100,00 | 100,00 | 100,00 |
| железа | 0,20 | 1,56 | 1,03 | | | | |

водились по весьма развернутым и сложным схемам, включающим многократные обработки классов и фракций в кислоте, последовательные деления нерастворимых остатков в тяжелых жидкостях с удельным весом 2,9; 3,5; 4,2, электромагнитные перчистки и т. д. Это предпринималось для выявления, диагностирования и точного количественного определения в пробах всех бериллиевых и других рудных и породообразующих минералов для составления баланса распределения BeO .

Несмотря на столь сложную методику анализов, в пробе № 1 не было обнаружено ни одного зерна, а в пробе № 3 — всего 0,11% берилла. В более богатой по содержанию BeO пробе № 2 установлены берилл и хризоберилл в довольно значительном количестве, однако тоже далеко не соответствующем общему содержанию BeO в пробе (0,46%).

Приведенные факты свидетельствуют о том, что основная часть Be в изучаемых скарнах не связана с самостоятельными выделениями бериллиевых минералов, а этот элемент рассеивается в виде каких-то соединений в других минералах, слагающих скарны. В связи с этим детально изучались скарновые минералы и определялось содержание окиси бериллия химическим и количественным спектральными методами в каждом из них. Результаты анализов и расчеты баланса распределения BeO по слагающим эти скарны минералам приведены в табл. 36.

Как видно из таблицы, во всех пробах бериллиеносных скарнов основное количество окиси бериллия связано с магнетитом. Так, в пробах № 1 и 3 с этим минералом связано соответственно 85,9 и 78,2% BeO, в пробе № 2 — 34,1.

Таблица 36

Баланс распределения окиси бериллия по минералам магнетитовых скарнов на примере трех средних минералогических проб, отобранных из скарновых рудных тел Средней Азии

| Минерал | Проба 1 | | Проба 2 | | Проба 3 | |
|-----------------------------|------------------------------|---|------------------------------|---|------------------------------|---|
| | Содержание BeO в минерале, % | Количество BeO в пробе за счет минерала, отн. % | Содержание BeO в минерале, % | Количество BeO в пробе за счет минерала, отн. % | Содержание BeO в минерале, % | Количество BeO в пробе за счет минерала, отн. % |
| Магнетит | 0,25 | 85,89 | 0,38 | 34,057 | 0,25 | 78,16 |
| Роговики | 0,003 | 0,16 | 0,003 | 0,006 | 0,003 | 0,11 |
| Слюды | 0,024 | 0,80 | 0,006 | 0,004 | 0,007 | 0,16 |
| Кальцит | 0,003 | 0,05 | 0,003 | — | 0,003 | 0,01 |
| Флюорит | 0,006 | 0,11 | 0,03 | 0,163 | 0,006 | 0,22 |
| Гранат | 0,003 | 0,05 | 0,06 | 0,424 | 0,020 | 0,43 |
| Кварц, полевые шпаты | 0,003 | — | 0,003 | — | 0,003 | 0,11 |
| Доломит, гидроокислы железа | 0,003 | — | 0,003 | — | 0,003 | 0,01 |
| Везувиан | 0,20 | 0,22 | 0,054 | 0,360 | 0,25 | 0,38 |
| Турмалин | 0,003 | — | 0,30 | 0,955 | 0,004 | 0,01 |
| Даналит | 0,003 | — | — | — | — | — |
| Волластонит | 0,008 | — | 0,008 | — | — | — |
| Эпидот | 0,02 | — | 0,07 | — | 0,002 | 0,01 |
| Хлорит | 0,05 | — | 0,00 | — | — | — |
| Берилл | — | — | 14,00 | 41,682 | 14,00 | 8,26 |
| Хризоберилл | — | — | 17,82 | 8,068 | — | — |
| Шламы—0,044 мм | 0,20 | 12,72 | 0,35 | 14,276 | 0,19 | 12,17 |
| Итого | — | 100,0 | — | 100,0 | — | 100,00 |

Количество BeO в магнетитах первых двух проб одинаковое и составляет 0,25%. В магнетите из пробы № 2, содержащем микровключения хризоберилла и берилла, BeO определено 0,38%. После растворения этого магнетита в соляной кислоте 1 : 1 при кипячении, содержание BeO в фильтрате на растворившуюся часть, т. е. в чистом магнетите, определено также 0,25%. Таким образом, можно констатировать, что в магнетитах из разных рудных тел скарнов содержится одно и то же, постоянное количество BeO, равное 0,25%.

Попытки механического выделения из тонконтертого магнетита немагнитной фракции, в которой ожидалось обогащение собственно бериллиевыми минералами, тоже успеха не имели: даже очень тонконтертые магнетиты (10 мкм и менее) содержали около 0,2% BeO в самом минерале, а выделенная

из них немагнитная фракция практически не была обогащена бериллием.

Дробное последовательное травление магнетитовых монофракций HCl концентраций 1:20, 1:10, 1:5 и 1:1 показало, что растворение магнетита начинается в HCl концентрации 1:10, когда растворяется не более 15% его и заканчивается полностью в HCl концентрации 1:5. Анализы фильтратов на BeO и соответствующие пересчеты показали, что с фильтрами HCl 1:10 и 1:5 в пробах № 1 и 3 связано соответственно 1,0—15,0 и 80—98% окиси бериллия. Остальное количество заключено в нерастворимых остатках, в которых содержание BeO не превышает 0,01—0,05%, а выход изменяется от 13 до 18%. Нерастворимые остатки представлены продуктами изменения породообразующих минералов (везувиана, граната, флюорита, полевых шпатов) с рассеянным бериллием. Собственных бериллиевых минералов в них не обнаружено. Исключение составляют нерастворимые остатки пробы № 2, в которых были обнаружены хризоберилл и берилл. Микровключения этих минералов и обуславливают высокое, до 0,38%, содержание BeO в магнетитах из этой пробы.

Таким образом, можно сделать вывод, что в чистом магнетите содержится в виде соединений, растворяющихся в HCl одновременно с ним самим, строго определенное количество окиси бериллия — порядка 0,25%. Из числа растворимых в этих условиях минералов бериллия можно отметить лишь гельвин, в котором по теоретическому составу содержится (в %) BeO 13,52, MnO 51,12, SiO₂ 32,46, S 5,78, отношения BeO:MnO и BeO:S равны 1:3,8 и 1:0,4. Анализ монофракций чистого магнетита с содержанием BeO 0,25% показал, что в нем содержится MnO 1,3% и S 0,08%, т. е. отношения в нем BeO:MnO и BeO:S равны соответственно 1:5,2 и 1:0,32, что близко к теоретическим соотношениям для гельвина.

Итак, можно предположить, что 0,25% BeO в магнетите связано с тонкодисперсными включениями гельвина, не обнаруживаемого ни оптическими, ни рентгеновскими методами анализа. Не исключено, что небольшая часть бериллия находится в магнетите (в связи с незначительным дефицитом серы) и в виде тонкораспыленной окиси бериллия — минерале типа бромеллита. Все остальное количество бериллия (сверх 0,25%) содержится в магнетите в виде субмикроскопических и микроскопических включений хризоберилла, отчасти берилла, увеличивающих общее содержание BeO до 0,5—0,8%.

Установленный характер бериллиенности изученных скарнов предопределяет их отрицательное значение как возможного источника сырья для получения бериллия, но является интересным геохимическим фактом, еще раз доказывающим, что участие Be в процессе скарнообразования характеризуется входением его в том или ином виде в породообразующие минералы,

причем не только силикатов (везувиана, граната), но и окислов (магнетита), и крайней ограниченностью в образовании собственных бериллиевых минералов.

В пределах изученного рудного поля гельвиновая минерализация наблюдается главным образом в безмагнетитовых разностях скарнов на некотором удалении от гранитов — в гранат-везувиановых, пироксен-гранат-везувиановых, флюорит-везувиановых. Гельвин встречается очень редко в скарнах первой

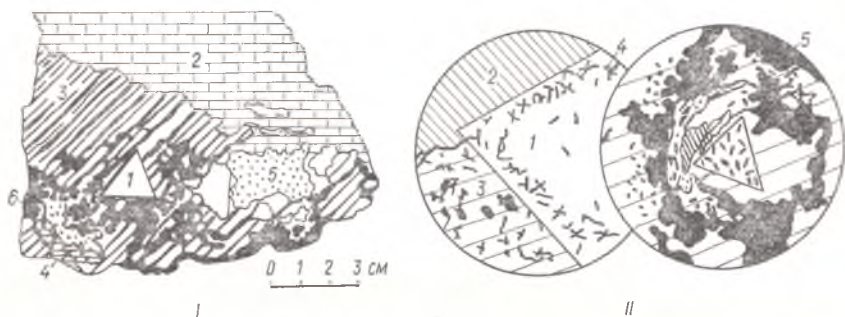


Рис. 41. Кристаллы гельвин-даналита из скарнов Средней Азии (по Лиценмайеру, 1960):

I — зарисовка штуфа: 1 — тетраэдрические кристаллы гельвин-даналита, 2 — мрамор, 3 — амфибол-кальцитовая порода, 4 — пирротин, 5 — сфалерит, 6 — хлорит; *II* — зарисовка участков прозрачного шлифа под микроскопом при ув 12: 1 — кристаллы гельвин-даналита, 2 — сфалерит, 3 — кальцит, 4 — амфибол, 5 — хлорит.

разновидности (очень мелкие неправильные и тетраэдрические зерна размером до 0,05 мм в ассоциации с флюоритом и кальцитом) и отсутствует в других разновидностях. Кроме того, очень мелкие зерна гельвина были обнаружены в тонкокристаллической амфиболо-слюдисто-флюоритовой породе, они наблюдались в виде тонких прослоек 0,1—0,2 м среди гранат-везувианового скарна.

В этих скарнах гельвин представлен желтой разновидностью. В шлифах бесцветен, показатель преломления 1,748. Частные химические определения таковы (в %): BeO 12,6, MnO 25,5, FeO 19,2, Al₂O₃ 0,4; спектральным анализом установлено: Si, Zn > 1,0%, Mg, Ca, Cu, As 0,01—0,1%; Ti, Sn 0,001—0,01%.

Еще об одном проявлении даналит-гельвиновой минерализации в своеобразных амфибол-кальцитовых скарнах Средней Азии сообщил в 1960 г. Н. В. Лиценмайер [54].

Скарны, развитые в экзоконтакте варисийских гранитов, прорывающих силурийские известняки, представлены пироксеновыми и гранат-пироксеновыми породами. На некоторых участках, особенно в всячем боку рудных тел, они подвергаются более поздним изменениям — амфиболизации, кальцитизации и окварцеванию. Самая поздняя — сульфидная минерализация — пирит, галенит, сфалерит.

Минерал из группы гельвин — даналит был встречен в бледно-зеленой амфибол-кальцитовой породе с резким преобладанием кальцита, заместившей полностью крупнокристаллический геденбергитовый скарн в брекчированном участке рудного тела, непосредственно вблизи мраморизованных известняков кровли (рис. 41). Сопутствующими ему рудными минералами являются черный сфалерит и пирротин, а также единичные зерна шеелита.

Более поздний светло-серый кварц цементирует обломки амфибол-кальцитовой породы с гельвином, а еще более поздний черный хлорит проникает по трещинам внутрь брекчированной породы и внутрь гельвина.

Минерал образует хорошо ограненные кристаллы-тетраэдры размером от 0,1 до 2 см. В шлифах характерны треугольные сечения, светлая розовато-желтая окраска, изотропность, отсутствие спайности. Центральная часть крупных кристаллов отличается большой чистотой, а периферические зоны их насыщены мелкими, различно ориентированными иголочками реликтового бесцветного амфибола. Это свидетельствует о более раннем, чем амфиболизация скарнов, генезисе гельвина.

Химический состав и физические свойства минерала, подтверждающие его принадлежность к группе даналит-гельвина, приведены в табл. 3, ан. 47.

Характеристика минерала группы даналит — гельвин из скарнов Средней Азии (по Лиценмайеру, 1960)

Кристаллохимическая формула

$(\text{Fe}_{1,78}\text{Mn}_{1,33}\text{Zn}_{0,35})_4\text{Be}_{2,37}\text{S}_{2,78}\text{O}_{12,0}\text{S}_{0,85}$.

Состав в миналах: $\Gamma_{38,5}\text{D}_{51,4}\text{H}_{10,1}$.

Физические свойства: форма выделения — единичные правильные тетраэдры размером 0,1—2 см; цвет — от темно-вишнево-красного до светлого желтовато-бурого, иногда пятнистого в тех же тонах. Черта бесцветная; блеск на гранях стеклянный, в изломе — смолистый; излом неровный; спайности нет; твердость 6,25 по шкале Мооса, микротвердость 872 кг/мм²; магнитность — притягивается магнитной иглой; удельный вес 3,29; показатель преломления 1,737—1,754; параметр элементарной ячейки 8,223; в холодной HCl слабо растворим, в сернокислой среде с окисью мышьяка на осколках его был получен налет аурипигмента.

Обобщая изложенные в данном разделе сведения о многочисленных контактово-метасоматических (скарновых) месторождениях бериллия, представленных минералами гельвиновой группы, необходимо отметить, что, несмотря на весьма широкое распространение их в земной коре и присущие им многочисленные специфические особенности в геологическом положении, минералогии, структурах и текстурах руд, минеральных парагенезисах и т. д., их место в генетической классификации месторождений редких элементов еще определено недостаточно четко.

Так, К. А. Власов относит их к типу месторождений грейзенов «линии скрещивания», залегающих в карбонатных породах.

Это же положение его сохранено в последней классификации ИМГРЭ [13]. А. А. Беус [6] и А. И. Гинзбург [17] считают их пневматолито-гидротермальными месторождениями, залегающими в карбонатных породах. В последней работе А. И. Гинзбурга [21] выделяется самостоятельная формация бериллиеносных скарнов.

Во всех этих классификациях подчеркивается, что бериллиеносные скарны представляют собой нормальные реакционные скарны, на которые наложены поздние новообразованные минералы — продукты деятельности фторсодержащих послемагматических растворов кислотной стадии метасоматоза. Это положение верно для завершающих стадий процессов бериллиевого минералообразования в скарнах, но оно как бы разрывает на две части единый процесс скарно- и рудообразования, протекавший непрерывно-прерывисто во времени.

Формирование бериллиеносности скарнов, безусловно, начинается и в стадию скарнообразования. Однако бериллий на этом этапе почти не образует собственных минералов, а рассеивается в породообразующих силикатах (везувинане, гранате и др.) и в магнетите. Причем если в силикаты он входит как литофильный элемент изоморфно, то в магнетите находится чаще всего в виде тонкораспыленного бромеллита, частично тонкодисперсного гельвина и мелковкрапленного хризоберилла. Развитие постмагматических процессов после скарнообразования имеет пневматолито-гидротермальный или высокотемпературный гидротермальный характер и приводит к образованию собственно бериллиевых минералов, в том числе гельвинновых, наложенных на уже образовавшиеся скарны.

При изучении этого процесса интересно обратить внимание на причины появления бериллия в постскарновых эманациях и растворах, приводящих к наложенной минерализации.

А. А. Беус [6] считает, что для появления собственно бериллиевых минералов в поздние стадии минералообразования рассеяние бериллия в породообразующих минералах сказывается отрицательно, так как весь имевшийся бериллий рассеялся в начальной стадии и для позднего минералообразования его уже не хватало. По мнению других исследователей [51], появление бериллия в поздних пневматолито-гидротермальных растворах не связано с привнесением извне, а обуславливается освобождением изоморфного бериллия из везувинана скарнов в результате разложения этого минерала под воздействием постмагматических фторсодержащих растворов. Это положение представляется справедливым, но к нему надо добавить, что основная часть бериллия будет поступать в растворы не за счет разложения только везувинана (процесса, в общем нехарактерного и редкого для скарнов), а за счет выщелачивания бериллия этими растворами, а также из других минералов скарнов, и в первую

очередь из магнетита. Растворы имеют кислый характер не столько за счет фтора, сколько, что очень важно, за счет наличия серы, кислорода и катионов (Mn, Fe, Zn). Сульфиды образуются несколько позднее.

Выщелачиванием Be из магнетита объясняется низкое содержание этого элемента в магнетитах с богатым гельвиновым оруденением (месторождение Айрон-Маунтин, флюорит-магнетит-полевошпатовые скарны Средней Азии), хотя силикаты в этих скарнах и содержат много BeO. В тех случаях, когда процесс постскарнового пневматолита происходит слабо, магнетиты и силикаты остаются обогащенными Be и собственные минералы этого элемента, в том числе и гельвиновые, не образуются. Характерными в этом отношении являются описанные выше магнетитовые скарны второго района Средней Азии, не содержащие ни гельвина, ни сульфидов.

Наряду с этим не исключена возможность и небольшого привноса бериллия более поздними гидротермами извне. В таком случае возникает наложенная гидротермальная минерализация бериллиеносных (но не гельвиноносных) скарнов, содержащих высокобериллиеносные везувианы, гранаты, магнетит и т. п. Пример — гельвиновая минерализация в везувиановых скарнах на удалении от магнетитовых скарнов и во флюорит-слюдисто-магнетитовых скарнах Средней Азии.

Определяя место гельвиноносных скарнов по глубине и условиям образования в общей систематике, их можно отнести к контактовым месторождениям сульфидной фазы фации умеренных глубин. По взаимоотношению скарнового и рудного процессов эти скарны следует отнести к типу скарново-рудных месторождений с наложенным оруденением, для которых характерно: а) отставание рудного процесса от скарнообразования; б) различные пути проникновения и места локализации скарно- и рудообразующих растворов (что приводит к образованию рудных зон, пересекающих скарновые тела и вмещающие породы); в) несовпадение скарновых и рудных тел. Весьма характерным примером наложения рудных процессов пневматолито-гидротермального характера на скарны с образованием гельвиноносных прожилков, зон и с неразвитой бериллиевой минерализацией в самих скарнах являются месторождения в Сибири, изучавшиеся П. Д. Бурцевым, Я. А. Косалсом, А. Я. Яковлевым, Ай Юнь-фу [51, 71]. Здесь генезис гельвина имеет типично пневматолито-гидротермальный характер, наложенный на ранние скарны. На этом же месторождении весьма четко прослеживается влияние вмещающих пород на образование бериллиевых минералов — берилла в алюмосиликатной среде (гранитах) и гельвина в карбонатной среде (известняках). Поэтому на характеристике этой минерализации мы остановимся подробнее, используя данные названных авторов.

Район Сибири, где развиты эти скарны, приурочен к сочленению нескольких крупных тектонических структур, что обуславливает его сложное геологическое строение.

Здесь развиты метаморфические, осадочные и эффузивные породы ордовика (O_1, O_2, O_3), силура (S_1 и S_2), девона (D_2 и D_3) и карбона (C_1), прорываемые интрузивным комплексом гранитоидных пород средне-верхнекарбового возраста.

Скарны развиты в зоне северного экзоконтакта крупной гранитной интрузии. В пределах этой зоны произошло скарнирование, на некоторых участках грейзенизация карбонатных пород, на которые впоследствии наложился в виде флюорит-полевошпатового прожилкования бериллиевое и полиметаллическое оруденения.

Содержание бериллия в гранитах этого массива увеличивается в 1,6 раза по сравнению со средним содержанием его в других гранитах этого района. Граниты в целом в незначительной степени альбитизированы, однако в апикальных частях массива альбитизация и грейзенизация развиты широко. При внедрении гранитов произошло скарнирование вмещающих пород карбонатного состава и ороговикование метаморфических разностей. По известнякам образовались пироксен-везувиановые скарны, по мергелистым известнякам — скарноиды, по сланцам — роговики. Все эти породы почти безрудны. Рудная минерализация связана в основном с послемагматическими процессами метасоматического замещения и изменения пород как вмещающей осадочно-метаморфической толщи, так и в самих гранитах интрузии.

Месторождение характеризуется многостадийностью минерализации. Эта многостадийность связана с неоднократными тектоническими движениями. Выделяются два основных этапа минерализации: *ранний* и *поздний*, разделенные внедрением внутрирудных аплитов.

На *раннем этапе* в гранитах и во вмещающих их породах выделяются четыре стадии минерализации. Бериллиевые минералы гельвин и фенакит в скарнах, роговиках и известняках, мелкозернистый берилл в гранитах образуются в четвертую стадию. Образование пироксен-везувиановых скарнов по известнякам, скарноидов — по мергелистым известнякам и околоскарновых плагиоклаз-ортоклазовых пород — по гранитам происходило одновременно. Пересечение их гранатово-плагиоклазовыми прожилками и кварцевыми жилами, а последних — флюорит-кварцевыми грейзенизированными жилами и зонами наблюдается повсеместно (рис. 42).

Зоны гельвиноносных грейзенизированных пород и слюдисто-кварцевых бериллоносных пород секутся внутрирудными дайками аплитов. После их внедрения выделяется второй, *поздний*, этап бериллиевой минерализации, который также подразделяется на четыре стадии.

Стадийность минерализации *раннего* и *позднего* этапов в скарнах, роговиках и известняках, с одной стороны, и в гранитах, с другой, одинаковая. Отличие заключается лишь в том,

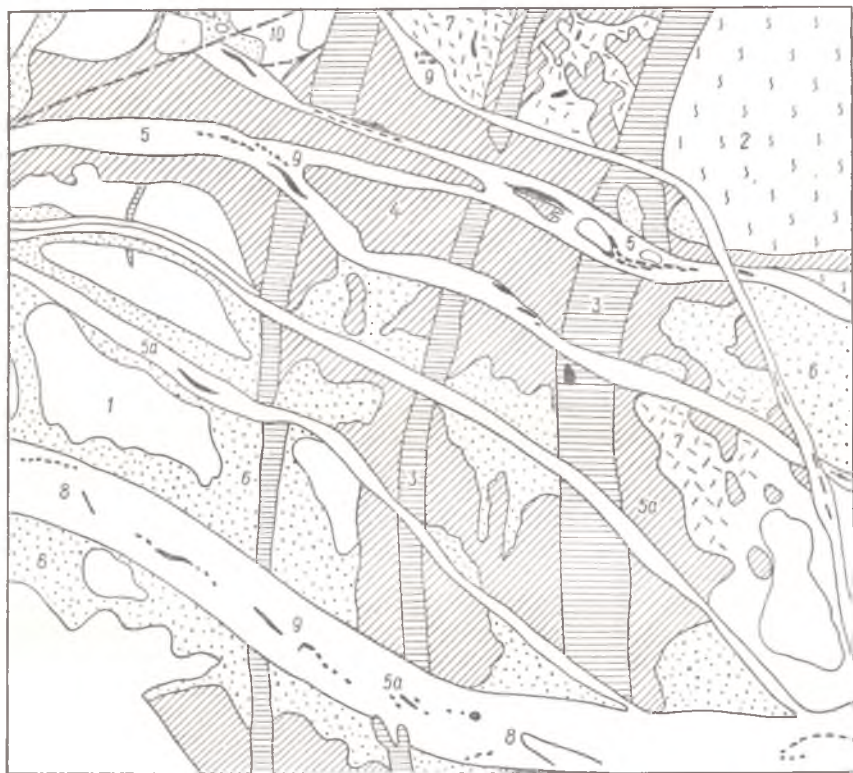


Рис. 42. Гельвиновая минерализация в скарнах Сибири. Зарисовка участка штокверковых руд, натуральная величина (по Косалсу, 1961):

1 — мраморизованные известняки, 2 — гранат-везувиановые скарны, 3 — гранат первой генерации, 4 — прожилки с гранатом второй генерации, 5 — флюоритовые прожилки II стадии кварцево-флюоритового этапа, 5-а — флюоритовые прожилки III стадии кварцево-флюоритового этапа, 6 — флюоритово-слюдистые грейзеноподобные породы с тонкой вкрапленностью гельвина и сульфидов, 7 — слюдисто-флюоритовые грейзеноподобные породы с реликтовыми зёрнами везувиана и граната, 8 — оторочки мусковита, 9 — гельвин, 10 — тектонические трещины.

что во вмещающих породах выделялся гельвин, а берилл представлял только минералогическую редкость; в гранитах, наоборот, в то же самое время выделялся берилл, а гельвина не было.

В гранат-плагноклазовых прожилках второй стадии *раннего* этапа, имеющих сравнительно небольшое распространение и размеры (протяженность до первых десятков метров, мощность до 3 см), наблюдаются лишь редкие единичные зёрна гельвина.

В значительном количестве в этих прожилках находятся сульфиды (сфалерит, меньше пирит, галенит, халькопирит, пирротин), шеелит, рутил. Из жильных, кроме граната (гроссуляра) и олигоклаза, следует отметить флюорит, кварц, карбонат, актинолит, эпидот, серицит, хлорит. Содержание в них рассеянного бериллия незначительно: в эпидоте 0,006, в гранате 0,007%. Гельвин наблюдался в шлифах в виде редких тетраэдрических кристаллов, образующих в разрезе треугольные формы; развивается он вместе с сульфидами.

В кварцевых жилах третьей стадии *раннего* этапа бериллиевой минерализации совершенно нет, хотя сами жилы распространены довольно широко.

Слюдисто-кварцевые грейзены четвертой стадии *раннего* этапа являются главной рудоносной формацией месторождения. Грейзены развиты и во вмещающих породах, и в гранитах, но различаются по особенностям минерализации и минеральным парагенезисам.

Образования грейзеновой формации отличаются довольно сложным составом, характеризующимся значительным количеством бериллиевых минералов, сульфидов и других редких минералов.

Изучение последовательности выделения минералов показало, что берилл — это наиболее ранний минерал; фенацит и гельвин образуются позднее него, вслед за ним начинается выделение сульфидов.

Гельвиновая минерализация в слюдисто-флюорит-кварцевых образованиях, развитых в скарнах экзоконтакта, представлена прожилками, гнездами и мелкой вкрапленностью в центральной части жил и прожилков и в околожильных зонах измененных пород. Имеются вкрапления и отдельных тетраэдрических зерен минерала, образующие в шлифах правильные треугольники, иногда зонального строения.

Гельвин обычно встречается вместе с кварцем, флюоритом, мусковитом, местами ортоклазом, бериллом и сульфидами. Мусковит, слагающий оторочки прожилков, образуется раньше, чем гельвин, а в центральной части прожилков — позднее. Прожилки и гнезда гельвина корродируются и секутся сульфидами и замещаются карбонатом, поздним кварцем и эпидотом. Химический состав этого гельвина приведен в табл. 2, ан. 24.

Характеристика гельвина из слюдисто-кварцевых грейзенов (грейзеновой формации IV стадии раннего этапа) Сибири (по материалам Ай Юнь-фу, 1963)

Кристаллохимическая формула

$(\text{Mn}_{2,51}\text{Fe}_{0,62}\text{Zn}_{0,07})_4\text{Be}_{2,40}\text{S}_{2,18}\text{O}_{10,72}\text{S}_{0,92}$

Состав в миналах: $\Gamma_{78,4}\text{D}_{19,5}\text{H}_{2,1}$.

Физические свойства: форма выделения — прожилки, гнезда и мелкая вкрапленность неправильных зерен, иногда тетраэдры — в центральной части жил; цвет бурый; твердость 770—806 кг/мм²; удельный вес 3,22—3,23; показатель преломления 1,741—1,745; отражательная способность — 7,51; параметр элементарной ячейки 8,31.

Метасоматические бериллиеносные формации второго, *позднего*, этапа минерализации описываемого месторождения в Сибири, проявившейся после внедрения внутрирудных даек аплитов, образуются в позднюю щелочную стадию метасоматоза. Среди них выделяются такие формации: флюорит-полевошпатовая, кварц-сульфидная и кальцитовая. Из трех выделяемых здесь формаций рудоносной (бериллиевой) является только флюорит-полевошпатовая.

Жилы и прожилки этой формации иногда встречаются с жилами слюдинокварцевых грейзенов и выполняют те же трещины (рис. 43). Однако более ранние грейзены встречаются преимущественно в нижних горизонтах месторождения, а поздние флюорит-полевошпатовые жилы и прожилки — в верхних.

В целом состав этой формации похож на состав грейзеновой (IV стадии *раннего* этапа), но высокое содержание полевых шпатов, незначительное — сульфидов и отсутствие кварца отличают первую формацию от второй. Как и в грейзенах, основными бериллиевыми минералами, несущими оруденение, являются гельвин во флюорит-полевошпатовых жилах и прожилках вмещающих пород и берилл — в таковых же в гранитах.

Гельвин здесь представлен тонкими прожилками, мелкими гнездами и рассеянной вкрапленностью тетраэдрических кристаллов. Встречается он вместе с ортоклазом, флюоритом, мусковитом, кварцем. Выделяется в промежутках зерен ортоклаза, кристаллизуясь позднее его, и замещается карбонатом.

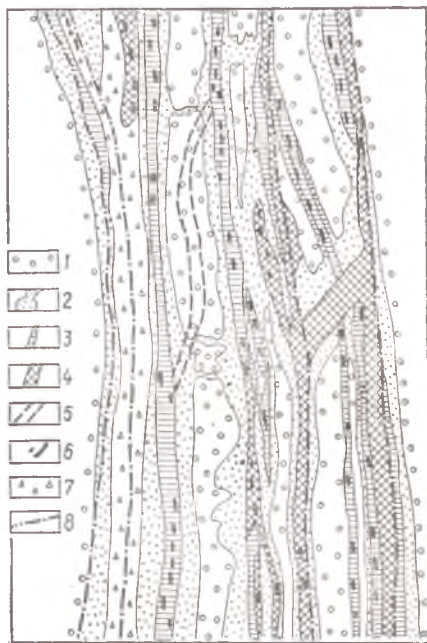


Рис. 43. Гельвиновая минерализация в скарнах Сибири. Взаимоотношения кварцевосульфидных жил со слюдинокварцевыми жилами и грейзеноподобными породами; масштаб 1 : 20 (по Косалсу, 1961):

1 — флюоритизированные гранат-везувиановые скарны, 2 — слюдинокварцевые и флюорит-слюдинокварцевые грейзеноподобные породы, 3 — слюдинокварцевые флюоритовые жилы (III стадия кварцево-флюоритового этапа), 4 — кварцевые жилы и линзы с мелкой вкрапленностью пирита, сфалерита, халькопирита и галенита, 5 — маломощные полевошпатовые прожилки с вкрапленностью гельвина (II стадия кварц-флюоритового этапа), 6 — гнезда, линзы и прожилки гельвина, 7 — богатая вкрапленность пирита, сфалерита, галенита и редкая мелкая (до 1,5 мм) гельвина, 8 — тектонические нарушения.

От гельвина грейзеновой формации отличается светло-желтым цветом, более низким показателем преломления ($n = 1,731-1,736$), более высоким удельным весом ($d = 3,26$) и более низкой микротвердостью ($513-514 \text{ кг/мм}^2$). Параметр элементарной ячейки такой же ($a_0 = 8,31 \text{ \AA}$).

Химический состав гельвина этой формации приведен в табл. 2, ан. 25.

Характеристика гельвина из флюорит-полевошпатовых прожилков (I стадии позднего этапа) Сибири (по материалам Ай Юнь-фу, 1963)

Кристаллохимическая формула

$(\text{Mn}_{2,3}\text{Zn}_{0,95}\text{Fe}_{0,20})_4\text{Be}_{2,05}\text{S}_{2,60}\text{O}_{10,15}\text{S}_{1,10}$.

Состав в миналах: $\text{Г}_{66,5}\text{Д}_{5,8}\text{ГН}_{27,7}$.

Физические свойства: форма выделения — тонкие прожилки, мелкие гнезда и вкрапленность; цвет светло-желтый. твердость $513-514 \text{ кг/мм}^2$; удельный вес $3,12-3,26$, показатель преломления $1,731-1,736$; параметр элементарной ячейки $8,31$.

Описываемый гельвин отличается от такового же из грейзенов четвертой стадии *раннего* этапа меньшими содержаниями гельвиновой и даналитовой составляющих, значительным увеличением гентгельвиновой. Элементы-примеси в описываемом минерале (в %): W, Pb, Cd, Ga, Ba, Tl — 0,01; Cu, Ag, Ge — 0,005; Ti, Cr, Sc — 0,001; Mo — 0,0001.

Изучение последовательности выделения минералов данной формации показало, что бериллиевая минерализация идет совместно с флюоритом и предшествует выделению сульфидов.

Формации кварцево-сульфидных руд и кальцитовых прожилков не несут бериллиевой минерализации.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ТИП МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИНЕРАЛОВ ГЕЛЬВИНОВОЙ ГРУППЫ

Образование бериллиевых минералов [6, 11, 13, 15, 17—19] происходит на различных этапах магматической и постмагматической деятельности, вплоть до самых низкотемпературных фаз гидротермальной минерализации. Более того, исследованиями А. И. Гинзбурга и др. [20—22] установлено, что для ряда бериллиевых месторождений (в частности, флюорит-бертрандитовой и флюорит-бертрандит-фенакитовой формаций), имеющих промышленное значение, ведущим типом являются именно гидротермальные образования, формирующиеся на небольших глубинах.

Для минералов гельвиновой группы собственно гидротермальные низкотемпературные проявления также весьма характерны и распространены довольно широко. Они наблюдаются главным образом в сульфидных месторождениях и в кварцевых, полевошпатовых и других по составу прожилках, залегающих как в пределах гранитных интрузивов, так и вдали от них.

Находки гельвина в полиметаллических месторождениях установлены давно. Самые известные — полиметаллические месторождения в Рудных горах района Шварценберг, Саксония, ГДР; Гранд-Вью, США; Средней Азии, СССР.

В полиметаллических месторождениях Рудных гор гельвин распространен довольно широко. Наиболее известно месторождение **Унохоффт-Глюк**, близ района Шварценберг. Рудное тело этого месторождения, залегающее в толще глинистых сланцев, состоит из мелкозернистой салитовой породы с кварцем и содержит гранат, флюорит, апатит, сфен, гематит, магнетит и сульфиды; галенит, коричневый сфалерит, халькопирит, пирит. Гельвин встречается в виде серо-желтых, иногда зеленоватых кристаллов, образующих тетраэдры величиною в 1—4 мм. Местами гельвин нарастает на кварц, частично между кристаллами кварца в небольших друзах и пустотах, выполненных кальцитом. Химический состав и физические свойства гельвина из района Шварценберг приведены в табл. 2, ан. 33, 34.

В другом месторождении Рудных гор (**Гельбе Бирк у Фюрстенберга**) гельвин также встречается в кварцевых жилах в парагенезисе с галенитом, халькопиритом и сфалеритом.

На месторождении **Гранд-Вью** (Блэйк-Рейндж, округ Грант, штат Нью-Мексико, США) гельвин был обнаружен [129] в метасоматическом теле цинковых руд, залегающих в ордовикских известняках Монтойя в виде мелких линз, чечевице- и трубообразных тел вдоль небольших сбросов, трещин и сбросовых пересечений.

Рудные минералы представлены сфалеритом и галенитом, а изредка сопровождаются халькопиритом; нерудные — гранатом, эпидотом, серпентином, магнетитом, флюоритом, пиритом, кварцем, кальцитом и хлоритом. Но на небольшом расстоянии к западу от рудника выходит на поверхность небольшая интрузия кварцевых монцонитов и две буровые скважины, пробуренные Горным Бюро США, пересекали измененные изверженные породы к западу, несколько глубже ближайших горных выработок.

Первоначально гельвин был извлечен А. Вейсенберном [129] из образца флюорита из пустотки в рудном теле. В этом образце были найдены мелкие тетраэдры желтого гельвина — частично в виде корки на флюорите, частично в виде прослоев в нем. Одновременно там же находился и сфалерит. Некоторые из кристаллов гельвина имели около миллиметра в поперечнике, кристаллы меньшего размера образовывали гроздь. Эти гроздевидные скопления имели не более 2—3 мм в поперечнике и как единичные кристаллы разбросаны в образцах, особенно часто на кристаллах флюорита. Несколько тетраэдров находи-

лись в виде включений в прозрачных, бесцветных кристаллах флюорита; другие — внутри образца, так что только острые грани выступали над поверхностью кристаллов флюорита.

Впоследствии гельвин был определен еще в нескольких образцах, но он не образовывал таких хорошо развитых кристаллов, как в предыдущем материале. Подобно первому образцу, последующие были взяты из пустот и во всех образцах гельвин находился в ассоциации с флюоритом и сфалеритом.

Наиболее детально характер гельвиновой гидротермальной минерализации в сульфидных образованиях изучен С. Т. Бадаловым [2] на примере одного из месторождений **Средней Азии**.

Полиметаллическая минерализация, приуроченная к контактам известняков с сиенитами, представлена рудными зонами на участках тектонических разломов (зоны дробления). Тектонические подвижки, предшествовавшие оруденению и сопровождавшие его, происходили на протяжении весьма длительного периода времени и способствовали проникновению и отложению рудных компонентов в зонах дробления. Характерно, что гельвиновая минерализация, генетически тесно связанная с полиметаллической, приурочена к наиболее позднему этапу всего рудного процесса.

Автором [2] описывается несколько типов нахождения гельвина в сульфидных прожилках. Все они различаются главным образом по комплексам сопровождающих минералов, в то время как в возрастном отношении все гельвиновые минералы могут быть главного этапа полиметаллического оруденения.

Возрастные же взаимоотношения перечисленных типов между собой не установлены, поскольку каждый из них пространственно разобщен. Но вероятнее всего, что различие в типах нахождения гельвина только по парагенетическим комплексам минералов объясняется прежде всего влиянием среды.

Так, образование кальцито-аметистовых жил с гельвином приурочено к породам карбонатного состава, тогда как рудная брекчия почти всегда цементируется кварцево-халцедоновой массой, в которой и располагаются кристаллы гельвина. Химический состав гельвина из этого месторождения приведен в табл. 2, ан. 31, 32.

Характеристика гельвина из полиметаллического месторождения в Средней Азии (по Бадалову, 1956)

Кристаллохимическая формула

$(\text{Mn}_{3,87}\text{Zn}_{0,09}\text{Fe}_{0,05})_4\text{Ve}_{2,81}\text{Si}_{2,80}\text{O}_{11,86}\text{S}_{1,15}$.

Состав в миналах: $\text{Г}_{96,6}\text{Д}_{1,2}\text{ГН}_{2,2}$.

Физические свойства: форма выделения — мелкие (до 2 мм) тетраэдрические кристаллы, двойникованные по оси 3-го порядка. В измененных породах превращен в рыхлую светло-желтую массу; цвет желтый, разных оттенков, в свежем изломе — медово-желтый со слабо-зеленоватым оттенком; блеск стеклянный на грани, в свежем изломе жирный; излом неровный до рако-

вистого; спайность выражена слабо; слабо электромагнитен; твердость около 6; удельный вес 3,20; показатель преломления 1,725; растворяется в H_2SO_4 .

Еще одна находка минерала группы гельвина в кварц-молибденитовых и кварц-сульфидных прожилках была описана в 1962 г. Д. М. Корятовой и В. П. Стравинской [50]. Минерал был найден ими на молибденовом месторождении в Сибири и по составу близок к даналит-гентгельвину.

Месторождение залегает среди гранитоидных пород мезозойского возраста и сформировалось в течение шести основных этапов минералообразования. Прожилки разных этапов образуют густую сеть в серых гранитах и в пределах трубообразного тела брекчированных и гидротермально измененных пород. Среди этих прожилков по преобладающим минералам могут быть выделены: кварцево-полевошпатовые, молибденитовые, кварцево-молибденитовые, кварцево-шеелит-гюбнеритовые, кварцево-сульфидные и кварцево-роговиковые. Даналит-гентгельвин в виде тетраэдров и неправильных зерен встречается только в кварц-молибденитовых и кварц-сульфидных прожилках в ассоциации с кальцитом, флюоритом, эпидотом, гранатом, сфалеритом, шеелитом и иногда с акцессорным бериллом. Химический состав минерала из этих прожилков приведен в табл. 3, ан. 56.

Характеристика даналит-гентгельвина из молибденового месторождения Сибири (по Корятовой и др., 1962)

Кристаллохимическая формула

$(\text{Zn}_{0,85}\text{Fe}_{0,85}\text{Mn}_{0,69})_4\text{V}_{2,56}\text{Si}_{12,79}\text{O}_{12}\text{S}_1$.

Состав в миналах: $\text{Г}_{28,5}\text{Д}_{35,2}\text{ГН}_{36,3}$

Физические свойства: форма выделения — тетраэдры размером до 5 мм, иногда зональные, неправильные зерна; цвет красновато-бурый в свежем изломе; блеск стеклянный до жирного; излом хрупкий; спайность несовершенная; твердость 6,5; удельный вес 3,24 — 3,25; показатель преломления $1,738 \pm 0,002$; растворяется в HCl с выделением H_2S и образованием студенистого осадка при выпаривании.

Описываемый минерал часто разбит сетью неправильных трещинок, выполненных кальцитом. Промежутки между кристаллами его заполнены мелкозернистым кварцем, бледно-фиолетовым и бесцветным флюоритом. По-видимому, образование этого минерала предшествовало выделению мелкозернистого кварцево-флюоритового агрегата и кальцита. Даналит-гентгельвин был найден и в более поздних кварц-флюоритовых жилках в ассоциации с эпидотом, кальцитом, бериллом, сфалеритом.

Судя по этим парагенетическим ассоциациям и взаимоотношениям с другими минералами, намечается образование гельвиновых минералов на описанном месторождении в сравнительно позднюю гидротермальную стадию процесса рудообразования, в то время как берилл, по всей видимости, образовался в раннюю пневматолито-гидротермальную стадию.

Гельвиновая минерализация в родонит-родохрозит-сульфидных телах

В интересной, явно гидротермального характера парагенетической ассоциации с родонитом, родохрозитом и сульфидами гельвин был обнаружен Д. Ф. Хеветом [98] в районе **Бьютт, штат Монтана, США**, на 200-м горизонте западного штрека рудника Лексингтон.

Гельвин встречается в родонит-родохрозитовых жилах с рассеянной вкрапленностью сульфидов в виде редких лимонно-желтых зерен диаметром до 2 мм и в виде прожилков мощностью около 1 мм. Находится он в массе розовых марганцевых минералов.

Минерал изотропен, показатель преломления 1,734. Спектральным анализом в нем обнаружено значительное содержание бериллия и лишь следы цинка.

Интересны взаимоотношения минералов. Гельвиноносные жилы содержат родонита около 75%, родохрозита 15, кварца 8 и сульфидов пирита, галенита и сфалерита — 2%. Алабандит обнаружен не был. Родонит образует войлочную структуру за счет тонких иголок, которые местами окаймляют округлые выделения родохрозита; будучи поздним минералом, этот карбонат не замещает силикатного минерала. Массы силикатного и карбонатного минералов, которые смешаны друг с другом, секутся прожилками. Последние сложены главным образом родонитом в форме призматических кристаллов; местами прожилки выполнены кварцем, карбонатом или сульфидами. Частично сульфиды рассеяны по всей массе сросшихся силикатного и карбонатного минералов, а часть их приурочена к поздним прожилкам. Гельвин встречается только в родонитовых прожилках (или рядом с ними). С этими прожилками ассоциируют сульфиды, и, следовательно, гельвин является одним из минералов, отложенных в последнюю очередь.

В похожей парагенетической ассоциации с родонитом и родохрозитом, но в несколько иной геологической обстановке гельвин был найден на **Дальнем Востоке** геологами И. Н. Егоровым и Ю. Н. Гамалея при геологической съемке [32]. Рудопроявление располагается в пределах массива интрузивных пород, занимающего площадь 760 км². Как известно, в структурном отношении плутон приурочен к окраине Сибирской платформы, осложненной серией региональных субширотных разломов, и представляет собой сложнодифференцированную интрузию, в составе которой выделяются такие последовательные фазы внедрения: щелочные, известково-щелочные сиениты и биотитовые граниты с эндоконтактной фацией амфиболовых гранитов. С биотитовыми гранитами связана фаза дополнительной интрузии, представленная мелкозернистыми порфиридовидными биотитовыми гранитами, и жильная фаза топаз-биотит-кварцевых

жил, а также метасоматические тела кварц-родонит-магнетитового состава. В последних и обнаружена бериллиевая минерализация, представленная гельвином, в меньшей степени — фенакитом и берtrandитом.

Гельвиновое рудопроявление на Дальнем Востоке представлено несколькими рудными телами, имеющими жило- или линзообразную форму и залегающими среди крупнозернистых биотитовых гранитов. Эти граниты лейкократового облика, сложены микроклин-пертитом (65—69%), кварцем (29—31%), биотитом (2—4%).

В тектонически ослабленных зонах граниты изменены процессами микроклинизации, альбитизации, грейзенизации и железистого метасоматоза. В результате последних и образовались рудные тела кварц-магнетитового, кварц-магнетит-родонитового составов с бериллиевой минерализацией.

Рудные тела тяготеют к трещинным зонам, оперяющим крупные разломы. Как правило, это оперяющие системы трещин второго-третьего порядков. В отдельных случаях тела кварц-родонит-магнетитовых бериллиеносных метасоматитов приурочены к ослабленным зонам, в которых граниты микроклинизированы и альбитизированы.

Контакты рудных тел с вмещающими породами резкие. Экзоконтактовые преобразования выражаются в магнетитизации, пиритизации, сфалеритизации. Минеральный состав рудных тел сложен и изменчив. По взаимоотношению двух главных слагающих их минералов можно выделить два основных типа руд: кварц-родонитовые с магнетитом и гельвином и кварц-магнетитовые с родонитом и гельвином.

Химический состав обеих разновидностей бериллиеносных метасоматитов, установленный анализами валсовых проб, приведен в табл. 37. Как видно из этой таблицы, химические составы описываемых образований весьма своеобразны: они характеризуются низким содержанием глинозема и щелочей, свидетельствующим об отсутствии полевых шпатов, и высоким содержанием кремнезема, марганца, железа. В повышенном количестве находятся также редкие элементы, как бериллий, ниобий, цирконий, германий, а также олово.

Макроскопически бериллиеносные метасоматиты первой разновидности, распространенность которых сравнительно невелика, представлены породами равномернозернистой мелко- до среднезернистой структуры, массивной текстуры. Цвет ее обычно буровато-серый, коричневатого-серый, светло-бурый. На общем сравнительно светлом фоне породы иногда выступают темные участки с магнетитом, а по отдельным трещинам и зонам развиваются иссиня-черные корочки и налеты гидроокислов железа и марганца. Светло-бурые участки породы сложены родонитом, включающим мелкие ксеноморфные зерна, гнезда, иногда и участки гельвина. Судя по наблюдениям в прозрачных шлифах,

родонит с гельвином — более поздние образования по отношению к магнетиту: магнетит остается в кварц-родонит-гельвиновой массе в виде остаточных реликтовых участков. Вероятнее всего, родонит-гельвиновая минерализация связана с более поздними этапами гидротермальной деятельности, наложенной на кварц-магнетитовые метасоматиты. Именно поэтому мы и относим описываемое дальневосточное рудопоявление гельвина к гидротермальному типу.

Таблица 37

Химический состав двух проб гельвиноносных руд из рудопоявления на Дальнем Востоке СССР, вес. %

| Компонент | Проба | | Примечание |
|-------------------------------------|---------|---------|--------------------------------------|
| | 1 | 2 | |
| SiO ₂ | 40,6 | 41,9 | — |
| TiO ₂ | 0,01 | 0,03 | — |
| Al ₂ O ₃ | 0,9 | 3,2 | — |
| Fe ₂ O ₃ +FeO | 16,0 | 38,5 | — |
| MnO | 29,8 | 3,0 | — |
| MgO | 0,01 | 0,01 | — |
| CaO | Не опр. | Не опр. | По данным спектрального анализа > 1% |
| Na ₂ O | 0,19 | 2,08 | |
| K ₂ O | 1,80 | 0,36 | — |
| S | Не опр. | Не опр. | — |
| P ₂ O ₅ | » » | » » | — |

Примечание. Проба 1 обогащенная родонитом. 2 — магнетитом.

Кварц-магнетитовые метасоматиты с родонитом и гельвином распространены гораздо шире. Они являются, по существу, начальными продуктами гидротермальной деятельности, наложенной на кварц-родонитовые метасоматиты. Макроскопически эти образования представляют собой массивные плотные породы мелкозернистой до тонкозернистой структуры темно-серого, почти черного цвета. На этом темном фоне выступают отдельные бурые и буровато-серые участки, сложенные кварц-родонитовым агрегатом с гельвином. Все участки ксеноморфно выполняют межзерновые пространства в магнетитовой или кварц-магнетитовой массе. Макроскопически в этих осветленных участках, особенно при свечении образцов в катодных лучах, выявляются включения гельвина и сфалерита, люминесцирующих зеленым цветом, а также редкие мелкие включения фенакита (синее свечение); родонит слабо светится темно-оранжевым цветом.

Более детально минеральный состав гельвиноносных метасоматитов изучался в протолочках обеих проб, дробленных до 1 мм, расситованных по классам крупности и предварительно обработанных в тяжелых жидкостях (бромформе, Рорбаха, Клеичи) и на электромагните (табл. 38). Как видно из таблицы, основным носителем бериллия является гельвин, в меньшей степени — фенакит.

Гельвин в протолочках концентрируется в основном в классах от -0,5 до +0,1 мм, во фракциях с удельным весом 3,5—

4,2 (в легких от жидкости Клеричи). Он обладает небольшой магнитной восприимчивостью и находится как в электромагнитных, так и неэлектромагнитных фракциях. Представлен несколько

Таблица 38

Минеральный состав двух проб гельвиноносных метасоматитов рудопроявления на Дальнем Востоке СССР, вес. %

| Минерал | Проба 1 кварц-родонитовый и гельвином | Проба 2 кварц-магнетитовый с родонитом и гельвином | Минерал | Проба 1 кварц-родонитовый и гельвином | Проба 2 кварц-магнетитовый с родонитом и гельвином |
|-----------------------------------|--|---|------------------|--|---|
| Породообразующие минералы | | | Рудные минералы | | |
| Главные | | | Главные | | |
| Полевые шпаты (в основном альбит) | 0,5 | 25,0 | Родонит | 69,5 | 10,0 |
| Кварц | 2,0 | 7,0 | Магнетит | 10,0 | 33,5 |
| Кальцит | 1,0 | 2,0 | Родохрозит | 1,0 | 0,5 |
| Слюдистые агрегаты (мусковит) | 0,3 | 3,0 | Гельвин | 1,0—20,0 | 1,0—20,0 |
| Второстепенные | | | Второстепенные | | |
| Амфиболы | Зн. | Зн. | Фенакит | 0,1 | 0,2 |
| Пироксены | » | » | Сфалерит | 0,1 | 1,0 |
| Эпидот | » | » | Касситерит | 0,1 | 0,3 |
| Везувиан | » | » | Циркон, маллакон | 0,15 | 0,25 |
| Флюорит | 0,1 | 0,1 | Бастнезит | 0,05 | Зн. |
| Апатит | 0,1 | 0,05 | Вернадит | Зн. | » |
| | | | Пирролизит | » | » |

кими разновидностями минерала. В основном это неправильные зерна, реже тетраэдры и их осколки желтого или лимонно-желтого цвета. Минерал прозрачный с показателем преломления 1,732 и удельным весом 3,55. Параметр элементарной ячейки $a_0 = 8,179 \text{ \AA}$. По этим физическим свойствам состав его в миналах можно приблизительно определить как $\text{Г}_{40}\text{Д}_{15}\text{ГН}_{45}$, т. е. это промежуточный член гельвин-гентгельвинового ряда. Химический состав его приведен в табл. 4, ан. 94—104.

Характеристика гельвин-гентгельвина из кварц-родонит-магнетитовых рудных тел рудопроявления на Дальнем Востоке, СССР

Кристаллохимическая формула

$(\text{Zn}_{2,08}\text{Mn}_{1,27}\text{Fe}_{0,38})_4\text{Be}_{2,75}\text{Si}_{3,02}\text{O}_{12,03}\text{S}_{0,97}$.

Состав в миналах: $\text{Г}_{34,09}\text{Д}_{10,11}\text{ГН}_{55,80}$.

Физические свойства: форма выделения — в основном неправильные зерна и их агрегаты, реже тетраэдры. Размер отдельных зерен и кристаллов 0,1—1,5 мм, иногда крупнее; агрегаты и скопления зерен до 1—3 см; цвет лимонно-желтый, желтый, иногда темно-желтый, бурый, красноватый, реже совершенно бесцветный, прозрачный; блеск стеклянный до жирного; излом

неровный, раковистый; спайности нет; обладает слабой магнитной восприимчивостью; твердость 5—6; удельный вес 3,47—3,69; показатель преломления 1,739—1,755; параметр элементарной ячейки 8,179.

Кроме основной разновидности, существуют и бесцветные разновидности, интенсивно люминесцирующие в катодных лучах зеленым цветом. Это, вероятно, минералы с большим содержанием гентгельвиновой составляющей. Встречаются и разновид-

Результаты полуколичественных спектральных анализов минералов из гельви-

| Минерал | Be | Mn | Fe | Mg |
|--------------|------|-------|------|--------|
| Гельвин | >1,0 | >0,5 | >0,3 | 0,0005 |
| Пироксмангит | 0,5 | >0,5 | >0,5 | 0,003 |
| Пирролузит | 0,5 | >0,5 | >0,5 | 0,01 |
| Сфалерит | 0,01 | 0,001 | >0,5 | 0,0005 |
| Эпидот | 0,05 | 0,001 | >0,3 | 0,003 |

ности бурого, красноватого, темно-желтого цветов, но все в подчиненном количестве.

Спектральные анализы минералов исследованных кварц-родонит-магнетитовых метасоматитов показывают, что все они в качестве элементов-примесей содержат бериллий, а также марганец, железо, цинк, кремний, т. е. геохимически специфические элементы рудопроявления (табл. 39).

Описываемое рудопроявление гельвина по геолого-структурному положению и связи с метасоматическими процессами во многом напоминает охарактеризованные выше метасоматические месторождения, относящиеся к пневматолито-гидротермальному типу. Оно располагается на стыке платформенных и складчатых структур, приурочено к массиву биотитовых гранитов с микроклин-пертитом и альбитом, т. е. к существенно щелочным гранитоидам, переработанным последующими метасоматическими процессами — микроклинизацией, альбитизацией и грейзенизацией в своеобразные метасоматиты по определенным тектоническим зонам.

Характер залегания, размеры и форма рудных тел также весьма сходны: невыдержанные небольших размеров рудные тела, мало распространенные на глубину и протягивающиеся в одном направлении с общим простиранием всей структуры. Различие заключается в самом характере гельвиновой минерализации, протекавшей в гидротермальный этап после грейзенового железистого метасоматоза, завершившего пневматолито-гидротермальный этап изменения гранитов и образования своеобразных кварц-магнетитовых метасоматитов. Более поздние гидротер-

мальные растворы содержали значительное количество марганца, кремнезема, бериллия, серы и меньше железа и цинка, что и способствовало образованию силиката марганца — родонита, а также гельвина. Позднее образовались сульфиды железа и в очень незначительном количестве сфалерит.

Еще одним гельвиновым рудопроявлением, связанным с марганцево-колчеданными рудами, является месторождение Хвалет-

Таблица 39

нового рудопроявления на Дальнем Востоке, СССР, вес. %

| Ca | Al | Si | Zn | Pb | S |
|--------|-------|------|-------|-------|--------|
| 0,0005 | 0,03 | >1,0 | >0,5 | — | — |
| 0,01 | 0,01 | >0,5 | 0,1 | — | — |
| 0,03 | 0,005 | 0,5 | 0,5 | — | 0,001 |
| 0,01 | 0,003 | 0,5 | 0,5 | 0,001 | 0,001 |
| 1,0 | 0,03 | >0,3 | >0,05 | — | 0,0005 |

цы в Железных горах (Чехословакия). Гельвиновую минерализацию в нем описали Ф. Новак и Г. Ганза в 1963—1966 гг. [111, 112]. Гельвин обнаружен ими в контактово-метаморфизованной части Мп-колчеданного месторождения Хвалетцы в ассоциации с баритом, родохрозитом, пиритом, гематитом, какоксеном, кронстедитом, вивианитом, сидеритом и апатитом. В колчеданных образованиях он встречается в виде агрегатов с неправильной формой зерен. Цвет минерала желтый с бурым оттенком. Показатель преломления 1,737, удельный вес 3,20, параметр элементарной ячейки $a_0 = 8,280 \text{ \AA}$. По данным спектрального анализа, в нем содержится в количестве более 1% только Be, Mn и Si; Fe находится в десятых долях процента, Zn — в сотых. Кроме того, в десятых долях процента присутствуют Ba, P, а в сотых — Ag, Al, Cd, Cu, Mg, Na. По этим данным, гельвин из Хвалетцы представляет собой крайний марганцевый член изоморфной серии, т. е. чистый гельвин.

Кроме описанных, имеются также сообщения [102] о находке гельвина в марганец-колчеданных рудах Японии (округ Нагана, рудник Вагисава). Поэтому марганецсодержащие рудные образования, связанные с бериллиеносными гранитоидными интрузиями, следует считать перспективными на обнаружение в них гельвиновой минерализации.

Гельвиновая минерализация в кварцевых, полевошпатовых и других прожилках

Кроме распространения в описанных выше гидротермальных сульфидных и родонит-родохрозит-сульфидных образованиях, генетически или пространственно связанных с бериллиеносными гранитными интрузиями, гельвиновая минерализация обнаружена и в кварцевых жилах (прожилках), приуроченных к вольфрамитоносным штокверкам (Средняя Азия), касситерит-сульфидным и молибденит-сульфидным месторождениям (Сибирь).

Встречаются также проявления даналитовой минерализации в кварц-полевошпатовых прожилках без рудной минерализации в ультраосновных породах (европейская часть СССР) и геливин-даналит-гентгельвиновая минерализация в кварц-касситерит-хлоритовых жилах, залегающих в метаморфизованных известняках (зеленокаменных породах Корнуэлла и Девона в Англии).

Рассмотрим краткую характеристику этих гельвиноносных гидротермальных, не связанных с полиметаллическими сульфидными месторождениями, образований.

Месторождение в **Средней Азии** [45] представлено штокверком вольфрамит-кварцевых жил и прожилков, пересекающих в разных направлениях породы одной из свит палеозоя, сложенной сланцами с подчиненными пачками известняков. Ближайшие выходы гранитов одной из интрузий находятся в 1,5—2 км к западу от штокверка. На поверхности месторождения закартировано множество рудных вольфрамит-кварцевых жил и прожилков мощностью от 1 м до нескольких сантиметров и длиной от 100 до 5—8 м. Они ориентированы в различных направлениях, залегают то параллельными рядами, то расходящимися пучками. Преобладающее падение пород на юго-восток под углом 50—60°.

Наряду с вольфрамит-кварцевыми жилами в рудоносной пачке известняков есть и другой тип вольфрамитового оруденения, представленный вкрапленностью шеелита и вольфрамита в брекчированных известняках, локализованных вблизи рудных жил. Минеральный состав жил: кварц, флюорит, топаз, вольфрамит, шеелит, висмут самородный, висмутин, пирит, арсенопирит, пирротин, изредка сфалерит. В рудоносной пачке известняков наблюдаются участки с гранатом, волластонитом. Скарнирование предшествует жильному оруденению. Изменение известняков около жил незначительное: узкая 2—3 мм зона граната и черная рудная брекчия. Там, где жилы пересекают известняки, развиваются пирит, пирротин, молибденит.

Кроме штокверкового оруденения (Центральный участок месторождения) восточнее его развиты довольно крупные кварц-вольфрамитовые жилы, пересекающие известняки и сланцы. Этот Восточный участок представляет собою выклинивающийся северный фланг той же рудной структуры, отделенный

от нее сбросо-сдвигом широтного простирания. Здесь по вещественному составу выделяются два типа жил, которые пересекают вмещающие породы в различных направлениях: обычные вольфрамит-кварцевые с небольшим количеством вольфрамита (их меньшая часть) и полевошпат-флюорит-кварцевые с гельвином. Мощность их 0,3—1 м, протяженность 10—30 м. Они состоят из молочно-белого полевого шпата, дымчатого серого кварца, розового флюорита и коричневого гельвина. Характерным является наличие в жилах обломков вмещающих кремнеземных известняков размером 4—5 см. Флюорит мелкокристаллический розового и красного цветов узкими цепочками протягивается параллельно зальбандам жилы. Гельвиновая минерализация устанавливается на обоих участках.

На Центральном участке гельвин наблюдается в виде рассеянной вкрапленности мелких кристаллов в зальбандовой части рудных вольфрамит-кварцевых жил и в окварцованных известняках, вмещающих эти рудные жилы. Крупные кристаллы встречаются редко, приурочиваются к центральным частям жил. На этом участке наблюдается тесная парагенетическая связь вольфрамитовой и гельвиновой минерализаций. Химический состав этого гельвина приведен в табл. 2, ан. 35.

Характеристика гельвина из штокверка Центрального участка месторождения в Средней Азии (по Каленову, 1962)

Кристаллохимическая формула

$(\text{Mn}_{3,34}\text{Fe}_{0,26}\text{Zn}_{0,24})_4\text{Be}_{2,85}\text{Si}_{2,84}\text{O}_{12,02}\text{S}_{0,98}$.

Состав в миналах: Г_{88,9}Д_{6,8}ГН_{6,3}.

Физические свойства: форма выделения — тонкая вкрапленность, цепочки зерен мелких кристаллов, неправильные кристаллы, реже тетраэдры в центральной части жил; размер от 0,02 до 1,0—1,5 мм; цвет канареечно-желтый, бурый; показатель преломления 1,739.

На Восточном участке гельвиновая минерализация представлена вкрапленностью крупных коричневатобурых кристаллов во флюорит-полевошпат-кварцевых жилах (рис. 44). Вольфрамита в них нет. Гельвин образует агрегаты в поперечнике 5—6 см мелких правильных кристаллов (0,5 см) и тонкие прожилочки размером 5 мм и меньше. Такие прожилочки, иногда линзочки, часто выклиниваются и вновь прослеживаются, залегая в средней части и реже — вдоль зальбандов жилы. Химический состав гельвина из жил Восточного участка приведен в табл. 2, ан. 36.

Характеристика гельвина из кварцевых жил Восточного участка месторождения в Средней Азии (по Каленову, 1962)

Кристаллохимическая формула

$(\text{Mn}_{2,25}\text{Fe}_{1,09}\text{Zn}_{0,32})_4\text{Be}_{2,88}\text{Si}_{2,93}\text{O}_{12,13}\text{S}_{0,86}$.

Состав в миналах: Г_{61,3}Д_{29,8}ГН_{8,9}.

Физические свойства: форма выделения — хорошо ограниченные кристаллы в виде тетраэдра размером до 5—6 см; агрегаты мелких кристаллов 0,5—0,8 см; тонкие прожилочки 0,5 см; цвет коричневый; показатель преломления 1,737.

В расположении гельвиновых скоплений и прожилков существует определенная закономерность. Во-первых, они локализируются часто вблизи обломочков известняка, во-вторых, в местах сосредоточения гельвина обычно довольно широко развит флюорит. В некоторых редких штуфах наблюдается мелкоиглчатый берилл. Он приурочен к кварцевой части жил и находится в непосредственной близости к гельвину.



Рис. 44. Гельвиновая минерализация в полевошпат-кварцевых прожилках. Зарисовка внутреннего строения жилы с гельвином (по Каленеву, 1962): 1 — известняк, 2 — кварц, 3 — полевые шпаты, 4 — гельвин, 5 — берилл, 6 — флюорит.

встречается в ассоциации с кварцем, ортитом и торитом. Химический состав его приведен в табл. 3, ан. 57.

Характеристика даналита из кварц-полевошпатовых прожилков в ультраосновных породах европейской части СССР (по Белолипецкому и др., 1965)

Кристаллохимическая формула



Состав в миналах: $\Gamma_{17,11}\text{D}_{46,28}\text{ГH}_{36,61}$.

Физические свойства: форма выделения — хорошо образованные кристаллы тетраэдрической формы, образующие в сколах равносторонние треугольники; размер — до 2 см по ребру тетраэдра; цвет розовый; блеск розовый; блеск стеклянный; излом раковистый, спайности нет; удельный вес 3,44; показатель преломления 1,745; параметр элементарной ячейки $8,173 \pm 0,001$.

Микроскопические исследования показали, что даналит содержит многочисленные включения кварца, альбита, циркона и эвксенита. Вокруг включений измененного циркона и эвксенита часто наблюдаются радиально расходящиеся трещинки. Иногда от кристаллов даналита остается один скелет, а внутри он оказывается переполнен отмеченными выше минералами (рис. 45).

Помимо прожилков обычного кварцевого или кварц-полевошпатового состава минералы гельвиновой группы встречаются

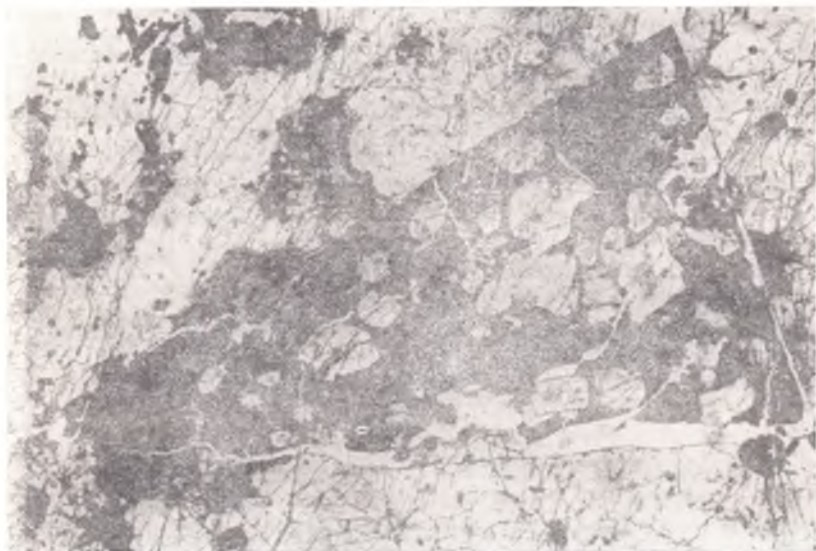


Рис. 45. Кристалл даналита (темный треугольник) с включениями кварца, альбита и циркона из кварц-полевошпатовых прожилков в ультраосновных породах (по Белоливецкому и др., 1965).

и в прожилках самого разнообразного состава — кварц-плагноклаз-актинолитовых (Сибирь [30]), кварц-хлоритовых (Корнуэлл, Англия [103]).

В Сибири, в том же районе, где были встречены описанные пегматиты с даналитом, обнаружена и гидротермальная прожилковая минерализация с даналитом [30]. Она приурочена к сложным штокверковым зонам с касситерит-полиметаллическим оруденением, генетически связанным с кислыми интрузиями верхней юры.

Рудные тела сформировались в течение шести стадий минералообразования: кварцево-плагноклазовой, кварцево-топазовой, амфибол-аксинитовой, кварцево-турмалиновой, турмалин-кварцево-касситерит-сульфидной, кварцево-цеолит-карбонатной. Даналит был найден в виде акцессорного минерала в прожилках,

образовавшихся в амфибол-аксинитовую стадию минерализации, т. е. предшествующую касситерит-сульфидному оруденению. Он заполнял осевые части маломощных (5—7 мм) кварц-плагиоклазовых прожилков, залегающих в амфиболовых порфиритах. Размер даналита достигает $3 \times 0,6$ см.

В прожилках он нарастает на оторочки призматических кристаллов олигоклаза (№ 25—27), слагающих зальбанды, на коричневый биотит, окаймляет зерна кварца, бывает включен в них. Выделения даналита пронизаны игольчатыми кристаллами зеленого актинолита и содержат включения идиоморфных мелких листочков биотита.

В промежутках между зернами даналита иногда встречаются минералы более поздних стадий минерализации — зеленый биотит, мусковит, хлорит, карбонаты, пирит, халькопирит, сфалерит. Химический состав даналита из кварц-плагиоклаз-актинолитовых прожилков приведен в табл. 3, ан. 58.

Характеристика даналита из кварц-плагиоклаз-актинолитовых прожилков Сибири (по Доломановой и Молевой, 1963)

Кристаллохимическая формула

$(\text{Fe}_{2,87}\text{Mn}_{0,53}\text{Zn}_{0,45})_4\text{Ve}_{2,89}\text{Si}_{2,86}\text{O}_{12,06}\text{S}_{0,94}$

Состав в миналах: $\Gamma_{13,9}\text{D}_{74,4}\text{H}_{11,7}$.

Физические свойства: форма выделения — неправильные выделения размером до $3 \times 0,6$ см в осевой части прожилков; цвет темно-красный, в шлифах розовый; блеск стеклянный; спайность на некоторых разрезах отчетливая в двух направлениях; удельный вес 3,41; показатель преломления $1,760 \pm 0,002$.

Сравнение состава этого даналита с даналитом из касситерит-пегматитовых жил того же региона показало, что первый отличается значительно большим содержанием бериллия, железа и цинка и меньшим марганца.

По мнению авторов, описавших даналит [30], эти особенности химического состава минерала объясняются тем, что рудные растворы, из которых образовалось штокверковое месторождение, содержали значительно больше бериллия, цинка, железа, серы, чем растворы-расплавы, из которых формировались пегматитовые жилы. Таким образом, на примере даналита видно, что состав минерала зависит не только от состава рудных растворов и вмещающих пород, но и от концентрации в растворах элементов, идущих на его построение.

Довольно широкое распространение в кварц-касситеритовых и кварц-хлоритовых жилах имеют даналит и гентгельвин в рудных районах Корнуэлл, Англия.

Первые находки даналита в кварц-касситеритовых жилах Редрут (Корнуэлл) были сделаны и описаны Миерсом и Приори еще в 1892 г. [108]. Впоследствии этот даналит был описан Глассом и др. [89] и более подробно изучен Кингсбери [103].

Даналит (по Миерсу и Приори) встречается здесь в виде больших тетраэдрических кристаллов, стекловатых, серовато-

красного цвета в ассоциации с кварцем, арсенопиритом и хлоритом. Химический состав и физические свойства этого даналита приведены в табл. 3, ан. 48. Кингсбери отмечает, что этот даналит невозможно точно привязать к месту находки, поскольку в те годы в районе Редрут действовало 12 шахт, из которых он мог быть отобран. Им были изучены еще два образца даналита из этого же района — один (№ 39955) из Британского музея и другой (№ 744551), купленный у Батлера. Все они оказались близки по химическому составу и свойствам (см. табл. 3, ан. 49 и 51). Кроме того, Кингсбери в этом же районе обнаружил даналит в отвалах шахты Уайт Моудлин, к юго-востоку от Гретойла, в приконтактной зоне гранитного массива. В отвалах находятся главным образом вмещающие зеленокаменные породы оловянных жил, но есть и образцы хлоритовой и жильной пород с массивным минералом характерного голубовато-красного цвета. Один из них размером 5×6 см был извлечен из хлоритовой массы зеленовато-бронзового цвета и изучен. Он оказался даналитом, содержащим 9,2% MnO , следы ZnO и 33,4% FeO . В ассоциации с ним — пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, кварц, флюорит.

В геологической обстановке, аналогичной предыдущей, даналит был найден Кингсбери в районе шахты Уайл Клинтон (Майлор Фальмонт, Корнуэлл). Шахта пройдена в метаморфических породах контактового ореола карнименелисских гранитов, откуда добывался галенит из двух жил северо-восточного простирания, залегающих частично в метаморфизованных диоритах, частично в зеленокаменных породах. Состав жил — кварц, галенит, сфалерит, халькопирит, кальцит. По-видимому, они сдуты более поздними кварц-хлоритовыми жилами без сульфидов, но с даналитом, так как последний был извлечен из хлоритовой породы, не содержащей сульфидов. Даналит слагает зернистый агрегат и имеет характерный для этого района темный голубовато-красный цвет, матовый блеск. Слегка разрушен, почему и обнаруживается зернистость. Содержит много черных включений. Состав его близкий к предыдущим (табл. 3, ан. 55).

В районе шахты Третойл (Ланивет, Корнуэлл) геологическая обстановка была такая же: две главные жилы восток — северо-восточного простирания кварц-хлоритового состава с незначительным количеством сульфидов (халькопирита, пирита, сфалерита, галенита, арсенопирита) и касситерита также пересекают диориты и зеленокаменные вмещающие породы. В местах, где они пересекались с последними, происходит обогащение жил магнетитом, гранатом, гематитом. На этих же участках жил в хлоритовых агрегатах обнаружен и коричнево-красный даналит. От предыдущих находок он отличается зональным строением: внешние части зернистого вида белесоватые, со слабым фиолетовым оттенком, а внутренние — стекловатые, темного голубо-

вато-красного цвета. По химическому составу (см. табл. 3, ан. 54) отличается несколько повышенным содержанием цинка.

В почти таких же геологических условиях (кварц-хлоритовые жилы на участках, где они залегают в зеленокаменных породах и обогащены хлоритом) Кингсбери нашел даналиты и в районе шахт Левант (Сент-Джосс, Корнуэлл) и Нью-Толгус (Редрут, Корнуэлл). Даналиты с таким же темно-красным оттенком, стекловатые, близки по химическому составу к предыдущим образцам (см. табл. 3, ан. 52 и 53).

В интересной геологической обстановке Кингсбери [103] обнаружил гентгельвин в **Требуранде (Корнуэлл)**. Здесь развиты известковые породы, в которых имеются две залежи марганцевых руд, приуроченные к зеленокаменным породам, недалеко от контакта гранитов. Метаморфизованные зеленокаменные породы содержат прослои, линзы, включения и жилы необычного состава: розовато-коричневый гранат (преобладающий), диопсид, волластонит, везувиан, аксинит, кальцит, хлорит, цеолит, арсенопирит, халькопирит, галенит, молибденит. В этих гранатовых линзах и прослоях обнаружены две полости, в которых найден розовый, как родонит, гентгельвин с более жирным, чем у граната, блеском. По химическому анализу (см. табл. 4, ан. 93), грюнеровской реакции и дебаеграмме он диагностируется как железистая разновидность гентгельвина.

И наконец, следует упомянуть еще об одной находке гельвина, по всей вероятности тоже гидротермального низкотемпературного генезиса, обнаруженной в мраморах серебряного рудника **Миллер, район Бивер, штат Юта, США** [117].

Вмещающие породы здесь представлены мраморами, прованными гранитными дайками, которые сопровождаются тактитам. Граниты хребта Минерального выходят на поверхность на небольшом расстоянии к востоку, а еще далее на восток слагают ядро центральной части этого хребта. Шахты пройдены у лежащего бока гранитной дайки, а отходящие от них штреки пересекают дайку и несколько маломощных слоев тактитов.

Неизменная дайковая порода содержит (в %): кварца — 50, ортоклаза — 30—35, олигоклаза — 5—10; остальную часть составляет слюда с высоким двупреломлением, плеохроирующая в зеленовато-серых тонах, и в меньшей степени хлорит. Акцессории: магнетит, флюорит и алланит (?). Дайка и вмещающие породы неравномерно аргиллитизированы.

Гельвин встречается совместно с бериллом как в измененной дайковой породе, так и в сахаровидном мраморе. Ни один из них не был обнаружен в тактитах. Наиболее крупные выделения гельвина наблюдались в брекчированных мраморах у лежащего бока дайки, в тесной ассоциации с ними был найден и берилл. Гельвин обнаружен также в измененной дайковой породе нижнего горизонта северной шахты. Здесь он приурочен

к тем участкам дайки, которые содержат повышенное количество слюды, черный урановый минерал и такие сульфидные минералы, как сфалерит, галенит и халькопирит. Распространен и флюорит (до нескольких процентов). В некоторых шлифах был определен топаз, местами в относительно большом количестве — магнетит. Карбонатные минералы находятся во всей измененной дайке. Вторичные урановые минералы встречаются в нескольких местах, выполняя трещины в дайке.

Гельвин встречается в виде ксеноморфных или гипидиоморфных масс. В измененной дайковой породе он в основном замещает темно-зеленую слюдку, в трещиноватом мраморе мелкие зерна гельвина золотистой окраски обнаруживаются в жеодах и пустотах. В одном образце измененной дайки наблюдалось замещение гельвином карбоната, образовавшегося по полевоому шпату; откуда следует, что гельвин — минерал более поздний по сравнению с основным процессом изменения дайки.

Завершая обзор гельвиновой минерализации гидротермального типа можно сделать вывод, что она широко проявлена почти во всех известных гидротермальных образованиях земной коры. Эта минерализация выявлена и в сульфидных месторождениях, в кварц-вольфрамитовых и кварц-молибденитовых жилах, в родонит-родохрозитовых телах гидротермального генезиса и в различных кварцевых, полевошпатовых и других по составу гидротермальных прожилках. Характерной является связь с бериллносными интрузивными породами — парагенетическая, генетическая или пространственная. Масштабы минерализации, как правило, незначительны и по запасам, и по концентрации и размерам вкрапленности гельвиновых минералов. Среди последних встречается гельвин, в единичных случаях — даналит и гентгельвин. Гельвиновая минерализация в сульфидных месторождениях обычно предшествует выделению сульфидов, а в кварцевых и тому подобных прожилках она завершающая.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ
МИНЕРАЛОВ ГЕЛЬВИНОВОЙ ГРУППЫ

Из приведенных кратких сведений по минералогии и генетическим типам гельвиновой минерализации видно, что гельвин — даналит — гентгельвин образуются в весьма широком диапазоне природных условий и встречаются в самых разнообразных типах месторождений. Однако основные закономерности и благоприятные геолого-геохимические условия образования их изучены слабо и почти не освещены в литературе. Имеются разрозненные данные об условиях образования гельвина в тех или иных типах месторождений [6, 13, 21, 91].

Например, Гольдшмидт и Петерс [91] в своих ранних работах указывали, что образование того или иного бериллиевого минерала зависит от соотношения в минералообразующих растворах-расплавах щелочей и глинозема. По их мнению, в плюмазитовых магмах с отношением $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) : \text{Al}_2\text{O}_3 < 1$ бериллий будет кристаллизоваться в форме берилла, хризоберилла, эвклаза; в агпаитных магмах, где отношение $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) : \text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ — в форме лейкофана, мелинофана. Гельвин (по Гольдшмидту и Петерсу) может образовываться в любых условиях.

Позднее Холсер [100], изучавший бериллиевую минерализацию горы Виктория, представленную гельвином и бериллом, опровергает это мнение, утверждая, что при значении коэффициента $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) : \text{Al}_2\text{O}_3$ больше единицы имеется тенденция к образованию не берилла, а гельвина: «При обобщении предполагаемых изменений теории Гольдшмидта — Петерса видно, что наиболее устойчивым бериллиевым минералом в породах, богатых алюминием (при отношении $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}) : \text{Al}_2\text{O}_3$ меньше 1), является берилл, а в породах, бедных алюминием, — гельвин. Это справедливо по отношению к любой магме, вне зависимости от наличия в ней комплексных ионов или каких-нибудь других условий. Установлено, что берилл может кристаллизоваться там, где имеется алюминия больше, чем его нужно для образования полевых шпатов или подобных им минералов; там же, где алюминия меньше, берилл не образуется, а бериллий может выкристаллизовываться в форме гельвина» [100].

А. А. Беус [6], развивая это положение, указывает главные факторы, определяющие возможность появления гельвина, даналита или гентгельвина вместо других, обычных минералов Be, — недостаток Si или Al на данной стадии процесса и высо-

кая концентрация S в минералообразующих растворах при повышенной концентрации Fe, Mn или Zn. Изучая бериллиевые месторождения Казахстана, А. А. Беус сделал выводы о том, что отношение кремния и алюминия в минералообразующих растворах — решающий фактор при кристаллизации бериллиевых минералов того или иного состава. Хризоберилл, по его мнению, образуется при низком атомном отношении кремния и алюминия ($Si:Al < 1$ — от 0,3 до 1,1), гельвин — в более кислых условиях и отношение атомов $Si:Al$ в них изменяется от 2 до 3,5.

Точка зрения А. А. Беуса подтверждена А. Д. Каленовым в его работе [45] после изучения гельвиновой минерализации в кварцевых жилах. На конкретных примерах минерального состава двух типов жил (кварц-полевошпат-флюоритового с бериллом и гельвином и кварц-полевошпат-вольфрамит-сульфидного с одним гельвином) он показал, что гидротермальные растворы, создавшие оба типа жил, насыщены глиноземом лишь в первые стадии образования кварцевых жил. К моменту кристаллизации бериллиевых минералов в кварц-флюорит-полевошпатовых жилах глинозем был почти полностью связан в решетке полевых шпатов и поэтому образовался гельвин; в тех же участках жил, где концентрация Al_2O_3 не снизилась, выделялся берилл. Концентрации Fe, Mn, Zn и S в таком типе жил были незначительны и эти элементы полностью вошли в решетку гельвина. Образование сульфидов после кристаллизации гельвина не происходило.

В вольфрамит-сульфидных кварцевых жилах глинозем уже в первой стадии формирования был полностью связан в решетке полевых шпатов и топаза. Поэтому концентрация Al_2O_3 в растворах ко времени образования рудных минералов резко упала. Естественно, что в таких условиях происходило выделение гельвина, а не берилла. Насыщенность марганцем и железом в этом типе жил была столь велика, что этих компонентов оказалось достаточно для кристаллизации как вольфрамита в первые стадии рудной минерализации, так и сульфидов и гельвина в последующие, когда в растворах повышалось содержание серы. Итак, образование гельвина происходит при низкой концентрации глинозема в составе рудообразующих растворов и при наличии достаточной концентрации Mn, Fe, Zn и S. Если же этих элементов нет, концентрация глинозема низкая, а кремнезема высокая, то образуются силикаты бериллия — фенакит, берtrandит и т. п.

Основные закономерности образования этих силикатов бериллия или алюмосиликатов с небольшим содержанием Al_2O_3 (эвклаз, бавенит) в пневматолито-гидротермальном и гидротермальном процессах очень хорошо разобраны А. И. Гинзбургом и др. [21]. В работе описывается смена одних бериллиевых минералов другими в гидротермальном процессе в зависимости

от изменения физико-химических условий среды минералообразования (температуры, давления, понижения содержания Al_2O_3 , повышение щелочности раствора и т. д.). В составленных этими авторами рядах не нашли места минералы гельвиновой группы, однако ими сделан весьма существенный вывод о том, что образование минералов гельвиновой группы в основном определяется (помимо низких концентраций глинозема) режимом серы и кислорода. Минералы гельвиновой группы не могут образовываться в условиях окислительной обстановки — в близповерхностных горизонтах земной коры, куда проникает кислород, или в карбонатной среде, а образуются они только в восстановительной среде.

Однако и в восстановительных условиях при наличии в минералообразующих растворах Be, Si, Mn, Fe, Zn, S могут образовываться в одних случаях фенакит ($BeSiO_4$), сульфиды (FeS , ZnS) и кварц (SiO_2), а в других — минералы гельвиновой группы $(Mn, Fe, Zn)_8 \cdot S_2[BeSiO_4]_6$, иногда совместно с сульфидами или с кварцем SiO_2 , или с родонитом $MnSiO_3$, или с виллемитом Zn_2SiO_4 и т. д. Кроме условий среды немалое значение имеет и соотношение концентраций тех или иных компонентов, идущих на образование этих минералов, источники поступления и форма нахождения этих компонентов, а также физико-химические условия среды минералообразования (температура, давление, режим кислотности — щелочности). Остановимся несколько подробнее на этих факторах.

Концентрация элементов и их соотношения являются одними из решающих моментов. Совершенно очевидно, что при высоком содержании Be и Si, а также избыточном количестве S и катионов в окислительной обстановке будут образовываться кварц, фенакит, в восстановительной — сульфиды, а в случае избытка по отношению к сере цинка — виллемит и лишь в небольшом количестве гентгельвин (кварц-сидерофиллит-виллемитовые грейзены). При высоком содержании Mn, Fe, кремнезема, дефиците Be, S, Fe и других катионов образуются родонит и даналит-гентгельвин (рудопоявления в родонитовых телах). Ряды подобных комбинаций в соотношениях концентраций основных компонентов, идущих на образование минералов гельвиновой группы, можно продолжить. Очевидным остается тот факт, что гельвин-даналит-гентгельвиновая минерализация может проявиться в более-менее значительных масштабах в условиях восстановительной среды в отсутствие глинозема и только при определенных стехиометрических соотношениях $Be : Si : S : (Mn, Fe, Zn)$, равных примерно $1 : 2,5 : 0,5 : 4$. При других условиях, из-за большого сродства бериллия и кремнекислородных соединений, серы и катионов (Fe, Zn) будут скорее всего образовываться силикаты бериллия и сульфиды.

Важным фактором является и форма нахождения этих эле-

ментов (а особенно бериллия и серы) в растворах при минералообразовании. Возможно, что именно форма нахождения здесь этих двух элементов во многом предопределяет вероятность образования геливиновых минералов, а не других минералов бериллия, даже при благоприятных соотношениях компонентов и прочих равных условиях. Какими фактическими данными мы располагаем для установления форм нахождения бериллия и прочих элементов в минералообразующих растворах? Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что большинство геливиновых рудопроявлений обеднено флюоритом. Действительно, по сравнению с фенакит-берtrandитовыми месторождениями бериллия, геливиновые образования почти не содержат флюорита. Наиболее богатые флюоритом скарны содержат его всего несколько процентов, редко 10—20%, что несравненно меньше, чем в месторождениях фенакит-берtrandитовых формаций.

Отсутствие или малое количество флюорита в парагенезисе с геливиновыми минералами наводит на мысль об ином источнике поступления, форме нахождения и переноса бериллия при образовании минералов геливиновой группы (а не в форме фторбериллатов щелочных металлов типа $\text{Na}_2[\text{BeF}_4]$). Кроме них известны, правда, и другие, карбонатные формы растворимых бериллиевых соединений. Однако в подавляющем большинстве геливиновых рудопроявлений карбонатов также либо нет, либо они распространены очень мало. Известные по данным химических справочников другие растворимые формы соединений бериллия — хлориды, нитраты — неприемлемы для природных условий, так же как и существование сульфатов или сульфидов бериллия [29], поскольку он является типичным литофильным элементом.

Большинство рудопроявлений и месторождений геливиновых минералов следует считать переотложенными: они образовывались за счет растворения ранних собственно бериллиевых минералов или бериллиеносных силикатов, бериллиеносных окислов (магнетита) более поздними гидротермальными растворами, несущими серу, марганец, цинк. Бериллий, таким образом, извлекался *in situ* и здесь же переотлагался в виде геливиновых минералов. К моменту их образования бериллий в рудообразующих растворах находился, скорее всего, в ионной форме, в виде простых катионов Be^{2+} , выщелоченных серусодержащими растворами из ранних бериллиевых или бериллийсодержащих минералов.

Какие факты свидетельствуют о переотложении бериллия в форме геливиновых минералов после выщелачивания его из ранних бериллиевых и бериллиеносных минералов поздними растворами? Во-первых, в большинстве известных месторождений геливин — даналит — гентгельвин являются самыми поздними минералами. На примере описанных месторождений видим, что

для этих минералов характерны правильные кристаллические выделения в жеодах, пустотах (особенно пегматитах) в более поздних прожилках и жилах совместно с сульфидами, секущих ранее образованные бериллиеносные пегматиты или бериллиеносные грейзены, и скарны, т. е. характерные поздние формы выделения. Во-вторых, имеются непосредственные наблюдения замещения ранних бериллиевых минералов более поздними гельвиновыми. Так, А. И. Гинзбург и др. [16] для пегматитов Сибири описали случай замещения берилла даналитом, вплоть до образования псевдоморфоз даналита по кристаллам берилла. Даналит, по мнению этих авторов, образовался по первичному бериллу в процессе более поздней альбитизации, когда сильнощелочные растворы, содержащие Fe, Mn, Zn, S и другие элементы, разъедали кристаллы берилла и бериллий осаждался в виде даналита (химический состав и свойства его приведены при описании пегматитов этого района). В дальнейшем по даналиту образовывались псевдоморфозы железа, а в их пустотах — фенакит, бертрандит и бавенит. В пегматитах нет каких-либо фторсодержащих минералов, что свидетельствует об отсутствии переноса Be его легкоподвижными соединениями фторидов. В данном случае бериллий не привносился и не выносился, а переотлагался на месте в виде новых минералов.

Факты непосредственных наблюдений замещения гельвином берилла описываются И. Г. Павловой и др. [60] для гематит-гельвиновых грейзенов. Там наблюдались полные псевдоморфозы гельвина по бериллу, образующие в шлифах правильные шестиугольники.

В-третьих, установленная закономерность наличия гельвиновых минералов только в тех магнетит-везувиановых скарнах, где сами магнетиты или везувианы обеднены бериллием, также свидетельствует о том, что при образовании гельвина в этих скарнах бериллий выщелачивался более поздними гидротермальными растворами, содержащими Mn, Fe, Zn, S из магнетитов, и тут же переотлагался в форме гельвина — даналита. Возможность сравнительно легкого перевода в фильтрат соляной кислоты бериллия из магнетитов, установленная нами экспериментальным путем, описана выше.

Итак, для большинства гельвиновых рудопроявлений можно принять, что процессы минералообразования гельвина — даналита — гентгельвина происходили в относительно замкнутой системе, без значительного привноса бериллия. Вновь образующиеся минералы осаждались почти на месте в пределах пространств, занимаемых прежними первичными минералами или вблизи них.

Сложнее решение вопроса об источнике и формах переноса бериллия при образовании гельвиновых минералов в сульфидных месторождениях и зонах метасоматического изменения гра-

нитов, в которых нет более ранних собственно берилловых минералов. В сульфидных месторождениях, судя по работам С. Т. Бадалова [2], гельвин является более ранним минералом по сравнению с сульфидами. Он связан, вероятнее всего, с последними этапами пневматолитово-гидротермальной, началом гидротермальной деятельности, выделялся на ранних стадиях из растворов, содержащих Be, S (здесь имеется в небольшом количестве флюорит), несущих также H_2S в низких концентрациях и в более высоких — Fe, Mn, Zn. Основная масса сульфидов отлагалась позднее.

В зонах метасоматического изменения гранитов бериллий, очевидно, извлекался *in situ* из породообразующих минералов в процессе их метасоматических преобразований пневматолито-гидротермальными и гидротермальными растворами. Подробнее этот вопрос освещался при описании месторождения гентгельвиновых щелочных метасоматитов.

Состав гельвиновых минералов в миналах Г — Д — ГН целиком определяется наличием и количественными соотношениями в минералообразующих растворах Fe, Mn, Zn и S. С этой точки зрения интересно несколько подробнее осветить характер образования гельвин-даналит-гентгельвина в разных типах месторождений.

Из приведенных описаний месторождений устанавливается, что существует определенное несоответствие, «обратная» зависимость между составом минералов гельвиновой группы и минералами вмещающих их руд или пород. Например, в богатых железом магнетитовых скарнах (Айрон-Маунтин; европейской части СССР, Средней Азии, СССР и др.) или в железистых грейзенах (Средняя Азия, СССР) встречается только марганцевый член гельвиновой группы, реже марганцево-цинковый и редко железистый член. Аналогичную картину можно наблюдать и в рудных гидротермальных месторождениях: в богатых пирротинном рудных жилах [45], в сульфидных месторождениях Средней Азии, описанных С. Т. Бадаловым [2]; в других сульфидных месторождениях с галенитом и сфалеритом никогда не встречается даналит, очень редко — гентгельвин (Требуранд, Англия), но всегда есть гельвин.

Объясняя появление в парагенезисе с богатыми железом минералами преимущественно марганцевых членов группы гельвина, А. Д. Каленов [45] высказывает предположение о том, что железистые минералы, обладая высокой кристаллизационной способностью, выпадают из растворов раньше минералов гельвиновой группы, тем самым ко времени кристаллизации последних в растворах сильно понижается содержание железа. Однако на казахстанском грейзеновом месторождении гематит выделяется позднее гельвина, повсеместно замещает его и тем не менее в составе гельвина преобладают Mn- и Zn-компоненты. Подобные явления следует объяснять разным генезисом

гельвина: в магнетитовых скарнах гельвин действительно является более поздним минералом по отношению к самому магнетиту, но образовался он не из «единых растворов» (из которых сначала кристаллизовались железистые минералы, потом гельвин), а в результате наложенных на образовавшиеся магнетитовые скарны гидротермальных процессов, выщелачивания бериллия из магнетитов и везувiana и переотложения его в форме гельвина.

В гематитовых же грейзенах гельвин образовался за счет бериллия, выщелоченного из более ранних берилла и фенакита в результате формирования этих минералов в более поздние периоды минералообразования, характеризующиеся сначала незначительным, а затем все более интенсивным возрастанием в растворах активности железа. Здесь гельвин встречается только в телах, где проявились как ранняя берилловая, так и поздняя гематитовая минерализации, но его нет ни в ранних берилл-кварцевых, лишенных гематита, ни в поздних гематит-кварцевых, не содержащих берилла грейзенах.

Итак, в скарнах и грейзенах, характеризующихся высоким содержанием железа, в сульфидных рудах, богатых цинком, в большинстве случаев возникают соответственно не даналит и не гентгельвин, а марганцевый член группы, собственно гельвин. В пегматитах, бедных железом и серой, в метасоматитах, богатых цинком и тоже бедных серой, возникают чаще всего железистый и цинковый члены ряда. Учитывая, что сульфиды железа и цинка широко распространены, а сульфид марганца крайне редок, из растворов, содержащих эти элементы (Ве и S), естественно, образуются в первую очередь сульфиды из-за их большого сродства с серой. И только в случае дефицита H_2S могут образовываться члены гельвиновой серии.

Действительно, даналит и гентгельвин встречаются в месторождениях, как правило, обедненных сульфидами. В случае избытка Zn по отношению к Ве может образовываться даже редкий силикат цинка — виллемит (сидерофиллит-виллемитовые грейзены), а при избытке Mn — силикат его — родонит (на востоке СССР). Даже в случае дефицита серы при сравнительно близкповерхностных условиях образования (например, в гематитовых грейзенах Казахстана) из-за большого сродства железа и кислорода происходит скорее образование гематита, магнетита и марганцевого члена гельвиновой группы, а не даналита и сульфидов.

Итак, можно считать, что изоморфная группа гельвиновых минералов представляет собой типоморфную серию, чутко реагирующую на изменение режима серы и кислорода в процессе минералообразования. Исходя из изложенного, можно выделить основные закономерности образования минералов гельвиновой группы.

1. Гельвин — даналит — гентгельвин образуются только при отсутствии глинозема или при пониженных содержаниях его в минералообразующих растворах, сравнительно небольшом содержании кремнезема в них же и обязательно достаточно высокой концентрации Be, S, Fe (или Mn, или Zn).

2. Для образования этих минералов необходимы высокие температуры, восстановительные условия среды и обязательно относительно постоянное соотношение Be:Si:S:Mn(Fe, Zn) порядка 1:2,5:0,5:4. В условиях более низких температур и окислительной обстановки при избытке кремния скорее будут образовываться силикаты бериллия, при избытке серы — соответствующие сульфиды, при недостатке серы и избытке кремнезема — силикаты Be, Zn, Mn и т. п.

3. В большинстве случаев при гелвиновом минералообразовании Be не привносится, а берется *in situ* за счет выщелачивания его из более ранних собственно бериллиевых минералов (берилла, фенакита) или бериллиеносных пороодообразующих и рудных минералов (магнетита, везувиана, слюд, полевых шпатов).

4. Гелвиновые минералы образуются в наиболее поздние пневматолитово-гидротермальные и гидротермальные, но обязательно высокотемпературные стадии процессов на месте ранних бериллиевых или бериллиеносных минералов либо вблизи от них.

5. Состав минералов в Г — Д — ГН миналах, т. е. содержание в минералах марганца, железа и цинка, определяется, с одной стороны, соотношением концентрации этих элементов в минералообразующих растворах, с другой — режимом серы и кислорода, обуславливающих вхождение их в решетку гелвиновых минералов, а на более низкотемпературных уровнях (из-за большого сродства S и O₂ с Fe, Mn и Zn) — образованием сульфидов Fe и Zn или окислов Fe, Mn, Zn.

О ПРОМЫШЛЕННОМ ЗНАЧЕНИИ ТИПОВ ГЕЛЬВИНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В большинстве работ по минералогии и генетическим типам бериллиевых месторождений [6, 13, 15] гельвиновая минерализация рассматривается как непромышленная, хотя первые попытки обосновать и доказать ее практическую ценность относятся еще к 40-м годам XX ст. Например, в 1941 г. Лестер и Штрокк [122], изучив первые образцы гельвиноносных магнетитовых скарнов из Нью-Мексико, писали: «Если выявится присутствие достаточных количеств гельвиновой породы, то она будет бериллиевой рудой благодаря тому, что удельный вес гельвина очень близок к флюориту и резко отличен от такового для преобладающих минералов: рудного (магнетита) и легких безрудных минералов (кальцита и полевого шпата). Следовательно, гельвин пойдет во флюоритовую фракцию с помощью простейших методов обогащения. Сульфидная составляющая гельвиновой молекулы, как следует ожидать, обеспечит дальнейшее отделение гельвина от минералов фракций с удельным весом флюорита путем одного из процессов масляной флотации. И наконец, хорошая растворимость гельвина в сильных минеральных кислотах должна дать значительные преимущества перед бериллом в извлечении бериллиевых солей и металлов, и в особенности потому, что бериллий может извлекаться из железо-марганец-бериллиевого гидроокисного преципитата разложенного минерала путем выщелачивания его холодным концентрированным раствором карбоната аммония. Затем при кипячении экстракта карбоната аммония осаждается основной карбонат бериллия».

Эти положения американских геологов доказаны только в настоящее время. После появления детальных описаний гельвиноносных магнетитовых скарнов Айрон-Маунтин, сделанных Джансом, Глассом, Адамсом [89] и Грюнером [94], гельвиновой минерализацией заинтересовались советские геологи. Так, М. М. Константинов [48], А. Ф. Соседко [62, 63] в конце 40-х годов попытались обосновать на примере Айрон-Маунтин промышленную ценность гельвиноносных магнетитовых скарнов как минерального источника бериллиевого сырья нового типа.

В течение 1948—1949 гг. были проведены в большом объеме ревизионно-опробовательные работы на гельвин на многих месторождениях железорудных скарнов. К сожалению, увлеченность огромными запасами этих образований и сравнительно

высокими содержаниями в них окиси бериллия отодвинула на второй план изучение минералого-технологических особенностей геливиноносных скарнов, а именно они смогли бы предопределить промышленную ценность описываемых образований. Как было показано, во многих месторождениях железорудных скарнов высокое (до 0,2—0,3%) содержание окиси бериллия связано в основном не с геливином, а с магнетитом и везувианом, извлечение Be из которых нецелесообразно. В тех же случаях, когда скарны обогащены бериллием за счет собственно геливиновых минералов, извлечение этого хрупкого тонковкрапленного минерала из крепких, трудно измельчаемых магнетитовых руд с более или менее благоприятными технологическими показателями оказалось невозможным. Хотя геливин и обладает некоторыми свойствами, в силу которых его обогащение должно было быть легче берилла, извлечение его из магнетитовых скарнов оказалось задачей трудно разрешимой.

По сообщению Горного Бюро США [122], для геливиноносных магнетитовых скарнов была испробована такая схема обогащения. В первой стадии материал подвергался магнитной сепарации, затем электромагнитной и гравитации. После гравитации получался коллективный геливино-флюоритовый концентрат, из которого флюорит удалялся флотацией. Опыты, проведенные с рудами, которые содержали 1,44% BeO, показали, что магнитная сепарация, гравитация и флотация не дают повышения концентрации Be при удовлетворительном извлечении. Лучшие результаты были получены флотацией: при содержании в концентрате 4,73% BeO извлечение составило 84%. В отношении рядовых руд, содержащих 0,24% BeO, флотация, магнитная и гравитационная сепарация оказались неэффективными. Положительные результаты дали опыты по непосредственному извлечению бериллия из руд при обработке их серной кислотой и предварительном прокаливании до 900—1200° С. Этими методами достигалось извлечение из руд 96% BeO.

Низкие технологические качества геливиноносных скарнов привели в конце 50-х годов к отрицанию промышленной ценности геливиновой минерализации всех типов вообще. Проблема увеличения и укрепления сырьевой базы бериллия решалась по линии изыскания, исследования и использования только берилловых месторождений. В те годы обеспечение бериллиевым минеральным сырьем нужд редкометаллической промышленности решалось в таком направлении.

Во-первых, поиски новых и расширение запасов известных месторождений берилла, который и до недавнего времени был одним из главных промышленных источников получения этого металла и его соединений. Однако практика поисковых и геологоразведочных работ показала, что наращивание запасов этого минерала происходит чрезвычайно медленно вследствие небольших размеров вновь открываемых месторождений,

сложности и спорадичности оруденения (особенно в пегматитах), а также из-за трудностей технологической обработки.

Во-вторых, разработка эффективных методов механического (главным образом флотационного) обогащения берилловых руд. Это дало возможность вовлечь в эксплуатацию мелкокрапленые берилловые руды, однако технико-экономические показатели процесса оказались чрезвычайно низкими. Проблема эффективного обогащения берилловых руд в промышленных условиях пока остается и сейчас трудноразрешимой.

В-третьих, усовершенствование технологии металлургической переработки низкосортных берилловых концентратов. Это направление было наиболее успешным, поскольку дало возможность перерабатывать берилловые концентраты с содержанием BeO до 1,5—3,0%.

Однако все названные пути создания надежной базы Be за счет берилла оказались чрезвычайно сложными и к началу 60-х годов в этом направлении не произошло радикальных сдвигов. Поэтому перед геологами и в нашей стране, и за рубежом встала задача изыскания новых, неберилловых видов минерального сырья для получения бериллия, вовлечение которых в промышленное использование восполнило бы намечающийся разрыв между потребностью и имеющимися сырьевыми ресурсами.

Напряженное положение с берилловым сырьем привело к интенсификации геолого-поисковых, разведочных и научно-исследовательских работ по изысканию новых месторождений, а также технологических исследований выявленных типов руд.

Геологические и технологические изыскания шли по пути выявления новых, более эффективных видов бериллиевого сырья, которое должно было отвечать таким требованиям: давать возможность эффективной отработки (открытым способом); иметь высокое содержание BeO в рудах; обладать благоприятными для эффективной технологии обогащения и металлургической обработки минералого-технологическими свойствами руд и концентратов; не иметь вредных примесей, в частности Al_2O_3 , давать легкую вскрываемость концентратов. В результате интенсификации геологических и технологических изысканий были выявлены месторождения фенакит-бертрандитовых формаций [21, 58], а за рубежом еще и хризоберилловые, и барилитовые руды [95, 97, 110, 125]. Промышленное освоение последних только начинается.

Месторождения гельвиновых руд, как показано выше, давно привлекают к себе внимание, но их пока не используют в промышленности. Эти руды могут успешно служить в качестве нового вида минерального сырья. Минералы гельвиновой группы, по нашему мнению, из всех известных минералов бериллия наиболее перспективны в практическом использовании вследствие благоприятных физических свойств и химического состава. Сравнение выявленных к настоящему времени геолого-минералогич-

ческих и технологических особенностей берилловых, фенакит-берtrandитовых и гельвиновых руд свидетельствует о наличии ряда преимуществ у последних (табл. 40).

Но, безусловно, не все типы гельвиновых месторождений могут вызывать промышленный интерес. Основные факторы, определяющие их практическую ценность, можно разделить на две группы: геологического порядка и минералого-технологического. Общее значение для всех типов имеют конечно благоприятное географо-экономическое положение и экономически выгодные горнотехнические условия отработки месторождения.

К группе геологических факторов в первую очередь относятся типы и масштабы минерализации. Совершенно очевидно, что экзотические находки единичных кристаллов или агрегатов гельвиновых минералов в магматических породах, а также пегматитах, кварцевых или кварц-полевошпатовых жилах практического значения не имеют. Более интересны грейзены с развитым площадным гельвиновым оруденением, или скарны с поистине огромными (до десятков тысяч тонн) запасами BeO . Практически важны проявления гельвиновой минерализации в сульфидных месторождениях и зонах метасоматического изменения гранитов в случае выявления в них крупных запасов бериллия при среднем содержании BeO в десятые доли процента и более.

При наличии значительных масштабов и содержания BeO ценность любого типа рудопоявления определяется только благоприятными минералого-технологическими особенностями каждого из них.

Вторая группа факторов для определения промышленной ценности типа гельвиновой минерализации — минералого-технологические — говорит сама за себя. При этом важны степень рассеяния Be по минералам пустой породы, характер и размеры вкрапленности минерала, контрастность физических свойств и химического состава гельвиновых и породообразующих минералов. С этой точки зрения незначительную практическую ценность будут иметь бериллиеносные магнетитовые скарны (в них велика степень рассеивания Be , а гельвиновые минералы образуют тонкую микровкрапленность), а также сульфидные месторождения, поскольку флотуруемость сульфидов и гельвиновых минералов примерно одинаковы. Таким образом, магнетитовые скарны и сульфидные месторождения, с точки зрения минералого-технологических особенностей руд, не являются в настоящее время перспективными в промышленном отношении, если даже запасы BeO в них и будут значительны.

Весьма благоприятными для технологии являются гельвинсодержащие руды алюмосиликатного или силикатного состава: высокая флотоактивность, большой удельный вес и магнитная восприимчивость гельвиновых минералов по сравнению с алюмосиликатами и силикатами позволяют эффективно применять

Сравнительная характеристика геолого-минералогических и технологических особенностей берилловых, фенакит-берtrandитовых и гельвин-даналит-гентгельвиновых руд бериллиевых месторождений

| Берилловые руды | Фенакит-берtrandитовые руды | Гельвин-даналит-гентгельвиновые руды |
|---|---|--|
| Химический состав, % | | |
| Берилл ($Al_2Be_3[Si_6O_{18}]$) BeO — 12,0 — 14,0 SiO ₂ — 64,0 — 66,0 Al ₂ O ₃ — 17,0 — 20,0 Fe ₂ O ₃ + FeO — до 2 Na ₂ O — до 0,5 | Фенакит ($Be_2[SiO_4]$) BeO — 44,0 SiO ₂ — 55,0 Al, Fe, Mg H ₂ O — до 1,0 | Берtrandит ($Be_4[Si_2O_7](OH)_2$) BeO — 39,6 — 42,0 SiO ₂ — 49,26 — 51,80 H ₂ O — 6,90 — 8,87 ZnO — SiO ₂ — 32,46 S — 5,78 |
| Гельвин ($Mn_3S_2[BeSiO_4]_6$) BeO — 13,52 MnO — 51,12 FeO — ZnO — SiO ₂ — 32,25 S — 5,74 | Даналит ($Fe_3S_2[BeSiO_4]_6$) BeO — 13,43 MnO — FeO — 51,44 ZnO — SiO ₂ — 32,25 S — 5,74 | Гентгельвин ($Zn_3S_2[BeSiO_4]_6$) BeO — 12,58 MnO — FeO — ZnO — 54,54 SiO ₂ — 30,19 S — 5,37 |
| Основные физические свойства | | |
| Не содержит флотоактивных ионов Удельный вес 2,6 — 2,7 Магнитная восприимчивость отсутствует В кислотах не растворимы | Не содержат флотоактивных ионов Удельный вес 2,6 — 2,7 Магнитная восприимчивость отсутствует В кислотах нерастворимы (за исключением HF). | Содержат флотоактивные катионы (Fe, Mn, Zn) и анион (серу) Удельный вес 3,3 — 3,7 Обладают повышенной магнитной восприимчивостью, порядка $10-25 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$ Растворяются в HCl, H ₂ SO ₄ |
| Генетический тип месторождений и их масштабы | | |
| 1. Пегматиты — сложные, небольших размеров тела со спорадической вкрапленностью берилла. Содержания BeO на массу невысокие. Важный промышленный источник сырья | 1. Пегматиты — редкая вкрапленность, имеющая минералогический интерес 2. Гидротермальные месторождения — крупные зоны и залежи руд флюорит-берtrandитовой (с адуляром, халцедоном или слюдой) и флюорит-берtrandит-фенакитовой (со слюдой, турмалином, полевым шпатом) формаций. Средние и крупные месторождения с высоким и средним содержанием BeO | 1. Пегматиты — редкая вкрапленность, имеющая минералогический интерес 2. Грейзены — апикальные части гранитных массивов и зоны в них небольших размеров. В случае выявления значительных запасов могут иметь промышленный интерес 3. Скарны — отдельные рудные тела, зоны и залежи в экзоконтактах гранитных массивов с огромными запасами рудной массы (млн. т), содержащей десятые доли BeO, но в основном находящейся в рассеянном состоянии. Практического значения не имеют |
| 2. Альбитизированные и грейзенизированные граниты — апикальные части массивов гранитных интрузий размером до первых квадратных километров. Средние по масштабам месторождения с низким содержанием BeO | Имеются и более богатые участки месторождений, которые могут быть использованы непосредственно для металлургического передела без предварительного обогащения. Имеют большое промышленное значение | 4. Зоны метасоматического изменения гранитов (щелочные метасоматиты) — отдельные рудные тела с высоким содержанием BeO. Имеют большое промышленное значение 5. Гидротермальные проявления в кварцевых жилах, полиметаллических, вольфрамовых, молибденовых месторождений. В случае крупных штокверковых месторождений представляют интерес при возможностипутного извлечения |
| Технология обогащения и качество концентратов | | |
| Ручная рудоразборка Флотация по сложным дорогостоящим схемам с применением смягченной воды, пропарки концентратов Технологические показатели низкие. Концентраты содержат много вредной примеси Al ₂ O ₃ — до 15% | Флотация по сложным дорогостоящим схемам с применением умягченной воды, пропарки, часто с гидрометаллургическим завершением процесса Технологические показатели средние. Содержание вредной примеси Al ₂ O ₃ , связанной со слюдами и полевыми шпатами, до 12% | Для руд IV типа возможна гравитация с электромагнитной сепарацией черновых концентратов и дофлотацией хвостов. Более эффективна прямая флотация по сравнительно простой схеме Технологические показатели очень высокие. Содержание вредной примеси Al ₂ O ₃ , связанной с полевыми шпатами, не более 2—3%. Гельвиноносные скарны не поддаются обогащению в основном из-за большой степени рассеяния бериллия в породобразующих минералах |
| Технология переработки концентратов | | |
| Концентраты трудно-вскрываемые Металлургический процесс получения бериллия и его соединений эффективен для высокосортных концентратов; для низкосортных он связан с большими потерями бериллия | Концентраты трудно-вскрываемые Металлургический процесс получения бериллия сложен и связан со значительными потерями | Концентраты легко вскрываемые Металлургический процесс получения бериллия и его соединений возможен по фторидной технологии с высокими показателями |

флотационные и гравитационные методы обогащения и электромагнитной сепарации. В этом отношении благоприятны магматические, пегматитовые, грейзеновые рудопроявления и месторождения в метасоматически измененных гранитах. Пока неизвестно и маловероятно наличие значительных запасов и концентрации гельвиновых минералов в первых трех типах, но если таковое обнаружится, то их практическая ценность будет бесспорна.

Из гельвиновых рудопоявлений в алюмосиликатных породах в настоящее время известны только достаточно крупные скопления гентгельвина при высоком содержании BeO в зонах щелочного метасоматоза гранитов. Таковыми являются рудные тела щелочных метасоматитов с гентгельвиновой минерализацией. В настоящее время они считаются наиболее ценным промышленным типом бериллиевых месторождений, которые необходимо осваивать в первую очередь.

ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ, ПРИНЦИПЫ РАЗВЕДКИ И ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННОЙ ОЦЕНКИ ГЕЛЬВИНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На основании приведенного материала можно определить главные моменты в развитии гельвиновой минерализации и появлении промышленных скоплений минералов группы гельвина.

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ

Гельвиновое оруденение занимает вполне определенное структурное положение. Оно развивается преимущественно в пределах площадей консолидированных структур: платформ, щитов, срединных массивов, областей завершенной складчатости. Возникновение оруденения связано с процессами тектоно-магматической активизации таких областей, что выражается в формировании глыбово-блоковых структур — поднятий и сопряженных наложенных впадин, интенсивной эффузивной деятельности, становлении массивов гранитоидов.

Наиболее продуктивное оруденение локализуется в пределах крупных долгоживущих линейных тектонических зон: смятия, глубинных разломов, расколов фундамента. Такие зоны имеют значительные протяженности (сотни километров) и ширину (первые километры). Они нередко секут разновозрастные структуры земной коры, что указывает на длительность их развития и глубинный характер. Эти зоны фиксируются линейными поясами различных эффузивов и даек, цепочками интрузивов основных пород (габбро, габбро-норитами), очаговыми структурами гранитоидов.

Весьма характерно проявление в пределах таких зон площадного катаклаза, разгнейсования и милонитизации пород. Дислокационный метаморфизм сопровождается перекристаллизацией и интенсивным метасоматическим преобразованием пород (развитием диафоритов, бластомилонитов, гнейсо-гранитов, апогранитов).

Первоочередной интерес представляют пограничные зоны (краевые швы), разделяющие платформенные структуры, срединные массивы и складчатые сооружения. Особое значение имеют крупные линеаменты (зоны глубинных разломов), прослеживающиеся в краевых частях платформ, щитов, срединных массивов. Рудоносными являются участки пересечения их с поперечными складчато-разломными структурами. В рамках рассматриваемых структур оруденение тяготеет к выступам, поднятым блокам фундамента, к их краевым частям.

По отношению к отдельным массивам магматических пород (гранитов, сненитов) оруденение локализуется в зонах эндо- и экзоконтактов, обычно на небольшом удалении от массивов (сотни метров — первые километры), чаще непосредственно в прикровельных зонах. Наиболее благоприятны апикальные части массивов, куполовидные выступы, пологие контакты. Существуют некоторые различия в размещении отдельных генетических типов оруденения. Так, пегматиты локализуются преимущественно в трещинах сбросо-сдвигового характера в гранитах и на небольшом удалении от них. Щелочные метасоматиты размещаются в пределах зон катаклаза, рассланцевания, субпараллельных простиранию основной региональной структуры.

Нередко щелочные метасоматиты развиваются в условиях относительно «замкнутых» систем, вдали от открытых, пронизываемых нарушениями. В таких случаях главными факторами в размещении метасоматитов являются анизотропность среды, «теневые структуры», например наличие блоков пород различной зернистости. Грейзены наследуют зоны трещиноватости в ореолах массивов гранитов (штокверковый и прожилковый типы оруденения) или развиваются в линейных зонах рассланцевания (относительно более скрытых) в краевых частях рудоносных структур. Скарны образуются в ослабленных тектонических зонах среди осадочно-метаморфических пород как вблизи экзоконтактов, так и на удалении от них.

Гидротермальное оруденение приурочено к зонам трещиноватости, дробления, оперяющим главные нарушения, часто на значительном удалении от рудогенерирующих систем.

СВЯЗЬ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ ФОРМАЦИЯМИ

Почти для всех генетических типов оруденения характерна устойчивая связь с определенными породами: щелочными сненитами, аплит-сненитами, кварцевыми сненитами, субщелочными гранитами, ультракислыми гранитами. Эти породы, как правило, метасоматически изменены, обогащены щелочами, летучими компонентами и редкими элементами. Их можно отнести к гранитоидной щелочной формации. Комплексы пород этой формации обычно многофазны, интенсивно дифференцированы со сложной историей развития в условиях активных тектонических зон. Образуют как крупные массивы, так и малые интрузии. Метасоматические изменения наиболее интенсивны в апикальных частях массивов, где характерна своеобразная метасоматическая зональность, выражаемая обычно таким рядом: граниты — микроклинизированные граниты — альбитизированные граниты — грейзенизированные граниты.

Вместе с тем в пределах крупных линейных зон смятия (прежде всего докембрийских) выделяются метасоматически измененные породы типа апогранитов на значительных площа-

дах (десятки квадратных километров) вне связи с апикальными выступами определенных массивов на фоне общего метаморфизма и ультраметаморфизма пород. Характерными породообразующими минералами метасоматически измененных гранитов и сненитов являются микроклин-пертит, альбит, биотит (сидерофиллит), арфведсонит, мусковит, кварц. В качестве типоморфных акцессорных минералов наблюдаются: колумбит, касситерит, циркон, виллемит, монацит, гранат, ильменит, берилл, галенит, лепидолит, фенакит, топаз, молибденит, магнетит, гематит, пирит, халькопирит.

Наиболее распространенными вмещающими породами являются метаморфизованные в условиях низких ступеней метаморфизма толщи вулканогенно-терригенных, вулканогенных и офиолитовых формаций: зеленые сланцы, глинистые сланцы, вулканические туфы, карбонатные породы, слюдяные гнейсы, гранито-гнейсы. Особенно благоприятны для развития рудообразования слоистые толщи с чередованием слоев песчаников, сланцев и карбонатных пород (доломиты, известняки, мраморы).

Примечательно, что вмещающие породы (метаморфизованные диабазы, порфириды) обычно имеют повышенную основность. Это приводит к формированию рудоносных пород, несущих признаки гибридизации и обогащенных мафическими минералами: щелочных пегматитов линии скрещивания, плагиомикроклиновых пегматитов в гранат-биотитовых гнейсах, кварц-плагиоклаз-актинолитовых и кварц-плагиоклазовых прожилков в амфиболитовых порфиритах, скарнов, щелочных метасоматитов.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Гельвиновая минерализация возникает в обширном диапазоне времени — от докембрия до кайнозоя. Можно выделить металлогенические эпохи, в которые эта минерализация была развита больше всего. Это герцинская эпоха, которая вообще отличается максимальной продуктивностью в отношении бериллиевого оруденения различных типов, связанного с герцинскими складчатыми сооружениями. Вторая эпоха — докембрийская (главным образом позднепротерозойская), впервые выделяется нами как продуктивная на бериллий. Развитие оруденения здесь связано с тектоно-магматической активизацией платформенных сооружений, проявившейся наиболее значительно в краевых частях платформ, щитов, срединных массивов.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

Характерна четко выраженная металлогеническая специализация рудоносных формаций. С ними связано оруденение бериллия, олова, вольфрама, ниобия, тантала, молибдена, флюорита,

а также полиметаллов, марганца. Гельвиновая минерализация обычно связана с бериллиеносными образованиями в целом. Бериллиевые минералы кроме группы гельвина представлены бериллом, хризобериллом, фенакитом, бертрандитом, гадолинитом, эвклазом, бавенитом. Обращает на себя внимание комплексный характер оруденения, а также сочетание редкометалльного и полиметаллического оруденений.

Эти явления можно объяснить сложным характером рудоносных структур, длительной многоэтапной историей их формирования, охватом процессами метаморфизма и метасоматоза больших масс пород различного состава, мобилизацией разнообразных рудных компонентов и интенсивной дифференциацией вещества. Большое значение имело также ювенильное поступление вещества в условиях крупных зон глубинных разломов, прежде всего летучих компонентов (F, B, Cl, CO₂, S и др.), щелочей (K, Na), а также рудных элементов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Породы гранитоидной щелочной формации, с которыми связана геливиновая минерализация, отличаются рядом петрохимических и геохимических признаков:

а) обогащенностью щелочами — K (4—6%) и Na (3—5%); характерно, что для докембрийских формаций K обычно преобладает над Na;

б) пересыщенностью пород кремнеземом, глиноземом, железом и обедненностью магнием, кальцием;

в) высоким коэффициентом железистости (10—20);

г) накоплением Rb и соответственно низкими значениями отношения K : Rb (40—150);

д) обогащенностью в 1,5—10 раз и более выше кларка рядом специфических элементов: Be, F, Li, Rb, Cs, Sn, Nb, Ta, Ga, W, TR, Zr, Th, Zn, Pb, Cu, Mo, Cd, Ge, In.

Характерна высокая дисперсия содержаний этих элементов в породах, резко возрастающая в рудоносных метасоматических образованиях. Указанными элементами обогащены породообразующие и аксессуарные минералы рудоносных пород, особенно биотиты, полевые шпаты, цирконы, магнетиты.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Подавляющее большинство геливиновых проявлений связано с метасоматическими образованиями: метасоматически измененными гранитами, замещенными пегматитами и скарнами, щелочными метасоматитами и грейзенами. Развитие метасоматических процессов является главной предпосылкой появления геливиновой минерализации.

Виды метасоматоза разнообразны: скарнирование, микроклиннизация, альбитизация, грейзенизация, окварцевание, амфиболитизация, хлоритизация. Однако рудообразование связано в основном с процессами щелочного метасоматоза (микроклиннизации, альбитизации) и грейзенизации (окварцевания, ослюдечения).

В связи с этим принятое в работе разделение гельвиновой минерализации на генетические типы (пегматиты, скарны и пр.) несколько условно, поскольку оруденение возникает в основном при наложении на различные образования процессов грейзенизации и ощелачивания. Характерно последовательное развитие и пространственное совмещение различных типов метасоматитов.

Одной из особенностей метасоматических процессов, с которыми связана гельвиновая минерализация, является развитие железистого метасоматоза, что выражается, в частности, в появлении рудоносных кварц-сидерофиллитовых и кварц-гематитовых грейзенов. Находки этих образований — хороший поисковый признак.

Рудообразующие метасоматические процессы развиваются при активном участии летучих компонентов (F, CO₂, S, P, B) и щелочей (K, Na). Особое значение имеют длительность, интенсивность и дифференцированность метасоматических процессов. Рудоносные метасоматические образования развиваются в несколько этапов и стадий (обычно два-три этапа, до шести стадий). При этом продуктивная гельвиновая минерализация возникает в основном в конечных интенсивно дифференцированных продуктах метасоматоза: кварцево-сланцевых и кварцево-гематитовых грейзенах (зоны сопряженного отложения вещества), альбититах, кварцево-жильных выделениях. Часто наблюдаются кристаллические выделения гельвина в пустотах, жеодах и поздних прожилках, секущих пегматиты, скарны, грейзены.

В ранних образованиях (метасоматически измененных гранитах, пегматитах, скарнах, а также других породах) бериллиевая минерализация незначительна, характерно преимущественное рассеивание бериллия в породообразующих и рудных минералах.

Весьма показательны в этом отношении скарны: так, в массивных магнетитовых скарнах месторождения Айрон-Маунтин (США) гельвиновой минерализации нет, она возникает только в поздних ленточных скарнах (более дифференцированных продуктах метасоматоза).

Гельвиновое оруденение развивается обычно там, где метасоматическая колонка представлена наиболее полно — в телах метасоматитов, слагающихся продуктами нескольких этапов и стадий минералообразования. Наиболее благоприятным для рудообразования является пространственное сочетание продуктов кислотного выщелачивания (грейзенов) и щелочного

в числе бериллиевых минералов, распространенных здесь, встречаются берилл, фенакит, гадолинит, бертрандит, хризоберилл, эвклаз, бавенит.

Для грейзенов в алюмосиликатных породах характерны мусковит, сидерофиллит, циннвальдит, кварц, флюорит, топаз, альбит, берилл, бертрандит, фенакит, эвклаз.

Скарнам свойственны магнетит, флюорит, гранат, везувин, слюды, эпидот, хризоберилл, бавенит, фенакит, берилл. Характерно развитие поздних флюорит-слюдистых, флюорит-магнетитовых, магнетит-флюорит-полевошпатовых рудоносных образований с игольчатой текстурой.

В гидротермальных месторождениях гельвиновые минералы ассоциируют с гранатом, флюоритом, апатитом, сфеном, гематитом, магнетитом и сульфидами — галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом. Выделяются родонит-родохрозит-сульфидные образования с баритом, апатитом, сидеритом, гематитом, магнетитом. В кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилках наблюдаются вольфрамит, касситерит, молибденит, флюорит, хлорит.

Следовательно, минеральные ассоциации, характерные для гельвиноносных образований, отражают их геохимическую специализацию (для них характерны минералы калия, натрия, железа, марганца, цинка, бериллия, ниобия, тантала, олова, вольфрама, циркония, редких земель, молибдена, свинца, фтора, лития, бора, фосфора).

ИЗУЧЕНИЕ И ОЦЕНКА ГЕЛЬВИНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Поиски и разведку гельвиновых месторождений следует проводить с учетом приведенных их особенностей. В новых районах первоочередной задачей является выявление благоприятной геолого-структурной обстановки (областей и линейных зон активизации, глубоко дифференцированных вулканоплутонических комплексов, площадей метасоматического преобразования пород и т. д.). Это осуществляется в процессе прогнозно-металлогенических исследований перспективных регионов.

Большое значение имеют проведение рудного формационного анализа, установление формационного типа изучаемого оруденения, выделение продуктивных формаций.

Широкое развитие метасоматических процессов, обогащенность рудоносных пород большой группой специфических элементов — индикаторов оруденения — определяют ведущее значение геохимических методов поисков. Главным является изучение первичных ореолов. Целесообразно проводить площадное геохимическое картирование (по сети 800×200 до 50×25 на стадии поисковых работ). Таким методом в новом районе было выявлено гентгельвиновое месторождение. С этой целью применяются также методы литогеохимических поисков по вто-

ричным ореолам, гидрогеохимические и биогеохимические поиски.

Значительную роль играет минералогическое и минералогеохимическое изучение рудоносных и рудовмещающих пород для выяснения минеральной природы оруденения, последовательности минералообразования, форм нахождения рудных компонентов, баланса распределения бериллия и других полезных элементов в минералах, породах, рудах и продуктах их обогащения. Как было показано, эти данные имеют решающее значение для оценки качества руд, определения их технологических показателей и, следовательно, промышленной ценности.

Важным элементом являются технологические испытания. Их следует начинать еще на стадии поисковых работ — выполнять лабораторные исследования всех разновидностей рудоносных пород на пробах весом 30—200 кг. На стадии предварительной разведки изучается вещественный состав и обогатимость руд на представительных пробах весом 0,3—2 т. При детальной разведке осуществляются полупромышленные испытания главных типов руд на пробах весом от 50 до 1500 т. Во время технологических испытаний необходимо определять значение попутных компонентов и возможность их извлечения; таковы, например, тантал, ниобий, олово, литий, цезий, редкие земли, вольфрам, молибден, цинк, фтор и другие. Важное значение имеют полевошпатовые и слюдястые продукты, полученные из отходов обогащения руд.

Очень эффективно фотонейтронное определение бериллия в пробах, породах и рудах в их коренном залегании, исследование скважин методом гамма-нейтронного каротажа. Перспективно предварительное фотонейтронное обогащение руд (рудоразборка).

Рекомендуется такая общая последовательность изучения гельвиновых месторождений: прогнозно-металлогенические исследования средних и крупных масштабов, геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 — 1 : 50 000, глубинное геологическое картирование, геохимические поиски, поисковые работы, предварительная и детальная разведки. Все стадии работ сопровождаются детальными геохимическими и геофизическими исследованиями.

Поиски осуществляются путем проходки скважин, канав, шурфов. Скважины располагаются по профилям вкrest перспективных зон; на рудоносных площадях — по сети 800 × 200 до 400 (200) × 50 м. Канавы проходят через 50—25 м. При предварительной разведке сеть скважин составляет 100 × 50 до 100 × 25 м. Проходятся канавы, шурфы с рассечками, штольни. Детальная разведка проводится бурением скважин по сети 50 (25) × 25 (12,5) м с заверкой данных бурения подземными горными выработками (шахтами, штольнями и др.).

Важно отметить своевременность изучения и оценки глубинных горизонтов месторождений путем проходки глубоких (600—1200 м) поисково-структурных скважин — одиночных и расположенных в опорных профилях.

По данным предварительной разведки составляется технико-экономическое обоснование для постановки детальной разведки и разрабатываются временные кондиции. В результате детальной разведки подготавливается ТЭД и утверждаются постоянные кондиции.

Сочетание главных параметров гальвиновых месторождений — масштабов оруденения и благоприятных технологических свойств руд — определяет промышленную ценность месторождений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выявленные в последние годы новые типы бериллиевых месторождений коренным образом изменяют сырьевую базу бериллия. Традиционные промышленные источники — бериллоносные пегматиты — вытесняются экономически более выгодными гидротермальными месторождениями с бериллом, фенакитом, берtrandитом.

Большое значение представляют месторождения бериллия, связанные с минералами гельвиновой группы — гельвином, даналитом, гентгельвином. Концентрации этих минералов до недавнего времени не были промышленно интересными, а находки гентгельвина считались экзотическими.

В последние годы выявлены новые типы бериллиевого оруденения, связанного со щелочными метасоматитами, главным рудным минералом в которых является гентгельвин. Гентгельвиновые руды отличаются высоким качеством. По технологическим показателям они превосходят берилловые и фенакит-берtrandитовые. Эти обстоятельства позволили по-новому оценить перспективы гельвиновых месторождений и установить их промышленное значение. Чрезвычайно важным оказался тот факт, что месторождения нового типа обнаружены в необычной для бериллиевого оруденения обстановке: в платформенных условиях, среди докембрийских пород (поздний протерозой).

Таким образом, впервые выявлено докембрийское пневматолито-гидротермальное бериллиевое оруденение, имеющее промышленное значение. Это значительно расширяет возможности нахождения бериллиевых месторождений за счет вовлечения в поиски новых перспективных площадей. Таковы, прежде всего, области и зоны тектоно-магматической и тектоно-метасоматической активизации древних платформенных сооружений.

На основании изучения месторождений минералов гельвиновой группы и анализа опубликованных материалов определены основные закономерности их развития, условия образования и уточнена характеристика этих минералов.

Химический состав. Гельвин, даналит и гентгельвин относятся к классу каркасных силикатов бериллия и представляют собой изоморфный ряд минералов с общей формулой $R_4[BeSiO_4]_3 \cdot S$, где R соответствует двухвалентному марганцу в гельвине ($Mn_4[BeSiO_4]_3 \cdot S$), двухвалентному железу в даналите ($Fe_4[BeSiO_4]_3 \cdot S$) и цинку в гентгельвине ($Zn_4[BeSiO_4]_3 \cdot S$). Прослеживается почти непрерывный ряд в

изоморфной серин. В природных условиях крайние члены этого ряда встречаются очень редко.

Минералы гельвиновой группы содержат большое количество элементов-примесей: Ti, Al, Fe, Mg, Ca, K, Na, Rb, Cd, Ge, Sn, TR, Pb, Si. Они связаны как с микровключениями полевых шпатов, слюд, магнетита, гидроокислов железа, так и с изоморфными замещениями: бериллия — алюминием, кремния — титаном и германием, железа и марганца — магнием, цинка — кадмием.

Редкоземельные элементы присущи минералам из пегматитов, свинец и медь — минералам из гидротермальных сульфидных месторождений, кальций — минералам из богатых флюоритом скарновых пневматолито-гидротермальных месторождений.

Наблюдается преимущественное развитие некоторых минералов гельвиновой группы в определенных генетических типах месторождений. Так, для пегматитовых, контактово-метасоматических и гидротермальных месторождений характерны гельвин и даналит, для пегматитовых, пневматолито-гидротермальных и гидротермальных — гельвин и гентгельвин. Вместе с тем состав минералов однозначно не определяет генетического типа минерализации.

Формы выделения и физические свойства. Весьма характерна тетраэдрическая форма кристаллов, изредка встречаются октаэдры. Для гельвинов свойственны правильные тетраэдрические кристаллы, для даналитов — тетраэдрические и октаэдрические кристаллы и большие стекловатые массы, для гентгельвинов — тетраэдрические кристаллы, часто зональные, и неправильные выделения.

Размеры кристаллов изменяются от долей миллиметров до первых десятков сантиметров. Часто встречаются агрегаты сросшихся кристаллов, их скопления, сплошные участки и гнезда с невыраженными кристаллическими формами, иногда тонкие жилы и прожилки.

Цвет гельвинов — желтоватый и коричневый, реже зеленый; для даналитов характерны розовые, красные тона; гентгельвины — розовато-желтые, желтые, коричневые, до бесцветных прозрачных.

Блеск обычно стеклянный, иногда жирный. Черта бесцветная, излом неровный. Твердость 6—6,5, по шкале Мооса, или 741—873 кг/мм² по микровдавливанию. Показатель преломления 1,728—1,771, а удельный вес 3,20—3,70. Гельвиновые минералы обладают повышенной магнитной восприимчивостью ($\chi = \mu \cdot 10^{-6}$ ед. CGSE).

Рентгенографическим изучением минералов выявлено закономерное уменьшение межплоскостных расстояний и соответственно параметров элементарной ячейки, связанное со снижением содержания MnO и повышением содержания FeO + ZnO.

Это вызвано изоморфным замещением двухвалентных Fe и Zn, имеющих почти одинаковые радиусы-ионы (соответственно 0,76 и 0,74 Å), двухвалентным Mn с наибольшим радиусом иона (0,80 Å).

Согласно данным Гласса, Джанса, Стивенса [89], Беуса [6] и др., крайние члены трехкомпонентной системы гельвин — даналит — гентгельвин должны иметь соответственно такие значения параметра элементарной ячейки: 8,27—8,18—8,10 Å.

Однако проведенное рентгеноструктурное и химико-минералогическое исследование 13 образцов гентгельвина позволило точнее установить значение этого параметра для 100%-ного гентгельвина и принять параметр элементарной ячейки $a_0 = 8,11$ Å.

Диагностические признаки минералов. Главными отличительными признаками являются тетраэдрические, реже октаэдрические формы кристаллов, желтовато-коричневые и красноватые оттенки цветов, изотропность и треугольные очертания в шлифах и иммерсионных препаратах. Гельвиновые минералы похожи на гранат, везувиан, бесцветные разности — на кварц, из-за чего их часто не замечают.

Минералы гельвиновой группы обычно легко разлагаются в кипящей серной или соляной кислоте с выделением студенистого осадка кремнезема и сероводорода. Перед паяльной трубкой эти минералы вспучиваются, плавятся и образуют желто-бурое непрозрачное стекло. Гельвин с бурой дают реакцию на марганец, а гентгельвин — на угле налет ZnO. Сера устанавливается реакцией с содой на серную печень. Гельвиновые минералы определяются также методами цветных пленочных реакций.

Генетические типы. Минералы гельвиновой группы встречаются в широком диапазоне генетических типов: от магматических до гидротермальных. Наиболее характерны пегматитовые, скарновые, грейзеновые, щелочно-метасоматические и гидротермальные образования. Среди пегматитов выделяются две подгруппы: пегматиты кислых гранитоидных пород, в основном с гельвином и даналитом, и пегматиты щелочных пород — с гентгельвином.

Пегматиты залегают как в самих интрузивных образованиях, так и во вмещающих породах, на небольшом расстоянии от них. Примечательно, что гельвиновая минерализация развивается в замещенных пегматитах — микроклинизированных, альбитизированных, ослюденелых. Характерно наличие микроклин-перти́та и амазонита, редкометалльных минералов — циркона и колумбита. Выделение гельвиновых минералов происходит в поздние гидротермальные стадии формирования пегматитовых тел, позже — берилла. Масштабы минерализации обычно невелики. Бериллийсодержащие скарны распространены широко. Считалось, что бериллий в скарнах находится в виде собственных минералов: гельвина, хризоберилла, таффента и др.

Полученные данные показали, что в контактово-метасоматическом процессе бериллий полностью рассеивается в породообразующих минералах: везувинане, гранате, магнетите. Собственные бериллиевые минералы возникают при позднем пневматолито-гидротермальном изменении скарнов, сопровождающимся выщелачиванием бериллия из породообразующих минералов и перетолжением его в виде гельвина или других минералов на поздних стадиях процесса минералообразования. Значительное рассеивание бериллия в скарнах, несмотря на большие его концентрации, снижает потенциальные возможности скарновых месторождений бериллия.

Грейзеновые месторождения, располагающиеся в эндоконтактных зонах гранитных массивов, были выявлены сравнительно недавно. Среди них выделяются кварц-мусковитовые грейзены с бериллом и гельвином или берtrandитом и гельвином; кварц-гематитовые грейзены с бериллом, гельвином и берtrandитом; кварц-сидерофиллит-виллемитовые грейзены с фенакитом и гентгельвином. Гельвин является одним из наиболее поздних минералов, развивающимся по другим бериллиевым минералам или образующимся за счет разрушения последних и перетолжения бериллия в форме гельвина (гентгельвина) на более поздних стадиях минералообразования.

Гельвиновые месторождения, связанные со щелочными метасоматитами — наиболее перспективный тип. Они располагаются в пределах крупных зон тектонических нарушений (глубинных разломов) и связаны с породами гранитоидной щелочной формации.

Широко развиты метасоматические образования — апограниты, щелочные полевошпатовые метасоматиты, грейзены, вторичные кварциты. Основным рудным минералом является гентгельвин, ассоциирующий с фенакитом, колумбитом, касситеритом, виллемитом, циртолитом, сульфидами. Оруденение связано с метасоматитами альбит-калишпатовыми, кварц-альбит-калишпатовыми, слюдисто-кварц-полевошпатовыми, слюдистыми грейзенами и кварц-гентгельвиновыми жилами. Выделяются четыре генерации гентгельвина, возникающие в последовательные стадии метасоматического процесса. Гентгельвины из полевошпатовых метасоматитов обладают специфическими физическими свойствами (высоким удельным весом, повышенной магнитной восприимчивостью, интенсивной флотоактивностью), весьма благоприятными для их выделения в бериллиевый концентрат простыми технологическими методами. Эти качества делают щелочные метасоматиты с гентгельвином высокосортным видом бериллиевых минеральных сырья, а тип месторождений — наиболее промышленно ценным.

Гидротермальные месторождения минералов гельвиновой группы широко распространены. Давно известны гельвиновые минералы в сульфидных месторождениях: полиметаллических,

кварц-молибденовых, кварц-сульфидных. Встречены гельвиновые минералы в марганцево-колчеданных рудах с родонитом и родохрозитом, в кварцевых жилах среди вольфрамоносных штоков, касситерит-кварцевых и вольфрамит-молибденитовых месторождений. Наблюдаются также проявления даналитовой минерализации в кварц-полевошпатовых прожилках в ультраосновных породах, в кварц-касситерит-хлоритовых жилах в метаморфизованных зеленокаменных породах. Гельвиновая минерализация в сульфидных месторождениях обычно предшествует выделению сульфидов, а в кварцевых, полевошпатовых и других прожилках является завершающей.

Условия образования минералов гельвиновой группы. Для возникновения минералов гельвиновой группы необходимо достаточно точное стехиометрическое соотношение в минералообразующих растворах $Be:Si:S:Mn(Fe, Zn)$, равное примерно $1:2,5:0,5:4$. Такой состав растворов может возникнуть в условиях длительного многостадийного развития метасоматических процессов с переработкой больших масс пород, что обеспечивает «возможность выбора» и обогащение рудообразующих растворов значительным количеством компонентов (Be, Zn, Fe, Mn, S, Pb, Mo, Sn, Nb), т. е. всеми компонентами, необходимыми для образования гельвиновых и сопутствующих им минералов.

Преимущественно щелочная обстановка минералообразования обеспечивает подвижность алюминия, а также интенсивное связывание его щелочами (избыток K и Na) в алюмосиликаты, что создает наиболее благоприятные условия для образования гельвиновых минералов, а не берилла или других силикатов и алюмосиликатов бериллия. Аналогичную роль по связыванию алюминия играет кальций в гибридных образованиях повышенной основности.

Окислительно-восстановительная обстановка или режим серы и кислорода. Существенное значение имеет активная роль серы при относительно меньшем участии фтора. Для построения гельвиновых минералов необходимо незначительное количество серы (как это следует из формулы минералов). Небольшая концентрация серы в растворах и слабовосстановительная обстановка обуславливают образование минералов гельвина, а не сульфидов. На более поздних этапах процесса при значительном повышении концентрации серы и усилении восстановительного потенциала среды образуются сульфиды. При недостаточном количестве серы возникает фенакит, при недостатке серы и бериллия — виллемит.

Содержание марганца, железа или цинка в гельвиновых минералах определяется, с одной стороны, соотношением концентраций этих элементов в минералообразующих растворах, а с другой — режимом серы и кислорода, обуславливающим по-

явление либо сульфидов, либо окислов этих элементов вследствие их большого сродства с серой и кислородом.

Чрезвычайно важным является то обстоятельство, что геливиновые минералы возникают на поздних этапах минералообразования. При длительном и полном развитии метасоматических процессов возникает относительно стабильная обстановка минералообразования, что способствует накоплению больших концентраций геливиновых минералов, а также появлению нескольких их генераций.

Концентрация бериллия вызвана в основном мобилизацией, перераспределением и локализацией в благоприятных участках рудного вещества, обусловленных метасоматическими процессами при активном участии щелочей и летучих компонентов. Продуктивность оруденения определяется прежде всего интенсивностью и глубиной развития метасоматических процессов и связанной с ними дифференциацией вещества.

Перенос бериллия наиболее вероятен в форме комплексных соединений нескольких видов и со смешанными аддендами. Среди этих соединений наиболее распространены фтор-бериллатные и карбонат-бериллатные комплексы. Особо интересна роль и форма переноса серы. В слабовосстановительных условиях сера могла мигрировать в форме не только сероводорода, но и тиосульфатов щелочей, содержащих кислород, а также в составе комплексных соединений вместе с бериллием.

Главными факторами, контролирующими развитие и размещение геливиновых месторождений, являются.

Развитие оруденения в пределах областей и зон тектоно-магматической активизации консолидированных структур: платформ, щитов, срединных массивов, областей завершённой складчатости, особенно их краевых частей. Наиболее крупные месторождения локализуются в пределах долгоживущих линейных тектонических зон глубинных разломов. Бериллий концентрируется обычно в условиях относительно замкнутых систем.

Связь оруденения с метасоматически изменёнными породами, относящимися главным образом к гранитоидной щелочной формации. Они обогащены щелочами, летучими компонентами и редкими элементами.

Рудоносные формации обладают определённой металлогенической специализацией. С ними связано оруденение Be, Sn, W, Nb, Ta, Mo, флюорита, а также полиметаллов, марганца. Рудоносные породы обогащены (в 1,5—10 раз и более выше кларка) рядом элементов: Be, F, Li, Rb, Cs, Sn, Nb, Ta, Ga, W, TR, Zr, Th, Zn, Pb, Mo, Cu, Cd, Ge, In. Характерно накопление Rb и соответственно низкое значение отношения $K : Rb$ (40—150).

Важнейшее значение имеет широкое и полное развитие метасоматических процессов с появлением метасоматически изменённых гранитов, замещённых пегматитов и скарнов, щелочных метасоматитов и грейзенов. Накопление рудного вещества

(ювенильное и *in situ*) от первоисточника до возникновения месторождения характеризуется сложным и многообразным путем развития с несколькими этапами перераспределения и концентрации полезных компонентов. Благоприятная обстановка возникает в условиях долгоживущих глубинных зон активизации. Здесь обеспечиваются стабильность рудообразующих систем, длительность и полнота развития рудообразующих процессов, глубокая дифференциация вещества.

Временный интервал развития гельвинового оруденения чрезвычайно обширен: от докембрия до кайнозоя. Наиболее продуктивными металлогеническими эпохами являются позднепротерозойская и герцинская.

Промышленное значение гельвиновых месторождений определяется такими основными факторами: масштабами оруденения и технологическими свойствами руд. В процессе поисково-разведочных работ особое внимание необходимо уделять изучению вещественного состава и обогащению руд. Эти исследования следует начинать еще на поисковой стадии. Ведущее значение при изучении месторождений имеют геохимические методы поисков. Они должны сопровождать все стадии геолого-разведочных работ.

Среди известных типов гельвиновых руд наибольшее значение имеют руды алюмосиликатного и силикатного составов. Магнетитовые скарны и сульфидные месторождения из-за преимущественного рассеивания бериллия в породообразующих минералах не удовлетворяют пока требованиям промышленности, даже несмотря на значительную концентрацию в них бериллия.

Главную промышленную ценность представляют гельвиновые руды, связанные с зонами щелочного метасоматоза в гранитах — формация щелочных полевошпатовых метасоматитов. Выявленные недавно гентгельвиновые руды этой формации обладают высоким качеством, превосходящим известные типы бериллиевых руд. Бериллий концентрируется в таких месторождениях в значительном количестве.

Таким образом, установлен новый промышленный источник бериллия — месторождения минералов гельвиновой группы. Выявление, широкое изучение и вовлечение в промышленное использование этих месторождений — важная практическая задача геологоразведочных работ и соответствующих отраслей металлургической промышленности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арапов Ю. А. О некоторых оловоносных пегматитах.— Труды ИГН АН СССР, серия минералогия и геохимия, 1941, 12, 54.
2. Бадалов С. Т. Некоторые результаты изучения гидротермального гельвина.— Зап. Узбекск. отд. Всес. мин. о-ва, 1956, 10.
3. Белолипецкий А. П., Денисов А. П., Кульчицкая Е. А.— Находка даналита на Кольском полуострове.— В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, 1965, 4.
4. Бетехтин А. Г. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические взаимоотношения минералов в рудах.— Изв. АН СССР, серия геология, 1949, 3.
5. Беус А. А. Роль комплексных соединений в переносе и концентрации редких элементов в эндогенных растворах.— Геохимия, 1958, 10.
6. Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы его месторождений. Изд-во АН СССР, М., 1960.
7. Беус А. А. Режим кислотности — щелочности как фактор концентрации редких элементов в процессе метасоматоза.— В кн.: Генетические проблемы руд (к 60-летию Д. С. Коржинского). Изд-во АН СССР, М., 1961.
8. Беус А. А. и др. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, М., 1962.
9. Васильев В. А. О гентгельвине.— Зап. Всес. мин. о-ва, 1961, 5.
10. Галецкий Л. С. Новая бериллиеносная формация.— Разведка и охрана недр, 1968, 5.
11. Галецкий Л. С., Мельник Ю. М., Разумеева Н. Н. Условия образования гентгельвина.— Мин. сб. Львовск. ун-та, 1970, вып. 2, 24.
12. Галецкий Л. С. Гентгельвиновое оруденение — новый высококачественный тип бериллиевого сырья.— Геология рудных месторождений, 1971, 3.
13. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов (в 3-х томах). «Наука», М., 1964.
14. Георгиевская О. С. К вопросу о генезисе ритмично-витиевато-полосчатой текстуры рудных тел некоторых контактово-метасоматических месторождений.— ДАН СССР, 1955, 101, 5.
15. Гинзбург А. И. Пневматолито-гидротермальные месторождения бериллия.— В кн.: Геология месторождений редких элементов, 1959, вып. 4.
16. Гинзбург А. И., Орлов Ю. А., Пиневич И. Г. Парагенетические взаимоотношения бериллиевых минералов в некоторых пегматитовых жилах.— Труды Мин. музея АН СССР, 1961, вып. 11.
17. Гинзбург А. И. Генетические типы месторождений редких элементов.— В кн.: Геология месторождений редких элементов, 1961, вып. 14.
18. Гинзбург А. И. Факторы, благоприятствующие концентрации редких элементов.— Там же.
19. Гинзбург А. И. Вольфрам-молибден-олово-бериллиевые месторождения и условия их образования.— В кн.: Геология месторождений редких элементов, 1962, вып. 18.
20. Гинзбург А. И., Назарова А. С. Некоторые вопросы геохимии бериллия в гидротермальном процессе.— В кн.: Геология месторождений редких элементов, 1966, вып. 27.
21. Гинзбург А. И., Заболотная Н. П. Бериллиеносные формации и типы бертрандиг-фенацитовых месторождений.— В кн.: Геология месторождений редких элементов, 1966, вып. 27.

22. Гинзбург А. И. Достижения в минералогии редких элементов за 1960—1966 гг.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. 1966, вып. 30.
23. Го Цзынь-Сю. О находке гентгельвина в альбитовых гранитах.— РЖ, геология, 1967, реф. № 3В 239.
24. Говоров И. Н., Стунжас А. А. О формах переноса бериллия при щелочном метасоматозе. Геохимия, 1963, 4.
25. Григорьев И. Ф.— ДАН СССР, 1944, 44, 3.
26. Гурвич С. И. и др. Новый перспективный тип бериллиево-цинкового оруденения.— Разведка и охрана недр, 1962, 6
27. Гурвич С. И., Зубков Л. Б., Галецкий Л. С. Гентгельвин из окварцованных сиенитов.— ДАН СССР, 1963, 150, 5.
28. Гурвич С. И., Зубков Л. Б., Галецкий Л. С. Геолого-минералогические особенности бериллиевого оруденения, связанного с гентгельвином.— Сов. геология, 1965, 2.
29. Дарвин Дж., Баддери Дж. Бериллий, ИЛ, М., 1962.
30. Доломанова Е. И., Молева В. А. Даналит из месторождения касситерито-кварцевой формации Сибири.— Труды Мин. музея АН СССР, вып. 14, 1963.
31. Дмитриева А. Н. О гельвине кварц-полевошпатовых прожилков в роговиках.— Геология и геофизика, 1966, 10.
32. Егоров И. Н. Геолого-минералогические особенности гидротермальной бериллиевой минерализации одного из массивов гранитоидов.— Сов. геология, 1967, 7.
33. Еремеев П. В.— Горный журнал, 1868, IV, 58.
34. Еськова Е. М. Гентгельвин из щелочных пегматитов.— ДАН СССР, 1957, 116, 3.
35. Зубков Л. Б., Каленов А. Д., Молева В. А. Некоторые особенности диагностики гентгельвина.— Бюл. ОНТИ ВИЭМСА, 1965, 2 (55).
36. Зубков Л. Б. Особенности тантал-ниобиевой и бериллиевой минерализации метасоматически измененных гранитов древнего кристаллического щита.— Научные труды ГИРЕДМЕТА, XVI, М., 1966.
37. Зубков Л. Б., Чистов Л. Б. Некоторые минералого-технологические особенности руд коры выветривания редкометаллических месторождений.— Изв. вузов. Цветная металлургия, 1965, 5.
38. Зубков Л. Б., Ложникова О. Н., Яковлева С. В. О минералогии и бериллиенности магнетитовых скарнов.— Труды Мин. муз. АН СССР, 1969, 19.
39. Зубков Л. Б., Яковлева С. В., Моржеедова Р. Н. О зависимости физических свойств и параметра элементарной ячейки от химического состава в группе минералов гельвин — даналит — гентгельвин.— Научные труды ГИРЕДМЕТА, XXXV, М., 1971.
40. Зубков Л. Б., Металиди С. В. Обнаружение повышенных содержания кадмия и индия в бериллий-цинковых и цинковых силикатах.— ДАН СССР, 1972, 203, 6.
41. Зубков Л. Б. Гельвин — даналит — гентгельвин.— В кн.: Бериллиевые минералы перспективных типов месторождений. Изд. ВИМСА, М., 1973.
42. Зубков Л. Б., Галаджева Н. И., Черняховский А. Б. Гельвиновые минералы из кварцевых прожилков и метасоматически измененных пород кристаллического выступа Русской платформы.— Мин. сб. Львовск. ун-та, 1972, вып. 4, 26.
43. Каленов А. Д. О грейзеновом типе гельвиновой минерализации.— Зап. Всес. мин. о-ва, 1958, II серия, ч. 88.
44. Каленов А. Д. О составе минералов гельвиновой группы.— Труды ИМГРЭ, 1959, вып. 3.
45. Каленов А. Д. О гидротермальной гельвиновой минерализации в кварцевых жилах.— Геология рудных месторождений, 1962, 3.
46. Каленов А. Д., Золотова Л. В., Цыбульская М. С. Диагностика минералов гельвиновой группы пленочным методом.— Бюл. НТИ МГ и ОН, 1961, 5.

47. Китаев А. Г. Месторождение корунда, гельвина и редкоземельного минерала...— В кн.: Минеральное сырье, вып. 1, 1928.
48. Константинов М. М. К проблеме гельвиновых руд.— Цветные металлы, 1947, 1.
49. Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация.— ДАН СССР, 1958, 127, 2.
50. Корытова Д. М., Стравинская В. П.— Зап. Вост.-Сиб. отд. Всес. мин. о-ва, 1962, 3.
51. Кс салс Я. А. О гельвиноносном типе скарновых месторождений.— Геология и геофизика, 1961, 2.
52. Котович В., Васильев В. Изоморфизм в группе гельвина.— Научные труды Высших учебных заведений Литовской ССР, серия геогр. и геол., 1966, 4.
54. Лиценмайер Н В.— О находке минерала из группы гельвин — даналит в скарнах Средней Азии.— Зап. Всес. мин. о-ва, 1960, вып. 4.
55. Лобанов М. П., Труханов И В. Геологические условия проявления бериллиевой минерализации при метасоматических процессах в зоне смятия.— Сов. геология, 1964, 10.
56. Лунц А. Е., Сальдау Э. П. Гентгельвин из пегматитов на Кольском полуострове.— Зап. Всес. мин. о-ва, 1963, вып. 1.
57. Лунц А. Е.— Минералогия и генезис гентгельвина из редкометалльных пегматитов щелочных гранитов Европейской части СССР.— Изв. АН Лит. ССР, 1963, 6.
58. Металиди С. В., Лунько В. Ф., Зубков Л. Б. Эндогенные ореолы рассеяния бериллиевой минерализации гентгельвиновой природы и геохимические критерии её обнаружения.— Научные труды ГИРЕДМЕТА, XXXV, М., 1971.
59. Моржеедова Р. Н., Зубков Л. Б., Яковлева С. В. Термографическое исследование минералов гельвиновой группы.— Научные труды ГИРЕДМЕТА, XXXV, М., 1971.
60. Павлова И. Г., Бекназаров И. Г., Сальдау Э. П. О составе, парагенезисах и условиях образования гельвина в грейзенах.— Зап. Всес. мин. о-ва, 1966, вып. 6.
61. Плюснина И. И. Инфракрасные спектры поглощения бериллиевых минералов.— Геохимия, 1963, 1.
62. Соседко А. Ф. Новые источники получения бериллия.— Природа, 1947, 5.
63. Соседко А. Ф. Месторождения гельвина.— Природа, 1950, 3.
64. Стрельцин Г. С. Об естественной флотированности минералов с точки зрения их структурной характеристики.— Труды II Научн.-тех. сесс. Ин-та механической обработки. «Металлургиздат», М., 1952.
65. Субботин Г. Д., Ганзеева Л. В. Берtrandитсодержащие граниты и грейзены Казахстана.— Сов. геология, 1965, 3.
66. Ферсман А. Е. Пегматиты. Изд-во АН СССР, М., 1940.
67. Хун-Вэнь-Сип и др. Фенакит- и гельвинсодержащие вулканические породы.— РЖ, геология, 1967, реф. № 6Б 215.
68. Чжан Бао-Гуй. Гентгельвин из касситерит-полиметаллического месторождения.— РЖ, геология, 1967, реф. № 6В245.
69. Чистякова М. В., Молева В. А. Гентгельвин из хрусталеносных "полостей"...— Труды Мин. муз. АН СССР, 1966, 17.
70. Яковлева М. Е. Процессы изменения берилла.— Труды Мин. муз. АН СССР, 1961, 12.
71. Яковлев П. Д., Ай Юнь-фу. Об условиях образования минералов бериллия в известняках и скарнах.— Геология рудных месторождений, 1964, 5.
72. Acard Jules. Decouverte de beryllium dans la mineralisatish du gite de wolfram molidbene et cuivre d'Azegour (Haut Atlas, Maroc) et dans cell du gite de manganese de Guettara (sud Algerien)— С. г. Acad. Sci., 1965, 261, N 20.
73. Aubert I. Burnoli L. Observations sur les mineralisations en beryllium du

- massif granitique d'Echassieres (Allier). Decanberte de Herderite.—*C. r. Acad. Sc. Paris*, 1964, t. 258, 6.1, Groupe 9.
74. Barth T. Die kristallografische Beziehung zwischen Helvin und Sodalit.—*Norsk. Geol. Tidsskrift*, 1926, 9, 40.
 75. Backstrom—*Zeits. Krist.*, 1890, 16.
 76. Bass N. W. Beryllium—*Eng. a Min. J.*, 1963, 164, N 2; 1964, 165, N 3.
 77. Bowley H. On Helvite from Mt. Fransicko, N. V. Division, West Australia—*Royal Soc. W. Australia Jour.*, 18 (17—19), 83, 1932 (1930—1933).
 78. Bowley H. Refractive index of Western Australia helvite.—*Amer. Mineralog.*, 1945, v. 30, N 3—4.
 79. Breithaupt B. u. H. *Zeitung*, 1953, XII, 370.
 80. Brogger W. C. Die Mineralien der Syenitpegmatiten der Sudnorwegischen augit und nepholin Syenite.—*Zeits. Krist.*, 1890, 16, 173.
 81. Brogger W. C. Beryllium and tungsten deposits of the Iron Mountain District, Sierra and Socorro, Countries New Mexico.—*Jewell J. Glass Bulletin*, 1945.
 82. Beryl-bearing ore has been found by «Chemalog Minerals Ztd», «Chem and Eng. News», 1961, v. 39, N 31, VII.
 83. Brush Beryllium Co. Beryllium gains as a structural material.—*Chem. Eng. News*, 1964, v. 42, 11, N 8.
 84. Cooke J. P. On danalithe, a new mineral species from the granite of Rockport, Massachusetts.—*Americ. I. Sci.*, 1866, ser. 2, 42.
 85. Fisher W. Die Helvitegesteine von Casala Plata (Sierra de Cordoba, Argentinien).—*Central. Mineral, Abt. A.*, 1926, 33.
 86. Genth F. A. Contributions to mineralogy with crystallographic notes by S. Z. Kenfield (6), Danalithe.—*Amer. I. Sci.*, 1892, v. 44, N 54.
 87. Gelles S. et al. Beryllium as a structural material.—*I. Metals*, 1963, v. 15, XII, N 11.
 88. Glass I. I., Adams I. M. Centhelvite from el Passo Country Colorado.—*Amer. Mineral*, 1953, v. 38, N 9—10.
 89. Glass I. I., Janhs R. H., Stevens R. E. Helvite and danalite from New Mexico and the helvite group.—*American Mineral.* 1944, v. 29, N 5—6.
 90. Goldschmidt V. M. Die Kontaktmetamorphose im Kristiangebiet, Mineralogischer Teil, Helvin (Videnskap. Skrifter, N 1, 1911).—*Zeit. Kryst.*, 1915, 55, 95.
 91. Goldschmidt V. M., Peters C. Zur Geochemie des Berylliums — *Machr. Ges. Wiss. Gottingen, Math.—phys. Kb., Fachgr. IV*, 1932, v. I, N 25.
 92. Gotteried V. Die Raumgruppe des Helvins.—*Zeit. Kryst.*, 1927, 65, 425.
 93. Gmelin I. F. *Annalen der Physik und chemie (Pogg)*, 1825, v. 3, p. 53, corrected by C. F. Rammelsberg, *Handbuch d. Mineralchemie*, 1860.
 94. Gruner John W. Simple test for the detection of the beryllium mineral.—*Econ. Geol.*, 1944.
 95. Eclertsen D. E. Beryllium—*Bull. Bur Mines*, 1965, N 630.
 96. Haines R. A. An American locality for helvite.—*Proc. Acad. Natur. Sci. Philadelphia*, 1882, v. 34, p. 100—103.
 97. Henrich E. Wm., Deane R. W. An occurrence of barylite near Seal.—*Lake, Labrador.—American Mineralogist*, 1962, v. 47, N 5—6.
 98. Hewett D. F. Helvite from the Butte, District, Montana.—*Americ. Mineral*, 1937, v. 22, N 6.
 99. Hoffman G. C. On some new mineral occurrence in Canada (4) Danalite.—*Am. Jour. Sci.*, 1901, v. 11, 151.
 100. Holser W. F. Beryllium minerals in the Victoria Mountains, Luno County, New Mexico.—*Amer. Miner.* 1953, v. 38, N 78.
 101. Jahrens R. Ribbon—Rock an unusual beryllium—bearing tactite.—*Econom. Geol.*, 1944, XXXIX, N 3.
 102. Joshinaga Magmi. Helvite from Vagisawa mine Nagano Prefecture, Japan.—*Mem. Fac. Sci. Kyushi Univ.* 1959, ser., a. v. 79, N 1.
 103. Kingsbury A. W. G. Beryllium minerals in Cornwall and Devon: helvite, genthelvite and danalite.—*Mineral. Magasin*, 1961, v. 32, N 255.

104. Knorring O. von. Helvite from a lithium pegmatite near Salisbury, Southern Rhodesia.— *Mineral Mag.*, 1959, v. 32, N 244.
105. Knorring O. von. Dysson P. An occurrence of genthelvite in Jounger Granite Province of Northern Nigeria.— *Americ Miner.*, 1959, v. 44, N 11—12.
106. Knorring O. V., Sahama Th., G. Saari Esko. A note on euclase from Muiano mine. Alto Ligonhja, Mozambique.— *Buil. Cmiss., geol., Finlande*, 1964, N 215.
107. Martens Alwin. Pilinit und Helvit von Striegau.— *Autschluss*, 1965, v. 16, N 12.
108. Miers H. A. and Prior G. T. Danalite from Cornwall.— *Mineral: Mag.*, 1892, v. 10, N 10—11.
109. Neuman H. A new find of helvite in the Oslo area.— *Norsk geol. tidsskr.*, 1950, v. 28, h. 2—4.
110. Nickel S. H., Charette D. J. Additional date on barylite from Seal—Lace, Labrador.— *American Mineralogist*, 1962, v. 47, N 5—6.
111. Novak F., Jansa J. Helvin z Chvaletic v Zelezných horách.— *Vestn. Ustred. ustravn geol.*, 1963, v. 28, N 5.
112. Novak F., Jansa T. Parageneze nerostu s helvinem z chvaletickcho loziska.— *Casop. mineral. a geol.*, 1965, v. 10, N 1.
113. Palach Ch. and Bauer L. H. On the occurrence of beryllium in the Zina deposits of Franklin New Lesey.— *Americ. Mineralog.*, 1930, v. 15, N 30—33.
114. Pauling L. The structure of sodalite and helvine.— *Zeit. Kryst.*, 1930, v. 74, 213—225.
115. Ramdohr P., Ramdohr H. Helvin (danalite) von Ixsjoberg in Vastmanland Schweden.— *Geol. Foraning Forhand, Stocholm*, 1954, v. 76, N 478.
116. Rammellsberg C. F. Uber die Zusammenesetzung des Helvine.— *Pogdendorff s Annalen der Physik und Chemic*, 1894, v. 93, 453—455.
117. Sainsbury C. L. Helvite near Beaver, Utah.— *Americ. Mineral.* 1962, v. 47, N 3—4.
118. Sainsbury C. L. Association of beryllium within deposits rich in fluorite.— *Economic Geology*, 1964, v. 59, N 5.
119. Scott S. R. Genthelvite from Cookstouve Mountain, el Passo Country, Colorado.— *Amer. Miner.* 1957, v. 42, N 5—6.
120. Second International conference on beryllium technology program.— *J. Metals*, 1964, v 16, X, N 9.
121. Sloan B. E. Helvite from near Amelia Courthouse, Virginia.— *Chem. News*, 1882, 46, 195.
122. Storch K. W. A new helvite locality—a possible beryllium deposit.— *Econ. Geol.*, 1941, v. 36, N 7.
123. Strunz H. *Mineralogische Tabellen*, Leipzig, 1953.
124. Strunz H., Tennyson Cu. Helvin von Tittling im Bayer Wald.— *Autschluss*, 1964, H. 15, N 15.
125. Syrvey Team Finds. Beryllium in Alaska.— *Amer. Metall Market*, 1962, v. 69, N 82, 30/IV.
126. Teich—*Mineral Russlands*, s. 7, 1866.
127. Trustedt O. Die Erllagersttte von Pitkaranta am Ladoga See.— *Ball de la coon Vaable de Finlande*, p. 299, N 19.
128. Trustedt. Pitkaranta, 1907, 325.
129. Weisenbern A. E. A new occurrence of helvite.— *Americ. Mineral.*, 1948, v. 33, N 9—10.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----|
| Введение | 3 |
| <i>Глава I</i> Общие сведения | 6 |
| <i>Глава II</i> . Химический состав минералов гельвиновой группы | 8 |
| <i>Глава III</i> . Формы выделения и физические свойства минералов гельвиновой группы | 18 |
| <i>Глава IV</i> . Основные особенности структуры минералов гельвиновой группы | 28 |
| <i>Глава V</i> . О зависимости физических свойств и химического состава минералов гельвиновой группы | 43 |
| <i>Глава VI</i> . Термографические исследования минералов гельвиновой группы | 49 |
| <i>Глава VII</i> . О диагностике минералов гельвиновой группы | 59 |
| <i>Глава VIII</i> . Генетические типы месторождений и рудопроявлений минералов гельвиновой группы | 62 |
| Минералы гельвиновой группы в магматических породах | 63 |
| Пегматиты с гельвиновой минерализацией | 65 |
| Гельвиновая минерализация в гранитных пегматитах | 65 |
| Гельвиновая минерализация в щелочных пегматитах | 74 |
| Пневматолито-гидротермальный тип месторождений минералов гельвиновой группы | 81 |
| Щелочные метасоматиты | 82 |
| Грейзены | 119 |
| Скарны | 129 |
| Гидротермальный тип месторождений минералов гельвиновой группы | 160 |
| Гельвиновая минерализация в сульфидных месторождениях | 161 |
| Гельвиновая минерализация в родонит-родохрозит-сульфидных телах | 164 |
| Гельвиновая минерализация в кварцевых, полевошпатовых и других прожилках | 170 |
| <i>Глава IX</i> . Основные закономерности образования минералов гельвиновой группы | 178 |
| <i>Глава X</i> . О промышленном значении типов гельвиновой минерализации | 186 |
| <i>Глава XI</i> . Поисковые критерии, принципы разведки и геолого-промышленной оценки гельвиновых месторождений | 193 |
| Структурная позиция | 193 |
| Связь с геологическими формациями | 194 |
| Стратиграфическое положение | 195 |
| Металлогеническая специализация | 195 |

| | |
|--|-----|
| Геохимические особенности | 196 |
| Метасоматические процессы | 196 |
| Минералогические признаки | 198 |
| Изучение и оценка геллиновых месторождений | 199 |
| Заключение | 202 |
| Литература | 209 |



18 856

Леонид Борисович Зубков,
Леонид Станиславович Галецкий,
Станислав Васильевич Металиди

**МИНЕРАЛЫ ГЕЛЬВИНОВОЙ ГРУППЫ
И ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

*Печатается по постановлению ученого совета
Института геохимии и физики минералов АН УССР*

Редактор *Л. К. Медникова*

Художественный редактор *И. П. Антолюк*

Оформление художника *А. Г. Комяхова*

Технический редактор *А. М. Капустина*

Корректор *Р. С. Борисова*

Сдано в набор 2.III 1976 г.

Подписано к печати 17.XI 1976 г. БФ 07482.

Зак. 6—615. Изд. № 248. Тираж 1000.

Печ. физ. листов 13,5 + 0,625 вкл.

Усл. печ. листов 14,125.

Учетно-изд. листов 15,95. Цена 1 руб. 71 коп.

Издательство «Наукова думка», Киев-4, ул. Репина, 3.

Изготовлено Нестеровской городской типографией Львовского облполиграфиздата (г. Нестеров ул. Горького, 8) с матриц Головного предприятия республиканского производственного объединения «Полиграфкинга» Госкомиздата УССР (г. Киев, ул. Довженко, 3), зак 375.

1 руб. 74 коп.

«НАУКОВА ДУМКА»