

КОНСТИТУЦИЯ
И СВОЙСТВА
МИНЕРАЛОВ



НАУКОВА
ДУМКА

КИЕВ — 1966

Серия
„Химический
состав
и свойства
минералов“

Республиканский межведомственный сборник

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
УКРАИНСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ВСЕСОЮЗНОГО
МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

5350
0535

КОНСТИТУЦИЯ И СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

I



В сборнике рассматриваются вопросы химического состава различных минералов в связи с их строением и генетическими условиями, а также зависимость плотности и отражательной способности от конституции минералов и обсуждается возможность использования этих свойств для определения химизма и структуры соответствующих минералов. Приводятся результаты экспериментальных исследований в области люминесценции, окраски и микротвердости минералов. Разбираются также принципы рационализации номенклатуры минералов на основе полного отражения их состава и строения и другие вопросы.

Сборник рассчитан на широкий круг минералогов, кристаллографов и петрографов.

Редакционная коллегия:

канд. геол.-мин. наук доцент Б. А. Гавру-севич, доктор геол.-мин. наук М. Н. Иван-тишин, член-корр. АН УССР проф. Е. К. Ла-заренко, доктор геол.-мин. наук проф. Н. В. Логвиненко, канд. геол.-мин. наук Б. Ф. Мицкевич, мл. научн. сотрудник А. Н. Платонов (секретарь), доктор геол.-мин. наук проф. А. С. Поваренных (ответственный редактор)

ПРИНЦИП РАЦИОНАЛЬНОЙ НОМЕНКЛАТУРЫ МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ

Вопрос о том, как назвать минерал, оказывается далеко не простым, если подходить к нему серьезно. Ответы на него могут быть совершенно противоположными в зависимости от того, какого принципа в номенклатуре придерживается тот или иной минералог. Исследователи, отстаивающие в минералогии научные принципы номенклатуры, стремятся применить рациональную основу для всех наименований в целом; те же, кто полагает, что названия минерала (как и названия большинства окружающих нас предметов и бытовых вещей) не несут никакой смысловой нагрузки, не обращают внимания на научные принципы и оправдывают любой произвол в этом отношении.

Однако, обращаясь к истории минералогии, видим, что в прошлом, на заре становления науки, когда передовая научная мысль не была столь совершенной, как сейчас, ученые, да и простые люди — рудокопы, для наименования минералов пользовались рациональными принципами. На первом (дохимическом) этапе в качестве основы для рациональных названий минералов выбирались их физические признаки и свойства. Точны по характеристике такие названия, как *алмаз* (непреоборимый, твердый), *кианит* (небесный), *азурит* и *лазурит* (синий), *малахит* (мальвовый), *рубин* (красный), *барит* (тяжелый), *тальк* (жирный), *кварц* (твердый), *ортоклаз* (прямо раскалывающийся), *плаггиоклаз* (косо раскалывающийся), *апатит* и *сфалерит* (обманчивый), *авгит* (блестящий), *пироксен* (огненный гость), *амфибол* (двусмысленный, обманчивый), *актинолит* (лучистый) и многие другие. Тогда уже стали появляться названия, связанные с местом добычи минерала, как, например, *арагонит* (Арагония), *корунд* (из Индии — «кориндон»), *андалузит* (Андалузия), *мусковит* (Московия — Россия), *исландский шпат* (Исландия) и т. п. Некоторые названия — это были первые ростки иррациональных наименований — отражали суеверно-знахарские «свойства» минералов, например *нефрит* (против болезней почек), *аметист* (против пьянства), *сапфир* (возлюбленный Сатурна).

На химическом этапе развития минералогии рациональный принцип номенклатуры продолжал доминировать, но уже приобрел химическую основу в виде названий элементов. Так возникли названия *куприт* (медный), *галенит* (свинцовый), *кальцит* (кальциевый), *стронцианит* (стронциевый), *магнезит* (магний), *сидерит* (железный), *антимонит* (сурьмяный), *висмутин* (висмутовый), *никелин* (никелевый), *церит* (цериевый) и многие другие.

Начиная с конца XVIII в. — когда финансирование науки почти целиком зависело от благосклонности высокопоставленных чиновников, как это было в феодальной Германии и России, — по почину А. Г. Вернера [4] в минералогической номенклатуре стали называть минералы в их честь и, в меньшей мере, в честь выдающихся ученых или первооткрывателей. Таким образом возникли *канкринит*, *чевкинит*, *строгановит*, *александрит*, *стефанит*, *разумовскит*, *шеелит*, *лаксманиит*, *вокеленит*, *гадолинит* и огромное количество других. Со временем минералы стали называть преимущественно в честь ученых минералогов и химиков. Так постепенно и незаметно иррациональный принцип номенклатуры минералов завладел умами ученых, стал традиционным, и к настоящему времени свыше половины минералов имеет иррациональные названия, не связанные с природой минерала. Этот балласт иррационального является тормозом в развитии науки, потому что затрудняет свободное мышление, ибо ни один минералог не может связать в памяти название минерала с его составом или хотя бы химическим классом, к которому этот минерал принадлежит. По этой причине все, даже самые крупные, минералоги стали дилетантами и, пытаясь охватить хотя бы один минеральный класс, вынуждены пользоваться минералогическим словарем, так как по иррациональному названию невозможно получить представление о составе или строении минерала.

В настоящий момент встал вопрос о том, чтобы не применять (и не утверждать) в дальнейшем иррациональных названий минералов, а разработать такую систему рациональной номенклатуры минералов, на основе которой можно было бы заменить большую часть старых иррациональных названий. Принципы такой системы и предлагаются автором настоящей статьи. Но прежде следует кратко остановиться на анализе развития рациональной номенклатуры минералов и причинах ее упадка.

Рациональный принцип номенклатуры минералов, базирующийся на их химическом составе, не был разработан в общеминералогическом масштабе (что в начале XIX в. трудно было осуществить), а воспринял традиции рационального принципа на физической основе. В самом деле, для отражения в названии минерала его физических свойств или формы достаточно указать

один какой-либо отличительный признак, например плотность — барит, или форму — тетраэдрит и т. п. Точно так же поступали и с химическим составом, например *куприт* (содержит Cu) или *антимонит* (содержит Sb). Но минералов, содержащих Cu и Sb, великое множество, и, стало быть, такие названия не подлинные, а полурациональные. По ним нельзя составить полного представления о химизме минерала* и даже сообразить, к какому химическому классу он относится. Если на первом этапе развития минералогии, когда таких названий еще было очень мало (как и вообще минеральных видов), этот принципиальный недостаток не ощущался и не был замечен, то с бурным развитием науки в XIX в. использование в первоначальном его виде стало в большинстве случаев бессмысленным, и он уступил в значительной мере место принципу иррациональному. Последний же имел перед ним только одно преимущество — каждый минерал получал свое собственное, отличное от всех других название.

В дальнейшем, в XX в. рациональный принцип продолжали использовать, но применяли главным образом к минералам, содержащим сравнительно редкие элементы, например *германит*, *галлит*, *индит*. Правда, появились также попытки преодолеть односторонность первых химических наименований, и в названиях стали перечислять некоторые или даже все составляющие элементы, например *баритокальцит*, *стибиопалладинит*, *алюмогидрокальцит*, *хальконатронит*, *натрохальцит*, *ферромолибдит* и др. В последнее время получил некоторое распространение способ составления названий минералов по символам или первым буквам входящих в их состав элементов, например *тухолит* (Th, U, He, O), *алканасул* (Al, K, Na, SO₄), *умохолит* (U, Mo, H, O), *бафертисит* (Ba, Fe, Ti, Si), *фемолит* (Fe, Mo), *батисит* (Ba, Ti, Si) и т. п. Преимущество таких названий в их краткости при более полном отражении главных составных частей минерала. Но и в этом случае химический класс, к которому принадлежит минерал, определить по названию не удастся. Следовательно, как эти попытки, так и все прежние правила составления названий на химической основе, предложенные Д. П. Григорьевым [1] и автором статьи [2], в которых слишком большое место отводится использованию традиции, неудовлетворительны в отношении самого принципа рациональности.

В названии минерального вида должны по возможности заключаться в концентрированной и наглядной форме следующие данные: 1) содержание всех или главных видообразующих электроположительных элементов; 2) химический класс, к которому он принадлежит; 3) структурный мотив, который он имеет.

Первое достигается использованием в названии полного или сокращенного (в виде общепринятого символа) наименования каждого из составляющих электроположительных элементов в

той определенной последовательности, которая находит отражение в правильных кристаллохимических формулах минеральных видов [3].

Второй весьма важный момент, до сих пор систематически не имевший ограждения, заключается в прибавлении в конце названия минерала специального окончания, характеризующего электроотрицательный элемент или радикал, определяющий химический класс данного минерала. Например, все арсениды будут иметь окончание *-арсит*, сульфиды — *-сулит*, окислы — *-оксит*, силикаты — *-силит* и т. п. Все подобные окончания сведены в табл. 1. Только простые вещества, не имеющие в со-

Таблица 1

Предлагаемые специальные окончания для рациональных названий минералов, свидетельствующие об их принадлежности к определенному химическому классу соединений

Соединения	Радикал или ЭО-элемент	Окончание	Соединения	Радикал или ЭО-элемент	Окончание
Простые вещества	Нет	-ит	Цирконосилкаты	$[Zr_m(Si_n O_p)]$	-циркосилит
Карбиды	C	-карбит	Бораты	$[BO_3]$ $[BO_4]$	-борит
Нитриды	N	-азит	Ванадаты	$[VO_4]$ $[VO_3]$	-ванит
Фосфиды	P	-фосит	Арсенаты	$[AsO_4]$	-арсенит
Арсениды	As	-арсит	Фосфаты	$[PO_4]$	-фосфит
Антимониды	Sb	-стибит	Селениты	$[SeO_3]$	-селеноит
Висмутиды	Bi	-бисмит	Теллуриды	$[TeO_3]$	-теллурит
Сульфиды	S	-сулит	Вольфраматы	$[WO_4]$	-волит
Селениды	Se	-селит	Молибдаты	$[MoO_4]$	-молит
Теллуриды	Te	-телит	Хроматы	$[CrO_4]$	-хромит
Окислы	O	-оксит	Селенаты	$[SeO_4]$	-селенит
Гидроокислы	ОН	-гидроксит	Сульфаты	$[SO_4]$	-сит
Водные гидроокислы	$OH + H_2O$	-гидрит	Карбонаты	$[CO_3]$	-цит
Силикаты	$[Si_n O_p]$	-силит	Йодаты	$[JO_3]$	-йодит
Алюмосиликаты	$[Al_m Si_n O_p]$	-алюмосилит	Нитраты	$[NO_3]$	-нитрит
Боросиликаты	$[B_m Si_n O_p]$	-боросилит	Хлориды	Cl	-хлит
Бериллосиликаты	$[Be_m Si_n O_p]$	-бериллосилит	Йодиды	J	-йит
Титаносиликаты	$[Ti_m(Si_n O_p)]$	-титаносилит	Оксихлориды	OCl	-охлит
			Оксифториды	OF	-офит
			Фториды	F	-фит

ставе электроотрицательного напарника, как гомоатомные соединения, приобретают окончание *-ит*.

Это позволит, наконец, избавить минералогию от древних ошибочных (точнее — ненаучных) названий, которые относятся только к самим химическим элементам (например, медь, золото, железо, платина и т. д.), а не к кристаллическим телам, состоящим из этих элементов (табл. 2).

Рациональные названия минеральных видов в классе простых веществ и близких к ним соединений

Старое название минерального вида	Химическая формула	Рациональное название минерального вида	Старое название минерального вида	Химическая формула	Рациональное название минерального вида
Класс 1. Простые вещества					
Осмий иридий	(Os, Ir)	Осмирит	Индий	In	Индит
Иридий	Ir	Иридит	Цинк	Zn	Цинкит
Палладий	Pd	Палладит	Ртуть	Hg	Меркурит
Платина	Pt	Платинит	Сера	S	Сульфурит
Железо	Fe	Феррит	Селен	Se _∞ ¹	Селит
Никель	Ni	Никелит	Теллур	Te _∞ ¹	Теллит
Электрум	(Ag, Au)	Аргаурит	Мышьяк	As _∞ ²	Арсит
Медь	Cu	Халькит	Сурьма	Sb _∞ ²	Стибит
Свинец	Pb	Плюмбит	Стибарсен	SbAs _∞ ²	Стибарсит
Олово	Sn	Станит	Висмут	Bi _∞ ²	Висмит

Класс 2. Карбиды, нитриды, фосфиды

Муасанит	SiC	Силкарбит	Шрейберзит	Fe ₃ P	Ферфосит
Осборнит	TiN	Титазит	Когенит	Fe ₃ C _∞ ³	Феркарбит
Сидеразот	Fe _{3-x} N	Сидеразит	Мозезит	[Hg ₂ N]Cl _∞ ³	Меркуразит

Третий существенный признак минерального вида, который желательно отразить в названии, — это общая структурная характеристика в виде *структурного мотива*, которая определяет местоположение его в одном из структурных подклассов кристаллохимической системы минералов. Вероятно, важнее всего выделить цепные, слоистые и каркасные минералы, которые будут оканчиваться соответственно на *-тилит* (от греч. *тилос* — волокно), *-филлит* (от греч. *филлон* — лист) и *-тектит* (от греч. *тектос* — каркас, строение). Очевидно, все же этот третий признак следует применять не во всех случаях (так как названия станут слишком громоздкими), а только для отличия сходных по составу, но весьма различных по структуре минералов. Например, для изодесмического мельниковита, состав которого FeFe₂S₄, рациональное название будет *фердиферрисуллит*, тогда как для тождественного по составу, но слоистого смайтита следует применить название *фердиферрисулфиллит* (табл. 3) или даже проще *ферсулфиллит*; аналогичным образом для криптогалита (NH₄)₂[SiF₆] рациональное название будет *амсифит*, а для его химического анализа со слоистой структурой —

Примеры рациональных названий минеральных видов в классах арсенидов, теллуридов и сульфидов

Старое название минерального вида	Химическая формула	Рациональное название минерального вида	Старое название минерального вида	Химическая формула	Рациональное название минерального вида
Класс 1. Арсениды, антимониды, висмутиды					
Никелин	NiAs	Никарсит	Сперилит	PtAs ₂	Платдиарсит
Брейтгауптит	NiSb	Никстибит	Геверсит	PtSb ₂	Платдистибит
Маухерит	Ni ₃ As ₂	Триникдиарсит	Мичнерит	PdBi ₂	Палдибисмит
Новакит	Cu ₃ As ₂	Трикупдиарсит	Раммельсбергит	NiAs ₂	Никдиарсит
Паксит	Cu ₂ As ₂	Дикунтриарсит	Сафлорит	CoAs ₂	Кобдиарсит
Домейкит	Cu ₃ As	Трикупарсит	Лёллингит	FeAs ₂	Фердиарсит
Дискразит	Ag ₃ Sb	Триаргстибит	Скуттерудит	(Co,Ni) ₄ [As ₄] ₃	Кобниктриарсит
Класс 2. Теллуриды					
Калаверит	AuTe ₂	Ауродителит	Имгрэит	NiTe	Никтелит
Алтаит	PbTe	Плюмтелит	Котульский	PdTe	Палтелит
Колорадоит	HgTe	Меркуртелит	Фробергит	FeTe ₂	Фердителит
Гессит	Ag ₃ Te	Диаргтелит	Мелонит	NiTe ₂	Никтефиллит
Монтбрейит	Au ₂ Te ₃	Ауротрителит	Вулканит	CuTe	Купрителит
Вейссит	Cu ₂ CuTe ₂	Купрокупрителит	Рикардит	Cu ₂ CuTe ₂	Куптефиллит
Класс 3. Сульфиды и селениды					
Троилит	FeS	Ферсулит	Берцелианит	Cu ₂ Se	Дикупселит
Макиноит	FeS	Тетраферсулит	Науманит	Ag ₂ Se	Диаргселит
Ашавалит	FeSe	Ферроселит	Матильдит	AgBiS ₂	Аргбиссулит
Фребольдит	CoSe	Кобселит	Гудмундит	FeSbS	Ферстибсулит
Высоцкит	PdS	Палсулит	Джемсонит	Pb ₄ FeSb ₂ S ₁₄	Плюмферстибсулит
Куперит	PtS	Платсулит	Катьерит	CoS ₂	Кобдисулит
Хизлевудит	Ni ₃ S ₂	Триникдисулит	Ферроселит	FeSe ₂	Ферродиселит
Холнит	CdS	Кадмосулит	Гуанахуатит	Bi ₂ Se ₃	Бисселит
Штиллеит	ZnSe	Цинкселит	Бертьерит	FeSb ₂ S ₄	Ферстибсуллит

Мельниковит	FeFe_2S_4	Фердиферрисуллит	Айкинит	$\text{CuPbBiS}_3^{\infty 1}$	Куплюмбисуллит
Индит	FeIn_2S_4	Феринсулит	Бетехтинит	$\text{Cu}_{16}\text{Pb}_2\text{Cu}_9\text{S}_{15}^{\infty}$	Куплюмкуприсуллит
Борнхардтит	CoCo_2Se_4	Кобдикобиселит	Беридтит	SnS_2^2	Станисуллит
Седерхольмтит	$\text{Ni}_{1-x}\text{Ni}_2/3\text{Se}$	Никселит	Отеманит	SnSnS_3^2	Станостанисуллит
Рокезит	CuInS_2	Купинсулит	Фемолит	$\text{FeMo}_6\text{S}_{11}^{\infty}$	Фемосулит
Умангит	Cu_2CuSe_2	Купрокуприселит	Кастэнит	$\text{CuMo}_2\text{S}_6^{\infty}$	Кумосулит
Смайтит	$\text{FeFe}_2\text{S}_4^{\infty}$	Фердиферрисуллит	Валлерит	$\text{Cu}_3\text{Fe}_2\text{S}_7^2$	Куферрисуллит

барарита — более приемлемо название *амсифторфиллит* (табл. 5).

Таким образом, подводя итоги, можно сформулировать следующие правила для составления рациональных названий минеральных видов*:

1) названия минеральных видов строятся на химической основе, причем в них обязательно находят отражение как электроположительные, так и электроотрицательные элементы или радикалы, входящие в состав в качестве видообразующих;

2) название начинается с электроположительных элементов, которые в виде символов или букв сочетаются в последовательности, принятой для кристаллохимических формул, и заканчивается специальным суффиксом, характеризующим электроотрицательный элемент или радикал. Например: NiTe — *никтелит*, AgBiS_2 — *аргбиссулит*, PbSbO_2Cl — *плюмстибохлит*, $\text{Fe}_5\text{LaFe}_3\text{Ti}_{12}\text{O}_{25}$ — *фелафертитоксит* и т. п.;

3) в случаях, когда состав минералов аналогичен, но различается количественными отношениями элементов, в названии необходимо это отражать применением перед соответствующим обозначением элемента того или иного числа по-гречески (ди-, три-, тетра- и т. п.). Примеры: NiAs — *никарсит*, Ni_3As_2 — *триникдиарсит*, Ni_3As — *триникарсит* и т. п. Однако для большинства минералов этого делать не требуется; в случае же очень сложного их состава, как, например, у сульфидов или силикатов, это вообще невозможно осуществить;

* Здесь рассматриваются только минеральные виды, поскольку они имеют собственные оригинальные названия. Наименования подвидов, разновидностей и разновидностей — производные от названия вида, и получают их прибавлением соответствующих приставок.

Примеры рациональных названий минераль

Старое название минерального вида	Химическая формула	Рациональное название минерального вида
Класс 1.		
Окись кальция	CaO	Кальцооксит
Монтепонит	CdO	Кадмооксит
Йодит	FeO	Ферооксит
Карелианит	V ₂ O ₃	Ван(ад)ооксит
Эсколаит	Cr ₂ O ₃	Хромооксит
Авиценнит	Ti ₂ O ₃	Тальооксит
Цинкит	ZnO	Цинкооксит
Сервантит	SbSbO ₄	Стибстибиооксит
Симпсонит	Al ₄ Ta ₃ O ₁₄ OH	Альтанооксит
Давидит	Fe ₅ LaFe ₃ Ti ₁₂ O ₂₅	Фелафертитооксит
Фройденбергит	NaFeTi ₃ O ₈	Нафертитооксит
Ордоñezит	ZnSb ₂ O ₆ ¹ _∞	Цинстибиооксит
Класс 2.		
Джалиндит	In(OH) ₃ ³ _∞	Ингидрооксит
Стотит	FeGe(OH) ₆ ³ _∞	Фергегидрооксит
Монтроузит	VOOH ¹ _∞	Ваноксигидрооксит
Акаганеит	FeOOH ¹ _∞	Фероксигидрооксит
Халькофанит	ZnMn ₃ O ₇ (H ₂ O) ₃ ² _∞	Цинмангиооксит
Класс 3. Сили		
Эвлитин	Bi ₄ [SiO ₄] ₃ ³ _∞	Биссилит
Ридмёрджерит	Na[BSi ₃ O ₈] ³ _∞	Наборосилит
Банальсит	Na ₂ Ba[Al ₂ Si ₂ O ₈] ₂ ³ _∞	Набаралюмосилит
Бадингтонит	NH ₄ [AlSi ₃ O ₈] ³ _∞	Амалюмосилит
Карпинскит	Na ₂ [BeAlSi ₆ O ₁₆ (OH) ₂] ³ _∞	Набералюмосилит
Чкаловит	Na ₂ [BeSi ₂ O ₆] ³ _∞	Наберисилит
Батисит	Na ₂ Ba[Ti ₂ (Si ₄ O ₁₂)O ₂] ³ _∞	Набатитасилит
Эвкрипит	LiAl[SiO ₄]	Лиальсилит
Кнебелит	(Mn, Fe) ₂ [SiO ₄]	Манферсилит
Чапманит	SbFe ₂ [SiO ₄] ₂ OH	Стибферогсилит
Класс 4.		
Бейерит	Ta[BO ₄]	Танталборит
Синхалит	MgAl[BO ₄]	Магальборит
Норденшельдит	CaSn[BO ₃] ₂	Кастанборит
Еремеевит	Al ₆ [BO ₃] ₅ (OH) ₃	Альогборит
Пинакиолит	MgMnMn ₂ ³⁺ [BO ₃] ₂ O ₄	Магманборит

ных видов в классах кислородных соединений

Старое название минерального вида	Химическая формула	Рациональное название минерального вида
Окислы		
Тафенит	$MgBeAl_4O_8$	Магберальоксит
Кулсонит	FeV_2O_4	Ферваноксит
Треворит	$NiFe_2O_4$	Нифероксит
Рейнерит	$Zn_3As_2O_6$	Цинарсоксит
Мёрдокит	Cu_6PbO_8	Куплюмбиооксит
Лёд	$H_2O_\infty^2$	Гидроксит
Луешит	$NaNbO_3_\infty^2$	Наниобоксит
Эхинит	$CeTiNbO_6_\infty^2$	Цетинниобоксит
Санмартинит	$ZnWO_4_\infty^1$	Цинволоксит
Торотолит	$Sn(Ta, Nb)_2O_7$	Стантаниобоксит
Глёт	PbO_∞^2	Плюмбоксит
Сурик	$Pb_2PbO_4_\infty^1$	Плюплюмбиооксит
Гидроокислы		
Манассеит	$Mg_6Al_2(CO_3)(OH)_6(H_2O)_4_\infty^2$	Магальюмогидрит
Барбертонит	$Mg_6Cr(CO_3)(OH)_{16}(H_2O)_4_\infty^2$	Магхромогидрит
Шёгрениит	$Mg_6Fe_2(CO_3)(OH)_{16}(H_2O)_4_\infty^2$	Магферрогидрит
Кальюметит	$Cu(OH)_2 \cdot 2H_2O$	Купридигидрит
Халькоалюмит	$CuAl_4(SO_4)(OH)_{12}(H_2O)_3$	Халькалюмогидрит
каты и аналоги		
Лейкофёницит	$Mn_7[SiO_4]_3(OH)_2$	Маногсилит
Сейдозерит	$Na_4MnZr_2Ti[Si_2O_7]_2O_2F_2$	Наманциртиофдисилит
Бертрандит	$Be_4[Si_2O_7](OH)_2$	Берогдисилит
Йохансенит	$CaMn[Si_2O_6]_\infty^1$	Калькмансилтилит
Бабингтонит	$Ca_2FeFe[Si_5O_{14}OH]_\infty^1$	Калькфедерсилтилит
Холмквистит	$Li_2Mg_3Al_2[Si_4O_{11}]_2(OH)_2_\infty^1$	Димагальсийдитилит
Джиллеспит	$Ba[Fe(Si_4O_{10})]_\infty^2$	Баферрисилфиллит
Минесотаит	$Fe_3[Si_4O_{10}](OH)_2_\infty^2$	Ферросилфиллит
Кальциотальк	$Ca \{ Mg_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \}_2_\infty^2$	Калькмагсилфиллит
Росколит	$K \{ V_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 \}_2_\infty^2$	Каваналюмосилфиллит
Бораты		
Гамбергит	$Be[BO_3]OH$	Берогборит
Сульфоборит	$Mg_3(H_2O)_4[BO_2OH]_2[SO_4]$	Маггидросульфоборит
Суанит	$Mg_2[B_2O_5]$	Магдиборит
Мейероферит	$Ca(H_2O)[B_3O_3(OH)_5]$	Калькгиогборит
Хилгардит	$Ca_2[B_5O_8(OH)_2]Cl$	Калькогхлоробрит

Старое название минерального вида	Химическая формула	Рациональное название минерального вида
Класс 5.		
Пиробелонит	$PbMn[VO_4]OH$	Плюманогванит
Везиньент	$BaCu[VO_4]_2(OH)_2$	Бакуогванит
Альванит	$Al_3(H_2O)_2[VO_4]_2(OH)_6$	Альдигиогванит
Класс 6.		
Рузвельтит	$Bi[AsO_4]$	Бисарсенит
Адамит	$Zn_2[AsO_4]OH$	Циногарсенит
Арсеноклазит	$Mn_6[AsO_4](OH)_4$	Маногарсенит
Класс 7.		
Берлинит	$Al[PO_4]_3^\infty$	Альфостектит
Хёрлбатит	$Ca \{ Be_2[PO_4]_2 \}_3$	Калькберфостектит
Триплит	$(Mn, Fe)_2[PO_4]F$	Манферфторфосфит
Класс 8. Вольф		
Ферримолибдит	$Fe_2(H_2O)_8[MoO_4]_3$	Ферригимолит
Линдгрениит	$Cu_3[MoO_4]_2(OH)_2$	Куприогмолит
Класс 9.		
Халькоцианит	$Cu[SO_4]$	Купритит
Хлоротионит	$K_2Cu[SO_4]Cl_2$	Какухлорсит
Гексагидрит	$Mg(H_2O)_6[SO_4]$	Маггексагисит
Калиевые квасцы	$KAl(H_2O)_{12}[SO_4]_2$	Кальгисит
Минасрагрит	$V_2^{4+}(H_2O)_{15}[SO_4]_3(OH)_2$	Вангиогсит
Класс 10.		
Кобальтокальцит	$Co[CO_3]$	Кобальцит
Отавит	$Cd[CO_3]$	Кадмоцит
Кутнагорит	$CaMn[CO_3]_2$	Калькманцит
Класс 11.		
Лаутарит	$Ca[JO_3]_2$	Калькйодит
Сейлзит	$Cu[JO_3]OH$	Куприогйодит
Класс 12.		
Нитробарит	$Ba[NO_3]_2$	Баринитрит
Селитра	$K[NO_3]$	Калинитрит

Старое название минерального вида	Химическая формула	Рациональное название минерального вида
Ванадаты		
Шерветит Пухерит Тюямюнит	$Pi[V_2O_7]$ $Bi[VO_4]_{\infty}^1$ $Ca \{ (UO_2)_2[V_2O_8] \} 8H_2O_{\infty}^2$	Плюмдиванит Бисвантилит Калькурванит
Арсенаты		
Гематолит Хлоритил Ураноспинит	$Mn_4Al[AsO_4](OH)_8$ $Cu_{12}(H_2O)_{24}[AsO_4]_8^1$ $Ca(H_2O)_8[UO_2(AsO_4)]_{\infty}^2$	Манальогарсенит Кугидроастилит Калькурасфиллит
Фосфаты		
Бирюза Вярюнит Натроотенит	$Cu(Al, Fe)_6(H_2O)_4[PO_4]_4(OH)_8$ $Mn[Be[PO_4]OH]_{\infty}^1$ $Na(H_2O)_3[UO_2(PO_4)]_2^2$	Куалферфосфит Манберфостилит Наурфосфиллит
Уранаты и молибдаты		
Иригинит Распит	$U[MoO_4]_2(OH)_2 \cdot 3H_2O$ $Pb[WO_4]$	Урогомолит Плюмволит
Сульфаты		
Флейшерит Уклонковит Крёнкит Натрохальцит Иоганнит	$Pb_3Ge^{2+}(H_2O)_4[SO_4]_2(OH)_4$ $NaMg(H_2O)_2[SO_4]OH$ $Na_2 \{ Cu(H_2O)_2[SO_4]_2 \}_{\infty}^1$ $Na \{ Cu_2(H_2O)[SO_4]_2 OH \}_{\infty}^2$ $Cu \{ (UO_2)_2[SO_4]_2(OH)_2 \} \cdot 6H_2O_{\infty}^2$	Плюмгергиогсит Намаггиогсит Накугисулфотилит Накупригиогсит Куприурсульфофиллит
Карбонаты		
Хуанхит Аурихальцит Бейерит	$BaCe[CO_3]_2F$ $Zn_3Cu_2[CO_3]_2(OH)_6$ $CaBi_2[CO_3]_2O_2^2$	Бацерфторцит Цинкуприогцит Калькбисцитофиллит
Йодаты		
Беллинджерит Шварцембергит	$Cu_3(H_2O)_2[JO_3]_6$ $Pb_5[JO_3]O_3Cl_3$	Купригидройодит Плюмохлойодит
Нитраты		
Герхардит Дарапскит	$Cu_2[NO_3](OH)_3$ $Na_3(H_2O)[SO_4][NO_3]$	Куприогнитрит Нагисулнитрит

Примеры рациональных названий мине

Старое название минерального вида	Химическая формула	Рациональное название минерального вида
Класс 1.		
Нантоцит	CuCl	Купрохлит
Майерсит	AgJ	Аргйит
Нашатырь	NH ₄ Cl ₂	Амхлит
Лоренсит	FeCl ₂ [∞]	Феррохлит
Скаккит	MnCl ₂ [∞]	Манганохлит
Котуннит	PbCl ₂	Плюмбохлит
Гидрофилит	CaCl ₂ [∞]	Калькохлит
Молизит	FeCl ₃ [∞]	Феррихлит
Класс 2. Оксидо		
Кемпит	Mn ₂ (OH) ₃ Cl	Манганотриогхлит
Терлингвант	Hg ₂ OCl ₄ [∞]	Меркурохлортилит
Иглстонит	Hg ₆ OCl ₄	Меркурохлит
Болеит	AgPb ₃ Cu ₃ (OH) ₆ Cl ₇	Аргплюмкуприогхлит
Мендипит	Pb ₃ O ₂ Cl ₂ [∞]	Плюмохлортилит
Надорит	PbSbO ₂ Cl ₂ [∞]	Плюмстибохлит
Перит	PbBiO ₂ Cl ₂ [∞]	Плюмбисмохлит
Класс 3.		
Вильомит	NaF	Нафит
Кароббит	KF	Кафит
Нейборит	NaMgF ₃ [∞]	Намагфит
Селлаит	MgF ₂ [∞]	Маг(но)фит
Гагаринит	NaCaYF ₆	Накалькифит
Эльпасолит	K ₂ [NaAlF ₆] [∞]	Канальфит
Ферручит	Na[BF ₄]	Наборфит

4) для минералов, имеющих тождественный или близкий состав, но существенно различающихся по структуре, названия следует делать различными, прибавляя в самом конце его окончания, соответствующие данному структурному мотиву: для цепных — *-тилит*, для слоистых — *-филлит* и для каркасных — *-тектит*. Примеры: Na₄[NaAl₃F₁₄]_∞² — *нальфторфиллит*, Na₂[NaAlF₆]_∞¹ — *нальфтортилит*, FeSb₂S₄[∞]¹ — *ферстисултилит*, Pb₃O₂Cl₂[∞]¹ — *плюмохлортилит* и т. п.;

5) для минералов, содержащих гидроксил или кристаллизационную воду, последние отражаются в названиях, но не полностью, а кратко слогами из двух букв: гидроксил — слогом *ог*

рациональных видов в классах галогенидов

Старое название минерального вида	Химическая формула	Рациональное название минерального вида
Хлориды		
Эриохальцит	$\text{Cu}(\text{H}_2\text{O})_2\text{Cl}_2$	Купридигихлит
Бишофит	$\text{Mg}(\text{H}_2\text{O})_6\text{Cl}_2$	Маггексагихлит
Риннеит	$\text{K}_3\text{Na}[\text{FeCl}_6]$	Канаферрохлит
Хлорманкалит	$\text{K}_4[\text{MnCl}_6]$	Каманганохлит
Карналлит	$\text{KMg}(\text{H}_2\text{O})_6\text{Cl}_3$	Камаггексагихлит
Эритросидерит	$\text{K}_2[\text{Fe}^{3+}(\text{H}_2\text{O})\text{Cl}_5]$	Каферригихлит
Дугласит	$\text{K}_2[\text{Fe}^{2+}(\text{H}_2\text{O})_2\text{Cl}_4]$	Каферродигихлит
Хлоралюминит	$\text{Al}(\text{H}_2\text{O})_6\text{Cl}_3$	Альгексагихлит
риды и оксифториды		
Лаурионит	PbOHCl_∞^2	Плюмогхлорфиллит
Матлокит	PbClF_∞^2	Плюмхлорфит
Заварицкит	BiOF_∞^2	Бисмофит
Ярлит	$\text{NaSr}_2\text{Al}_2(\text{OH})\text{F}_{10}$	Настральбофит
Геарксутит	$\text{CaAl}(\text{OH})\text{F}_4\text{H}_2\text{O}$	Калькальгиогфит
Тихоненковит	$\text{SrAl}(\text{OH})\text{F}_4\text{H}_2\text{O}$	Стральгиогфит
Ральстонит	$\text{Al}_2(\text{OH})_2\text{F}_4\text{H}_2\text{O}$	Альгиогфит
Фториды		
Авогадрит	$\text{K}[\text{BF}_4]$	Каборфит
Гиератит	$\text{K}_2[\text{SiF}_6]$	Касифит
Криптогалит	$(\text{NH}_4)_2[\text{SiF}_6]$	Амсифит
Барарит	$(\text{NH}_4)_2[\text{SiF}_6]_\infty^2$	Амсифторфиллит
Криолитионит	$\text{Na}_3[\text{Li}_3\text{Al}_2\text{F}_{12}]_\infty^2$	Налиальфит
Хиолит	$\text{Na}_4[\text{NaAl}_3\text{F}_{14}]_\infty^2$	Нальфторфиллит
Криолит	$\text{Na}_2[\text{NaAlF}_6]_\infty^1$	Нальфтортиллит

(ОН), а вода — слогом *gi* (H), которые при необходимости сопровождаются числовой характеристикой. Примеры: $\text{K}_2[\text{Fe}^{3+}(\text{H}_2\text{O})\text{Cl}_5]$ — *каферригихлит*, $\text{Mg}(\text{H}_2\text{O})_6\text{Cl}_2$ — *маггексагихлит*, $\text{SrAlH}_2\text{O}(\text{OH})\text{F}_4$ — *стральгиогфит*, $\text{Co}(\text{H}_2\text{O})_4[\text{SO}_4]$ — *кобтетрагисит* и др.;

6) для гидроокислов, содержащих одновременно и молекулы H_2O , вместо окончания *-гидроксит* принимается окончание *-гидрит*. Примеры: $\text{Mg}_6\text{Al}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_{16}(\text{H}_2\text{O})_4_\infty^2$ — *магальюмогидрит*, $\text{CuAl}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_{12}(\text{H}_2\text{O})_3$ — *халькалюмогидрит*, $\text{Cu}(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — *купридигидрит* и т. п.

В табл. 2—5 приведены многочисленные примеры старых

и новых, рациональных названий минеральных видов, принадлежащих к разным химическим классам. Это не означает, конечно, что все эти примеры должны быть уже завтра безоговорочно внедрены в минералогию. Их роль заключается прежде всего в сопоставлении рационального и иррационального принципов номенклатуры. Думается, что приведенные правила рациональных наименований могут быть приняты за основу и использованы для всех вновь открываемых минеральных видов, а также для замены иррациональных названий большинства редких и второстепенных минералов, не вошедших в научный лексикон смежных с минералогией наук. Разумеется, предлагаемый принцип, помимо несомненных преимуществ, имеет и недостатки и, видимо, требует дополнительной разработки в деталях и частности, что может быть сделано лишь со временем. Самое важное, однако, это то, что он является последовательно рациональным и позволяет однотипными названиями охватить все минеральные виды без исключения. Базируясь на единой химической основе, мы таким путем с максимальной полнотой отражаем в названиях важнейшую сторону природы минералов — их состав, а при необходимости — и структурные их особенности. Конечно, составляемые этим способом названия минералов вначале кажутся странными, так как существенно отличаются от старых и привычных названий. Но последние не имеют никакого научного обоснования, как и семантической ценности, и постепенно должны будут уступить место названиям, построенным на новых началах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Григорьев Д. П. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1947, 76, 3, 170—176.
2. Поваренных А. С. — Сб. научных трудов Криворожского горнорудного ин-та, 1960, 8, 7—25.
3. Поваренных А. С. — В кн.: Химический состав и внутреннее строение минералов, К., 1964, 3—27.
4. Франке Н. Die Allgemeinen Grundsätze bei der Bildung wissenschaftlichen Mineralnahmen über die Mineralogische Nomenklatur. Marseburg, 1889.

A. S. POVARENNYKH

PRINCIPLE OF RATIONAL NOMENCLATURE OF MINERALS

Summary

A new principle of rational nomenclature of minerals is proposed based on complete reflection of their chemical composition. The name of the mineral begins with the electropositive elements (designated by chemical symbols), in the sequence established for crystal chemical formulae, and terminates with a special ending corresponding to the electronegative element or radical. As a result, the class to which the mineral belongs and its chemical composition are defined by the name.

О КООРДИНАЦИИ ТИТАНА В СЛЮДЕ

Координация титана в слюде — один из общих вопросов координации атомов в минералах. В слюдах встречается ряд элементов, структурное положение которых уточнялось постепенно. Это в первую очередь Al с его двойственным поведением; очевидно, свойства Fe^{3+} такие же. В шестерную координацию Li впервые был отнесен Брэггом [15]. Положение Ti до настоящего времени окончательно не выяснено. В первые годы структурного изучения, по аналогии с дорентгеновским, чисто химическим периодом, когда Ti^{4+} параллелизовался с Si^{4+} [1] (что нашло свое отражение в петрохимических пересчетах [13]), весь титан автоматически относили в четверную координацию. В 20—30-е годы XX в. появился ряд работ, в которых рассматривался вопрос координации титана в структуре слюд. На основе химических и кристаллохимических данных авторы этих работ приходили к взаимоисключающим выводам. Например, Махачки [21], исходя из разных ионных радиусов Ti^{4+} и Si^{4+} (0,64 и 0,39), пришел к заключению, что замещение Ti и Si, во всяком случае при низких температурах, не может происходить, но Ti может замещать Mg ($r_i = 0,78$).

За шестерную октаэдрическую координацию титана позднее высказывались многие исследователи [3, 17, 19, 24]. С другой стороны, в ряде статей [7, 18, 20] предпочтение отдается тетраэдрической координации. Из более поздних работ, посвященных этому вопросу, остановимся на известной у нас работе Д. П. Сердюченко [9]. На основе пересчета ряда литературных и собственных анализов титаносодержащих слюд автор [9] пришел к выводу, что в вопросе о координации титана не учитывалась его двойственная амфотерная природа, которая по-разному должна проявиться в разных химических и термодинамических условиях.

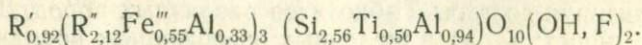
Анализируя составы Ti-биотитов различных пород, Д. П. Сердюченко пишет: «... а) в щелочных изверженных породах (глав-

ним образом лейцитовых и нефелиновых) титан в слюдах кристаллохимически связан или только с Si в тетраэдрических слоях или входит одновременно и в октаэдрические слои; в некоторых случаях при дефиците Si в построение тетраэдрических слоев вовлекается не только весь Al и Ti, но и *частично* (курсив наш. — В. Т.) Fe^{3+} ;

б) в нещелочных изверженных породах — основных, средних и кислых — титан кристаллохимически связан только с Mg...» и т. д.

Выводы Д. П. Сердюченко базируются на чисто химической основе, но на такой же основе Якоб и Парга-Пондал [19] пришли к выводу, что Ti замещает только Mg. Разной в толковании координации Ti на основе его химической природы достаточно ясно свидетельствует о том, что одних химических данных здесь недостаточно. Например, выводы Д. П. Сердюченко могут быть полностью опровергнуты, если исходить из допущения, что дополнять Si в тетраэдрической координации при нехватке Al нужно в первую очередь не Ti, а сначала Fe^{3+} . О том, что Fe^{3+} может входить в тетраэдрические слои в слюдах, свидетельствуют косвенные физические данные [8] и прямые структурные определения [22]. В экспериментальной работе, посвященной изучению изоморфизма в слюдах, Кроули и Рой пишут: «Необычной особенностью этой серии (введение Fe^{3+} в идеальный флогопит. — В. Т.) является тот факт, что первый атом железа входит в тетраэдрический слой, замещая Si, вместо того, чтобы входить взамен Mg в октаэдры» [15]. Предельный состав, полученный ими, отвечал формуле $K_2Mg_5Fe(Fe_3Si_5)O_{20}(OH)_4$. Если с этой точки зрения пересмотреть приведенные Д. П. Сердюченко формулы, то только в одном случае для слюды, содержащей больше 11% TiO_2 , титан должен входить в тетраэдры в количестве 0,27, чтобы заполненность этой позиции стала равной 4. Это можно не принимать во внимание, ввиду затруднительности точного определения соотношения двух- и трехвалентного железа (если не приняты особые меры предосторожности при подготовке образца к анализу), учитывая также, что анализ этой слюды относится к началу XX в.

Для Ti-биотитов из пород нещелочного ряда эта возможность как будто отпадает, так как в анализах, приводимых Д. П. Сердюченко, Al и Fe недостаточно для заполнения тетраэдрической позиции. Но не было гарантии, что причина тому — не случайный подбор анализов. И действительно, в сборнике, составленном В. Ф. Морковкиной [12], упоминается биотит из гранита (анализ № 2021), содержащий 8,20% TiO_2 . Один из вариантов сокращенной формулы этой слюды:



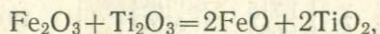
Таким образом, и работа Д. П. Сердюченко не может доказать ни одного положения.

В некоторых структурных работах последних лет показано, что Ti в титаноцирконосиликатах находится в шестерной координации [2]. Наконец, в сложных слюдоподобных слоистых силикатах, расшифровки которых произведены в последние годы, Ti также находится в шестерной координации, но эти октаэдры занимают положение, отличное от положения железных [10] и железо-марганцевых [25] октаэдров.

При просмотре работ последних лет, авторы которых приводят пересчеты анализов слюд на кристаллохимические формулы, ясно, что все зарубежные и большинство советских исследователей помещают титан в октаэдры. Такое же положение титана и в двух советских руководствах по расчету формул минералов [4, 5].

Однако надо признать, что строгость такого пересчета не доказана, и недаром, например, в статье Л. П. Никитиной и В. Я. Хильтовой [7] снова приводятся доказательства четверной координации Ti. И хотя приводимые ими факты можно, вероятно, истолковать также в пользу октаэдрической координации*, вопрос остается нерешенным.

Затрудняет решение вопроса также валентность Ti. Трудность здесь заключается в том, что при одновременном присутствии Fe³⁺ и Ti³⁺ в структуре при растворении минерала должна происходить реакция



а поскольку молекулярные веса пар окислов в обеих частях уравнения почти точно равны (2TiO₂ и Fe₂O₃; Ti₂O₃ и 2FeO), то обнаружить наличие трех- или четырехвалентного титана без особых способов нельзя, так как в подавляющем большинстве титановых слюд есть железо.

В связи с этим интересно отметить, что для 10 анализов титановых слюд, которыми располагали Якоб и Парга-Пондаль [19], в том единственном случае, когда общее количество Fe, принятое за Fe₂O₃, составило 0,30%, было установлено наличие 0,54% Ti₂O₃, а TiO₂ — 0,39%.

Иногда связывают наличие трехвалентного титана в слюде с повышенной температурой образования, но в какой степени это справедливо — в настоящее время сказать трудно, особенно для маложелезистых слюд.

* «Количество Ti увеличивается параллельно с увеличением содержания кремния при усилении степени метаморфизма пород. Существование такой зависимости между Ti и Si может свидетельствовать о возможности изоморфизма этих элементов» [7] или, напротив, об уменьшении количества Al в тетраэдрах, для компенсации увеличивающегося замещения на Ti в октаэдрах.

Экспериментальные исследования А. И. Цветкова [14] по синтезу бесщелочных пироксенов привели его к выводу, что Ti^{3+} входит в октаэдры, а Ti^{4+} — в тетраэдры, но может быть и в октаэдрах. На этом наблюдении основывался Н. В. Белов [2], объясняя изоморфное вхождение части Ti в виде Ti^{3+} в циркониевые октаэдры в структурах сейдозерита, куплетскита и ловенита.

Рассмотрев вопрос о положении титана в слюде, можно сделать следующий вывод: если бы удалось доказать, что Ti^{4+} нахо-

Таблица 1
Межплоскостные расстояния
двух синтетических слюд

№	$Ti_{0,4}$		$Ti_{0,5}$	
	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
1	10	10,1	10	10,2
2	2	5,03	2	5,03
3	2	4,60	2	4,615
4	3	3,68	2	3,69
5	10	3,32	10	3,32
6	4	3,16	6	3,14
7	5	2,90	5	2,93
8	3	2,70	4	2,70
9	3	2,63	3	2,64
10	8	2,49	5	2,49
11	4	2,45	4	2,43
12	2	2,23	2	2,23
13	3	2,17	3	2,18
14	1	2,06	1	2,07
15	8	1,986	8	1,990
16	1	1,900	—	—
17	1	1,735	—	—
18	3	1,707	2	1,715
19	7	1,659	8	1,663
20	3	1,629	3	1,635
21	1	1,575	—	—
22	8	1,525	8	1,525
23	2	1,446	2	1,466
24	5	1,426	4	1,423
25	1	1,369	1	1,373
26	6	1,350	7	1,356
27	3	1,296	3	1,299
28	1	1,264	—	—
29	4	1,242	3	1,250
30	3	1,206	3	1,210

Дифрактометр УРС-50-И
(Si, K_{α}). Снимал А. А. Шпигун

Таблица 2
Химический анализ двух
синтетических слюд

Состав	$Ti_{0,4}$	$Ti_{0,5}$
SiO_2	30,15	28,66
TiO_2	7,76	9,16
Al_2O_3	21,54	21,69
Fe_2O_3	0,60	0,60
FeO	—	—
MnO	—	—
MgO	20,08	20,36
CaO	—	—
Na_2O	0,66	0,66
K_2O	10,20	9,87
P_2O_5	—	—
SO_3	—	—
H_2O	0,42	0,48
П.п.п.	3,80	4,00
Li_2O	—	—
F	9,00	8,50
Сумма	104,21— —3,78= =100,42	103,98— —3,57= =100,41

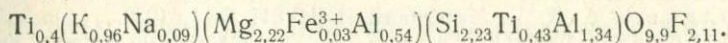
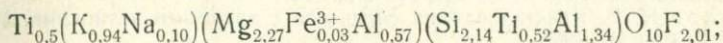
Аналитик Б. В. Мирская

дится в октаэдрической координации, то Ti^{3+} тем более должен быть в такой же координации.

С этой целью М. А. Пархоменко осуществлен синтез фтористой слюды с высоким содержанием Ti . Всего было проведено три синтеза с расчетом получить слюду, содержащую 0,4; 0,5 и 0,6 атома на кристаллохимическую формулу, в расчете на ячейки. Титан в шихту вводился в форме TiO_2 .

Полученный в результате синтеза продукт представлял собой беспорядочно ориентированных светло-синих чешуек, более крупных в пустотах. Оптические исследования и дебаграммы (табл. 1) показали, что перед нами слюда, в которой происходит закономерная смена состава, о чем свидетельствует изменение оптических свойств и параметров.

Химический анализ двух синтетических слюд, очищенных под бинокляром от посторонних включений, приводится в табл. 2. Бросается в глаза практическое постоянство содержаний всех компонентов, кроме Si и Ti; при этом суммы молекулярных количеств Si и Ti в обоих случаях практически одинаковы. Напрашивается естественный вывод, что в данном случае титан изоморфно замещает кремний. Кристаллохимические формулы этих слюд, пересчитанные на основе 12 атомов O+F, таковы:



Для независимой проверки был использован рентгеновский метод исследования. Вполне определенные данные можно было бы получить из проекции структуры на *okl*, но, поскольку не удалось выбрать подходящий монокристалл, пришлось ограничиться анализом отдельных рефлексов. Для этого теоретически рассчитывались интенсивности отражений 002, 006 и 009 для слюды 1М с содержанием 0,5 атома Ti на формулу по координатам, приведенным в работах [6] и [23]. В первом случае отношение интенсивностей этих рефлексов составило

11,80 : 3,25 : 1 для Ti в четверной координации и

2,47 : 3,06 : 1 для Ti в шестерной координации;

во втором случае соответственно:

8,47 : 23,80 : 1 и 1,01 : 16,72 : 1.

Экспериментально интенсивности этих рефлексов оценивались при съемке монокристалльной пластинки на дифрактометре УРС-50-И с приставкой ГП-3 (излучение Cu, с никелевым фильтром такой толщины, который практически полностью поглощал линию 0.0.10 β , частично накладывающуюся на линию 0.0.9 α). Для подсчета интегральной интенсивности применялся электромеханический счетчик. Съемка осуществлялась при одновременном вращении кристалла и счетчика в интервале 1°30' [20]. Величина фона определялась по методике, предложенной в книге Д. М. Хейкера и Л. С. Зевина [11].

Экспериментальные соотношения интенсивностей отражений 002 : 006 : 009 составили 1,04 : 11,65 : 1. Коэффициент поглощения этой слюды на медном излучении довольно велик — 150 см⁻¹ и при пластинчатой форме кристалла влиял на интенсивность.

После учета поглощения, выполненного графическим методом, отношение интенсивностей этих рефлексов стало равным 6,65 : 19,2 : 1, что сопоставляется с отношением их интенсивностей для Ti в 4-й координации при координатах z по Пабсту.

Для четырехвалентного титана в слюде можно считать доказанным его нахождение в тетраэдрической координации. Для трехвалентного более вероятно октаэдрическое окружение.

Следовательно, при наличии значительных количеств титана в слюдах для правильного пересчета их анализов и анализов пород необходимо определение валентности титана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вернадский В. И. и Курбатов С. М. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. ОНТИ, Л.—М., 1937.
2. Белов Н. В. Кристаллохимия силикатов с крупными катионами. Изд-во АН СССР, М., 1961.
3. Болдырев А. К. — Материалы ЦНИГРИ, 3, 1, 1938.
4. Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов, «Наука», М., 1964.
5. Булах А. Е. Расчет формул минералов. «Недра», М., 1964.
6. Звягин Б. Б., Мищенко К. С. — Кристаллография, 1962, 7, 4.
7. Никитина Л. П., Хильтова В. Я. — В кн.: Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. «Наука», М., 1964.
8. Римская-Корсакова О. М. и Соколова Е. П. — Зап. ВМО, 1964, XIII, 4, 411—423.
9. Сердюченко Д. П. — ДАН СССР, 1948, 59, 4, 739—742.
10. Симонов В. И., Гуань Я-Сянь. — Acta Crystal., 1963, 16, 13, A-12.
11. Хейкер Д. М., Зевин Л. С. Рентгеновская дифрактометрия. М., 1963.
12. Химические анализы изверженных пород. «Наука», М., 1964.
13. Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. Госгеолтехиздат, М., 1956.
14. Цветков А. И. Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов. — Тр. ИГН, 1951, 138.
15. Bragg W. L. Atomic structure of minerals. Ithaca, New York, 1937.
16. Crowley M. S. and R. Roy. — Amer. Miner., 1964, 49, 3—4, 348—362.
17. Foster M. D. Interpretation of composition of trioctahedral micas. Geol. Survey Prof. Paper., 1960, 354—B.
18. Holzner J. — Z. Kristall., 1936, 95, 435.
19. Jacob J. und Parga-Pondal I. — Z. Kristall., 1932, 82, 271.
20. Kunitz W. — Neues Jahrb. f. Miner., 1936, A70, 385.
21. Machatschki F. — Zbl. f. Mineral. Abt. 1930, A6, 255.
22. Morimoto N. and oths. — Acta Cryst., 1963, 16, 13, A—14.
23. Pabst A. — Amer. Miner., 1955, 40, 11.
24. Winchell A. N. — Amer. Miner., 1935, 11, 773.
25. Woodrow P. J. — Acta Crystal., 1963, 16, 13, A—16.

V. E. ТЕРИКИН

ON TITANIUM COORDINATION IN MICA

Summary

A brief survey of the literature is given, and the conclusion, based on experimental data, is drawn that Ti^{4+} is tetrahedrally coordinated in the micas.

О ТИПАХ РЯДОВ СЛОЖНЫХ СУЛЬФИДОВ

Опубликованные за последние годы справочные пособия по минералогии и минераграфии [1, 2, 4, 5] позволяют в настоящее время проводить более широкие сопоставления минералов по их отражательной способности и детальнее анализировать причины ее изменения у природных соединений, близких по химическому составу и строению.

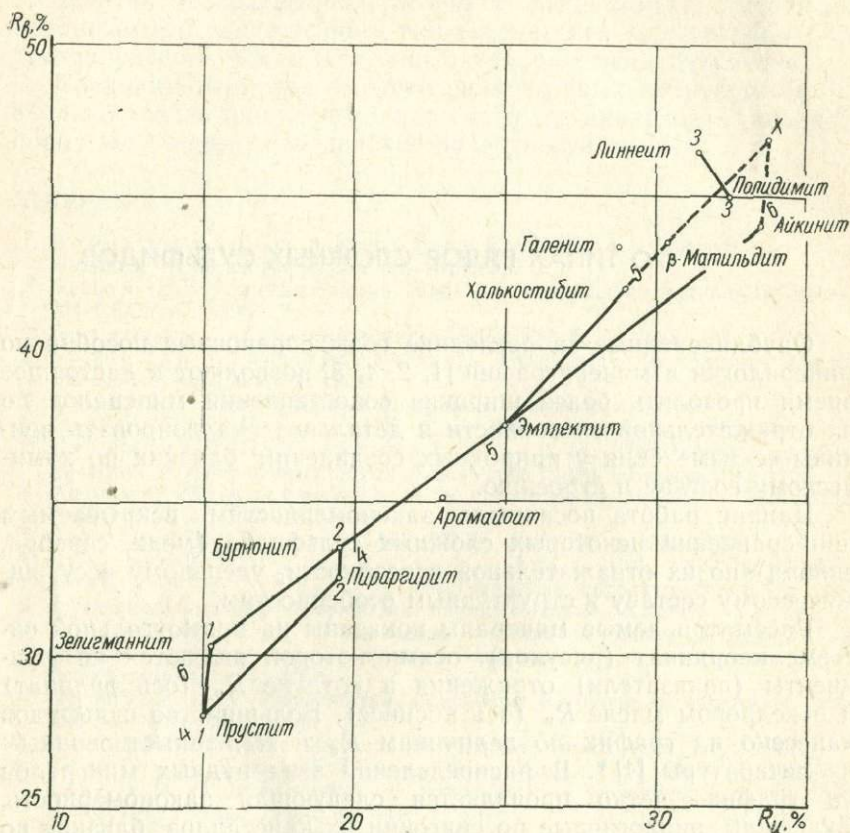
Данная работа посвящена закономерностям, вскрываемым при сравнении некоторых сложных сульфидов (меди, серебра, свинца) по их отражательной способности, удельному весу, химическому составу и структурным особенностям.

Рассматриваемые минералы показаны на прямоугольной системе координат (рисунок), осями которой являются коэффициенты (показатели) отражения в воздухе R_v (ось ординат) и в кедровом масле R_n (ось абсцисс). Большинство сульфидов нанесено на график по величинам R_v и R_n , заимствованным из литературы [4]*. В распределении этих рудных минералов на графике четко проявляется следующая закономерность. Сульфиды, аналогичные по сингонии их кристаллов, близкие по химическому составу, но отличающиеся друг от друга элементами, атомы которых имеют неодинаковое число электронов на наружных оболочках, располагаются в данной системе координат по прямым линиям; при этом зависимость между отражательной способностью минералов и их удельным весом оказывается линейной.

По прямым линиям располагаются и другие соединения сульфидов, которые сходны между собой по сингонии кристаллов и близки по химическому составу; они различаются лишь такими химическими элементами, атомы которых имеют одинаковое

* Используются показатели отражения R_v и R_n для спектральной линии E .

число электронов на наружной оболочке, но отличаются количеством электронных оболочек. По направлениям расположения таких соединений зависимость между отражательной способностью и удельным весом минералов также линейная.



Типы рядов сложных сульфидов:

I	{	$3Ag_2S \cdot As_2S_3 - 2PbS \cdot Cu_2S \cdot As_2S_3$	(1—1)
		$3Ag_2S \cdot Sb_2S_3 - 2PbS \cdot Cu_2S \cdot Sb_2S_3$	(2—2)
		$CoS \cdot Co_2S_3 - NiS \cdot Ni_2S_3$	(3—3)
II	{	$3Ag_2S \cdot As_2S_3 - 3Ag_2S \cdot Sb_2S_3$	(4—4)
		$Cu_2S \cdot Bi_2S_3 - Cu_2S \cdot Sb_2S_3$	(5—5)
		$2PbS \cdot Cu_2S \cdot As_2S_3 - 2PbS \cdot Cu_2S \cdot Bi_2S_3$	(6—6)

Наличие такой простой зависимости между физическими параметрами минералов позволило методом линейной экстраполяции нанести на график некоторые оптически слабо изученные еще минералы (зелигманнит и β -матильдит) (β — высокотемпературная модификация матильдита ромбической сингонии).

Эмплектит
 $\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$
 ромбическая сингония
 Уд. вес (вычислен)
 6,429

Халькостибит
 $\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$
 ромбическая сингония
 Уд. вес (вычислен)
 5,01

Ряд (5—5) $R_B = 37,5\%$; $R_{II} = 25,0\%$ $R_B = 42,0\%$; $R_{II} = 29,0\%$
 Степень ковалентности бинарных соединений (в %):
 70; 73 70; 73

Структура наружной электронной оболочки атомов разных элементов последних бинарных соединений:
 $\text{Bi} - 6 p^3$ $\text{Sb} - 5 p^3$

см. данные
 по зелигманниту

Айкинит
 $2\text{PbS} \cdot \text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$
 ромбическая сингония
 Уд. вес (вычислен) 7,22
 $R_B = 44,0\%$; $R_{II} = 33,5\%$

Ряд (6—6) Степень ковалентности бинарных соединений (в %):
 68; 70; 80 67; 70; 73

Структура наружной электронной оболочки атомов разных элементов последних бинарных соединений:
 $\text{As} - 4 p^3$ $\text{Bi} - 6 p^3$

Закономерность взаиморасположения минералов по линиям (4—4) и (6—6) и их секущим (1—1) и (2—2) позволила нанести на график точку X. Последняя найдена пересечением двух линий: одной, проходящей через айкинит и параллельной (1—1), и другой — являющейся продолжением ряда (4—4).

Точке X отвечает сульфид, химический состав которого должен выражаться формулой $3\text{Ag}_2\text{S} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$; сингония кристаллов такого соединения должна быть тригональной; уд. вес должен находиться в пределах 6,45—6,46; $R_B \approx 47\%$; $R_{II} \approx 34\%$. Нет оснований считать, что такого соединения в природных условиях нет; по-видимому, минерал такого состава весьма редкий и поэтому еще не встречен.

Надо полагать, что выявленные закономерности расположения сульфидов по их отражательной способности облегчат диагностику этих сложных по химическому составу минералов при их исследовании в отраженном свете.

Работа выполнена автором на кафедре геологии Донецкого политехнического института.

ЛИТЕРАТУРА

1. Минералы. Справочник. I. Изд-во АН СССР, М., 1960.
2. Поваренных А. С. Твердость минералов. Изд-во АН УССР, К., 1963.
3. Пономарева М. Н. — Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1965, 4.
4. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания (пер. с нем.). ИЛ, М., 1962.
5. Штронц Х. Минералогические таблицы (пер. с нем.). Госгортехиздат, М., 1962.

ON TYPES OF SERIES OF COMPOUND SULFIDES

Summary

In this article the author considers regularities found on comparison of the reflectivity, specific gravity and crystal-chemical indices of some compound sulfides. A linear dependence was derived between the reflectivity and the specific gravity of the sulfides; the magnitude of the reflection indices in air (R_B) and in cedar oil (R_H) for the spectral line E were found by the methods of linear interpolation and extrapolation for minerals, which have not been optically investigated or inadequately so. Two types of series of minerals are distinguished by the structure of the electronic shells of the atoms of elements composing these sulfides. The first series embraces the combinations of chemical elements, which have a different number of electrons on the outer shells of the atoms. The second series consists of combinations of elements, the atoms of which have an equal number of electrons on the outer shells, differing only in the number of electron shells.

The determined regularities facilitate the diagnosis of minerals of compound chemical composition, when investigating them by reflected light.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕРМОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ СВОЙСТВ И МИКРОТВЕРДОСТИ НЕКОТОРЫХ СУЛЬФИДОВ С ГЛУБИНОЙ

Зависимость термоэлектродвижущей силы и микротвердости галенитов, пиритов и сфалеритов от глубины их образования рассматривается на примере Хапчерангинского, Дарасунского, Ново-Широкинского и Курылтыкенского месторождений в Восточном Забайкалье, а также Береговского месторождения в Закарпатье.

Измерение микротвердости галенитов и сфалеритов производилось на приборе ПМТ-3 по методике, описанной С. И. Лебедевой [3]. Галениты и сфалериты были избраны потому, что значения микротвердости их более стабильны, чем у пирита. Ошибка измерения микротвердости, по С. И. Лебедевой, увеличивается с повышением твердости минерала, составляя в среднем для галенита и сфалерита 1,3%, а для пирита — более 3%.

Термоэлектродвижущая сила определялась для галенитов и пиритов, электрическое сопротивление которых низкое, с помощью электронного стрелочного компенсатора ЭСК-2 [2].

МИКРОТВЕРДОСТЬ

Сведения о микротвердости галенитов и сфалеритов приведены в таблице. Рассмотрим их по отдельным месторождениям.

Хапчерангинское месторождение. Выделяют две зоны, в пределах которых микротвердость галенитов с глубиной увеличивается. В первой зоне (гор. 1203—1124 м) твердость галенитов изменяется в пределах 77—92 кг/мм², а во второй (гор. 1070—1048 м) — от 70 до 85 кг/мм². Твердость сфалерита отчетливо снижается от 219 кг/мм² на гор. 1203 м до 187 кг/мм² на гор. 1048 м.

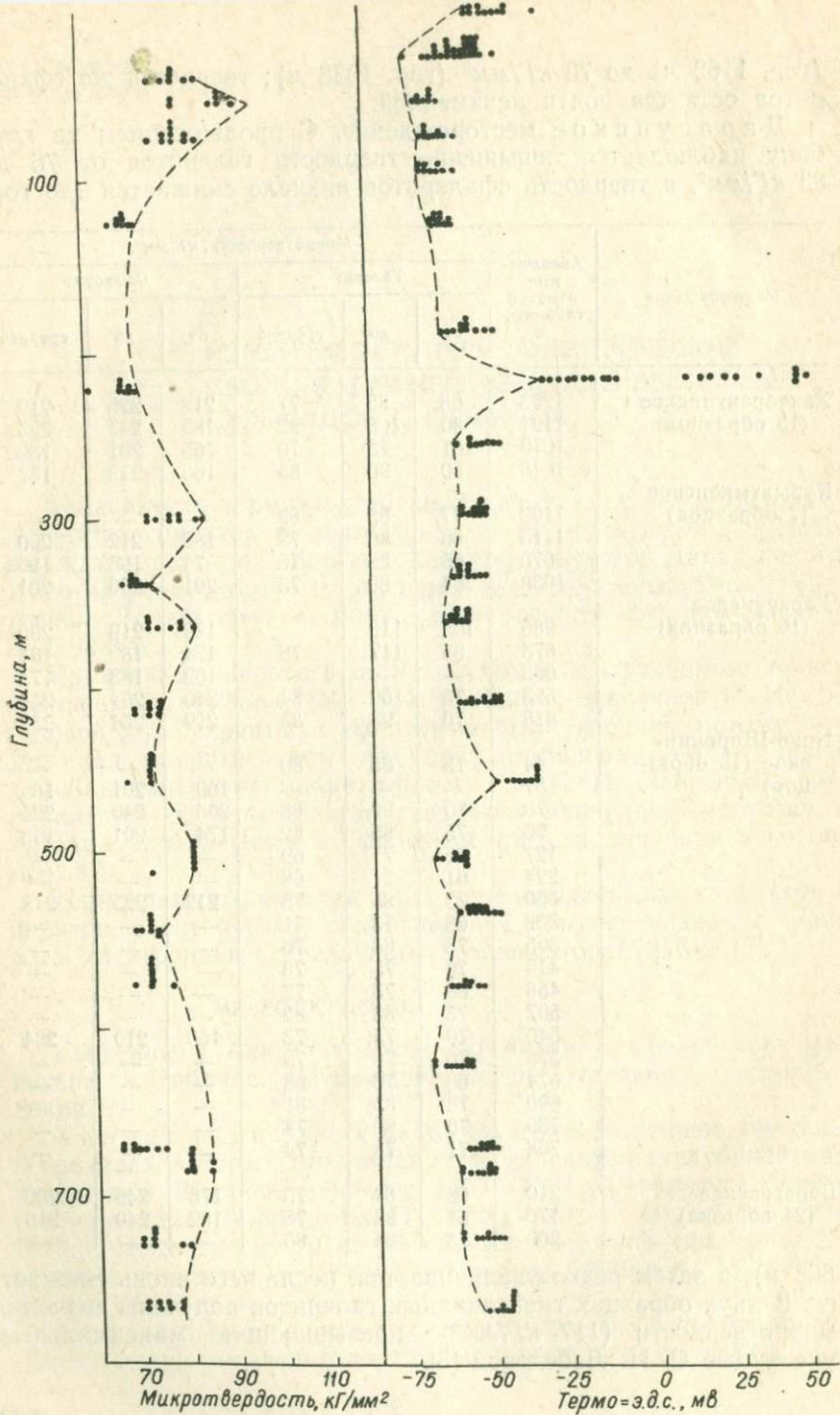
Курылтыкенское месторождение. На этом месторождении твердость галенитов с глубиной уменьшается от 83 кг/мм²

(гор. 1162 м) до 73 кг/мм² (гор. 1038 м); твердость же сфалеритов остается почти неизменной.

Дарасунское месторождение. С продвижением на глубину наблюдается повышение твердости галенитов от 76 до 83 кг/мм², а твердость сфалеритов вначале снижается (до гор.

Месторождение	Абсолютные отметки глубины, м	Микротвердость, кг/мм					
		Галенит			Сфалерит		
		от	до	среднее	от	до	среднее
Хапчерангинское (15 образцов)	1203	68	85	77	212	225	219
	1124	80	115	92	183	247	225
	1070	61	73	70	165	201	180
	1048	80	90	85	165	212	187
Курылтыкенское (7 образцов)	1162	77	85	83	—	—	—
	1115	66	80	72	189	212	200
	1070	68	85	76	74	196	186
	1038	64	83	73	201	206	201
Дарасунское (16 образцов)	985	105	113	—	189	219	200
	873	68	117	76	174	189	181
	668	—	—	—	169	183	173
	523	73	109	84	240	254	248
	418	70	93	83	219	254	232
Ново-Широкинское (18 образцов)	44	75	85	80	—	—	—
	57	—	—	—	169	201	185
	79	80	96	88	206	240	224
	96	75	85	82	174	201	190
	127	66	71	69	—	—	—
	224	61	71	68	—	—	—
	300	73	85	78	212	225	218
	338	68	73	71	—	—	—
	365	73	83	76	—	—	—
	415	70	75	73	—	—	—
	458	68	73	72	—	—	—
	507	73	83	82	—	—	—
	540	70	75	73	165	219	204
	578	70	78	73	—	—	—
674	66	73	68	—	—	—	
690	78	85	81	—	—	—	
730	70	80	74	—	—	—	
768	71	78	74	—	—	—	
Береговое (24 образца)	210	66	84	75	178	249	206
	170	64	88	75	182	240	216
	200	73	84	80	—	—	—

668 м), а затем резко увеличивается, после чего вновь снижается. В двух образцах гнейсовидных галенитов получены значения микротвердости (117 кг/мм²), превышающие максимальные, указанные С. И. Лебедевой [3].



Зависимость термоэлектродвижущей силы и микротвердости галенитов Ново-Широкинского месторождения от глубины.

Ново-Широкинское месторождение. Устанавливают четыре зоны, в пределах которых твердость галенитов с глубиной уменьшается. В первом интервале, начиная от дневной поверхности до 224 м, твердость галенитов понижается от 80 до 68 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$, в следующем интервале (300—458 м) — 78—72 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ (690—768 м), в третьем (507—674 м) — 82—68 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ и в четвертом — 81—74 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$. Значение твердости сфалеритов в общем повышается от 185 до 204 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$, а на горизонтах 57 и 300 м соответственно до 224 и 218 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$.

Береговское месторождение. На горизонтах 210 и 170 м твердость галенитов в среднем составляет 75 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$, а сфалеритов соответственно — 206 и 216 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$. Твердость галенита, измеренная в одном образце на горизонте 200 м, достигает 80 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$, т. е. с глубиной наблюдается незначительное увеличение твердости галенитов.

Сопоставление приведенных данных по отдельным месторождениям показывает, что закономерного увеличения или уменьшения микротвердости галенитов и сфалеритов с продвижением на более глубокие горизонты не наблюдается. Для месторождений, вскрытых на значительные глубины, наблюдается несколько интервалов с максимальными и минимальными значениями микротвердости галенитов и сфалеритов. Многократное чередование таких интервалов создает картину вертикальной зональности с тенденцией к повторению приблизительно сходных максимальных и минимальных величин микротвердости (пульсационная зональность).

ТЕРМОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Термоэлектрический потенциал галенитов и пиритов в изученных месторождениях изменяется в пределах ± 750 мкв/град (± 75 мв на 100°). Галенитам свойственны преимущественно отрицательные значения (доминирует электронная проводимость), а пиритам — положительные (преобладает дырочная проводимость).

Термоэлектрический потенциал галенитов и пиритов изменяется по вертикали в сравнительно широком диапазоне отрицательных и положительных значений (первые сотни микровольт на 1 град), а иногда происходит даже смена знака. При этом с продвижением на глубину отмечается, как правило, не последовательное нарастание или убывание абсолютных значений термоэлектродвижущей силы, а попеременное ее снижение или увеличение в пределах примерно одинаковых этажей (100—200 м).

Обращает внимание закономерное чередование интервалов увеличения и снижения термоэлектродвижущей силы галенитов и пиритов, что обуславливает волнообразное перемещение мак-

симумов и минимумов по вертикали. Так, для галенитов и пиритов Ново-Широкинского месторождения от поверхности до глубины 800 м намечается пять полных волн; для галенитов Хапчерангинского месторождения от поверхности до глубины 400 м установлено две волны, для Дарасунского месторождения в интервале 700 м — три волны, для Шахтоминского в интервале 350 м — две волны. Это опять-таки свидетельствует о пульсационной изменчивости термоэлектрических свойств галенитов и пиритов по вертикали. На совмещенной диаграмме, отражающей изменчивость микротвердости и термоэлектродвижущей силы галенитов Ново-Широкинского месторождения (рисунок), обнаруживается взаимозависимость этих свойств — приблизительное совпадение интервалов с максимумами и минимумами (симметрично-зеркальное положение максимумов значений термоэлектродвижущей силы и микротвердости).

Поскольку термоэлектрические и иные физические свойства сульфидов-полупроводников, какими и являются галениты и пириты, зависят от термодинамического режима среды кристаллизации, есть основания предполагать, что волновая природа изменчивости термоэлектродвижущей силы и микротвердости сульфидов по вертикали предопределена пульсирующим проникновением гидротерм. Каждая порция гидротермальных растворов с продвижением вверх проходила примерно аналогичные преобразования (во времени и в пространстве), а это, в свою очередь, наложило отпечаток и на продукты кристаллизации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбатов Г. А. — В кн.: Методы иссл. мин. сырья, ВИМС, 1957.
2. Князев Г. И. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. «Недра», М., 1964.
3. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, М., 1963.

G. I. KNYAZEV, V. K. KUDELYA

VARIABILITY OF THE THERMOELECTRIC PROPERTIES AND MICROHARDNESS OF SOME SULFIDES WITH DEPTH

Summary

The dependence of the thermoelectromotive force and microhardness of galenite, pyrites and sphalerites on the depth of their origin was studied on a number of ore deposits in Eastern Transbaikalia and Transcarpathia. A vertical pulsational zonality was found in the variability of these properties with depth, which can be explained by the pulsational movements of the hydrothermal ore-forming solutions.

ИССЛЕДОВАНИЕ ТВЕРДОСТИ КРИСТАЛЛОВ САМОРОДНОЙ СЕРЫ МЕТОДОМ ВДАВЛИВАНИЯ

Со времени выхода в свет первых работ, излагающих результаты исследования твердости минералов с помощью заимствованного из металловедения метода вдавливания алмазной пирамиды [3, 5, 13, 14], прошло достаточно много времени, и этот метод прочно вошел в минералогическую практику [8, 10]. К сожалению, до сих пор еще чрезвычайно мало минералов имеет точную и исчерпывающую характеристику твердости и справочная литература по твердости минералов пестрит отрывочными и случайными данными, нередко далекими от истинных. Это в полной мере относится и к ромбической модификации самородной серы (α -сере) — минералу, распространенному в земной коре в прекрасно окристаллизованном виде.

Твердость самородной серы методом вдавливания измерялась в последние годы рядом исследователей. По данным И. А. Пудовкиной [11] и С. И. Лебедевой [7], твердость серы составляет 24—29 и 27—35 кг/мм^2 соответственно; по данным Б. Б. Янга и А. П. Милмена [17] — 30—60 кг/мм^2 . Замеры твердости этими исследователями производились на случайных срезах, что не дало возможности достоверно выяснить причину несовпадения полученных величин.

Задавшись целью по возможности полностью характеризовать твердость и хрупкость серы, мы исследовали кристаллы ее из различных месторождений.

Твердость измеряли на микротвердомере ПМТ-3 при нагрузке 10 Г. Применение меньшей нагрузки понижает точность измерения диагонали отпечатка окуляр-микрометра из-за малой ее величины, при больших нагрузках на грани кристалла появляется большое количество трещин, искажающих форму отпечатка. Скорость спуска индентора — 10 сек, статическое действие нагрузки — 10 сек. Исследовали только естественные грани кристаллов. На грань в зависимости от ее величины на-

носили от 20 до 200 отпечатков с различной ориентировкой диагоналей.

Наиболее тщательно нами исследован изометричный кристалл серы из Шорсуйского месторождения и таблитчатый кристалл серы из Роздола. Оба кристалла ограничены идеально гладкими зеркальными плоскостями без видимых под микроскопом дефектов и посторонних примесей. На различных гранях каждого кристалла было сделано около 500 замеров микротвердости, которые, по нашему мнению, дают представление о твердости обоих кристаллов.

Эти кристаллы, как и другие, измеренные нами, характеризуются четко выраженной анизотропией твердости, проявляющейся в следующем: 1) неодинаковая твердость по различным кристаллографическим направлениям при исследовании одной плоскости (анизотропия I рода, или полярная, по С. И. Лебедевой [8]); структурная анизотропия, по А. С. Поваренных [10], и численно неодинаковая твердость на разных плоскостях одного кристалла (анизотропия II рода, по С. И. Лебедевой [8]); ретикулярная анизотропия, по А. С. Поваренных [10]; 2) различная форма отпечатков на исследованных гранях; 3) различная хрупкость граней.

При исследовании анизотропии твердости бывает удобным вводить, кроме общего коэффициента анизотропии, выражающего отношение наибольшей твердости к наименьшей из всех возможных направлений, коэффициент «полярной» анизотропии

$$K_H = \frac{H_{\max}}{H_{\min}}$$
 для каждой отдельно взятой грани. Этот коэффициент вычислялся нами и для граней кристаллов серы.

Сведения об анизотропии твердости и средней твердости для различных граней исследованных кристаллов серы приводятся в табл. 1.

Наглядно распределение средних чисел твердости на гранях исследованных кристаллов показано на рис. 1.

Используя результаты измерений различно ориентированных отпечатков и анализируя их форму, мы составили для каждой грани кристалла розетки твердости, наглядно отражающие анизотропию твердости (рис. 2). Попытка составления подобных розеток по данным метода вдавливания, а не царапания сделана впервые и увенчалась успехом, поэтому настоятельно рекомендуем построение розеток при всех исследованиях твердости минералов.

На пинакоидальной грани {001} отпечатки, одна из диагоналей которых ориентирована параллельно ребру (001) : (113), при равном размере диагоналей, имеют форму квадрата с двумя вогнутыми и двумя выпуклыми гранями. Симметрия восстановленного отпечатка отвечает классу L_22P . Вогнутыми являются

грани, перпендикулярные направлению [010], в то время как грани, параллельные этому направлению, выпуклые. Искаженная форма отпечатка свидетельствует об анизотропии упругих сил на данной плоскости. Действительно, в направлении второй

Таблица 1

**Анизотропия твердости и средняя твердость кристаллов серы
Шорсуйского и Роздольского месторождений**

Кристаллографическая ориентировка		Твердость, кг/мм ²		Коэффициент полярной анизотропии $K_H = \frac{H_{\max}}{H_{\min}}$	Коэффициент анизотропии		Средняя твердость		
Плоскость испытания	Направление индентора	в данном направлении	всей грани		$K_H = \frac{H(011)}{H(001)}$	$K_H = \frac{H(111)}{H(001)}$	В кг/мм ²	По 10-балльной шкале Мооса	По 15-балльной шкале
				Шорсуйское					
(001)	(100)	9,6	11,6	1,33	1,37	1,31	14,5	1,3	1,7
	(010)	11,4							
	(110)	12,8							
(011)	(001):(113)	12,8	15,9	1,00					
	⊥ (011):(011)	15,9							
	(011):(011)	15,9							
(113)	x	15,9	15,2	1,17					
	(113):(001)	17,1							
	⊥ (113):(001)	14,5							
	x	14,8							
(111)	x	14,8	15,2	1,21					
	(111):(113)	17,3							
	⊥ (111):(113)	15,2							
	x	14,2							
		14,2							
Роздольское									
(001)	(100)	12,9	15,6	1,34	1,18	1,06	16,7	1,4	1,80
	(010)	15,1							
	(110)	17,3							
(011)	(001):(113)	17,1	18,4	1,00					
	⊥ (011):(111)	18,4							
	(011):(011)	18,4							
(113)	(113):(001)	18,9	16,4	1,22					
	⊥ (113):(001)	15,9							
	x	15,4							
(111)	x	15,4	16,6	1,25					
	(111):(001)	19,5							
	⊥ (111):(001)	16,2							
	x	15,5							
		15,5							

x — диагонали отпечатков, полученные при повороте алмазной пирамиды на 45°.

кристаллографической оси твердость несколько больше (11,4—15,1 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$), чем в направлении перпендикулярно [010] (9,6—12,9 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$).

На гранях призмы {011} анизотропия твердости не обнаруживается. Диагонали отпечатков при всех ориентировках пирамиды равны, их симметрия совпадает с симметрией алмазной пирамиды — L_44P .

На дипирамидальных гранях {113} и {111} характер анизотропии примерно одинаков. Восстановленные отпечатки, наи-

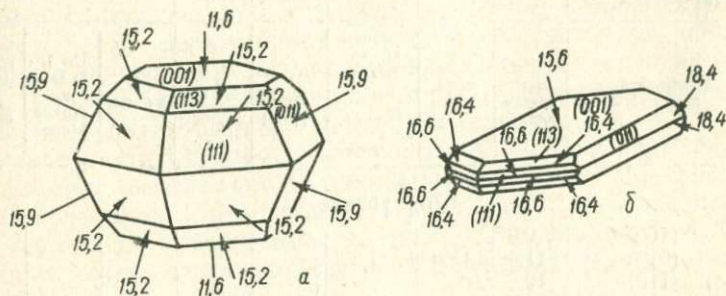


Рис. 1. Величины средних чисел твердости на различных гранях кристаллов серы из Шорсуйского (а) и Роздольского (б) месторождений.

большая диагональ которых располагается параллельно ребру (113) : (111), имеют форму неправильного квадрата. Их симметрия равна L_22P . При повороте пирамиды на 45° отпечаток получается в виде правильного квадрата с симметрией L_44P .

Следует отметить, что симметрия отпечатков во всех случаях соответствует теоретически выводимой по принципу Кюри [9].

Изменение формы отпечатка на различных гранях кристаллов серы связано с положением основных структурных единиц в решетке кристалла.

Основой структуры ромбической серы являются зигзагообразные «сморщенные» молекулы в виде колец. Каждая молекула состоит из восьми атомов, расположенных на разных уровнях. Плоскости всех молекул параллельны оси C , но не параллельны друг другу.

При сдавливании алмазной пирамиды в плоскость {001} зигзагообразные кольца подвергаются сжатию. Деформированная форма квадратов с вогнутыми и выпуклыми сторонами свидетельствует об упругих свойствах колец при сжатии.

На грани призмы {011} симметрия отпечатков во всех положениях совпадает с симметрией алмазной пирамиды. Последнее говорит о том, что упругих свойств в этой плоскости зигзагообразные кольца не имеют.

При вдавливании алмазной пирамиды в грани дипирамид $\{113\}$ и $\{111\}$ зигзагообразные кольца подвергаются изгибу в очень незначительной степени. Об этом свидетельствуют отпечатки на гранях в форме неправильных квадратов, большая сторона которых ориентирована поперек оси C .

Нами было измерено 14 кристаллов серы с различным содержанием примесей битуминозного вещества из Шорсуйского, Роздольского и других серных месторождений (табл. 2). Как видно из таблицы, твердость кристаллов из различных место-

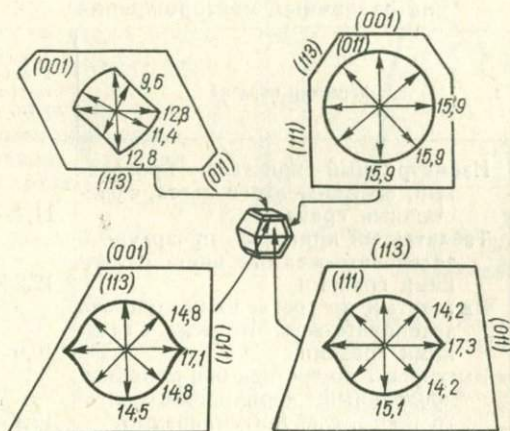


Рис. 2. Розетки твердости на различных гранях кристалла самородной серы.

рождений различна: наибольшая твердость характерна для чапгырташских кристаллов, наименьшая — для шорсуйских.

Твердость таблитчатых и изометрических кристаллов из одного и того же месторождения оказывается несколько пониженной по сравнению с вытянутыми по $[001]$ многогранниками, и, кроме того, она уменьшается с повышением содержания битуминозного вещества. Это особенно характерно для среднеазиатской серы, среди которой встречаются оттененные битумом зональные кристаллы. Лишенные заметных примесей углеводородов, многогранники серы из Прикарпатья в ряде случаев обнаруживают большую твердость.

Предел колебания чисел твердости изученных кристаллов не очень широк — $7,4-29,7 \text{ кг/мм}^2$ (табл. 3).

На вариационных кривых распределения твердости (рис. 3) четко вырисовываются пики, соответствующие средним ее значениям. Некоторые отклонения пиков в сторону меньших чисел твердости по сравнению с вычисленным методом среднего арифметического связаны с тем, что на хорошо развитых пинакоидальных гранях, отличающихся пониженной твердостью по

сравнению с другими гранями, делалось значительно большее число замеров.

Среднее значение твердости серы, приведенное к 10-балльной шкале Мооса, несколько ниже, чем дается в справочниках (1,5 по сравнению с 1,5—2,5), и интервал колебаний более узок — составляет всего 0,6 условных единиц.

Таблица 2
Средняя твердость на гранях дипирамиды {111} кристаллов серы
из различных месторождений

Месторождение	Характер образца	Пределы колебаний микротвердости, кг/мм ²	Средняя твердость, кг/мм ²
Шорсуйское	Изометричный кристалл, прозрачный, светло-желтого цвета, с блестящими гранями	11,7—21,6	15,2
"	Таблитчатый кристалл, прозрачный, зеленовато-желтого цвета, с гладкими гранями	12,2—22,1	15,0
"	Вытянутый по третьей оси кристалл зеленовато-желтого цвета, с гладкими гранями	10,0—24,0	18,5
"	Вытянутый по третьей оси кристалл, прозрачный, коричневато-желтого цвета, слабобитуминозный	12,9—21,6	18,4
"	Псевдотетраэдрический кристалл, темно-коричневый, слабобитуминозный	9,6—24,7	16,1
Чангырташское	Вытянутый кристалл, зеленовато-желтого цвета, непрозрачный	17,2—29,7	20,2
Водинское	Обломок зеленовато-желтого полупрозрачного кристалла	12,7—23,4	17,8
Роздольское	Таблитчатый кристалл, полупрозрачный, светло-желтого цвета, с гладкими гранями	15,7—19,7	17,1
"	Вытянутый по третьей оси дипирамидальный кристалл, полупрозрачный, соломенно-желтого цвета	14,1—20,6	17,8
"	Изометричный кристалл, светло-коричневого цвета, слабобитуминозный	13,2—16,6	15,3
Немировское	Пластинчатый кристалл, прозрачный, светло-желтого цвета	15,7—19,4	17,9
"	Таблитчатый кристалл, полупрозрачный, светло-коричневого цвета	12,1—20,9	16,2
Язовское	Удлиненный по третьей оси кристалл, темно-коричневого цвета, слабобитуминозный	17,4—21,8	19,4
Сицилийское	Кристалл зеленовато-желтого цвета, непрозрачный с неровными гранями	7,4—21,3	18,1

Колебания микротвердости различных микроучастков кристалла серы часто вызваны неоднородностью постройки реального кристалла, наличием на его гранях различных дефектов роста и разрушения. Четко устанавливается, что вблизи включений, особенно газовой-жидких, и в микротрещиноватых зонах твердость резко понижается. *Метод вдавливания очень чувствителен на самые тонкие неоднородности кристалла и позволяет выявить дефектные зоны, не видимые даже под микроскопом. Так, нами было выявлено блоковое строение граней

Таблица 3

Твердость самородной серы в единицах различных шкал твердости

Твердость	Пределы колебаний твердости	Средняя твердость
В кг/мм^2	7,4—29,7	17,1
По 10-балльной шкале Мооса	1,2—1,8	1,5
По 15-балльной шкале	1,3—2,1	1,8

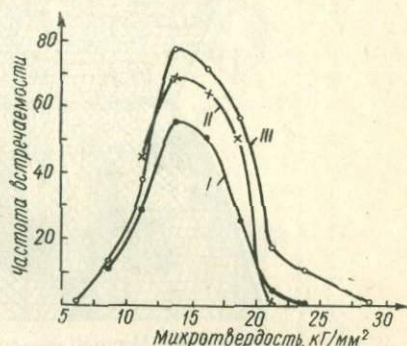


Рис. 3. Вариационная кривая распределения твердости самородной серы:

I — изометричный прозрачный кристалл из Шорсуйского месторождения; II — таблитчатый полупрозрачный кристалл из Роздольского месторождения; III — все измеренные кристаллы.

(001), (011), (113) и (111) кристалла серы, кажущихся идеально гладкими и лишенных микроскопических дефектов — рис. 4. Из рисунка видно, что границы между блоками различной твердости довольно резкие и, как правило, не имеют постепенного перехода; микротвердость соседних участков, отстоящих друг от друга на десятки и даже единицы микрон, часто оказывается резко различной.

Так же четко метод вдавливания отбивает и поверхностный ослабленный микротрещиноватый слой кристалла, выделенный А. Ф. Иоффе [6]. Наличие этого слоя устанавливается повышением чисел твердости с увеличением нагрузки на индентор [2]. Толщина слоя примерно одинакова на всех гранях кристалла серы (рис. 5). Несмотря на то, что ряд исследователей [15, 16] отрицает наличие поверхностного ослабленного слоя, мы фиксировали его не только на сере, но и на других минералах. О влиянии поверхностного слоя на величину чисел твердости указывают также А. П. Большаков [1] и С. И. Рыбалко [12].

На числа твердости влияет степень хрупкости (пластичности) минерала. Известно, что с увеличением хрупкости вещества ухудшается качество отпечатков, в связи с чем требуется при-

менение малых нагрузок. Появление разрывных трещин при нанесении отпечатка пирамиды дает также представление о хрупкости минерала [3, 4]. Хрупкость можно характеризовать

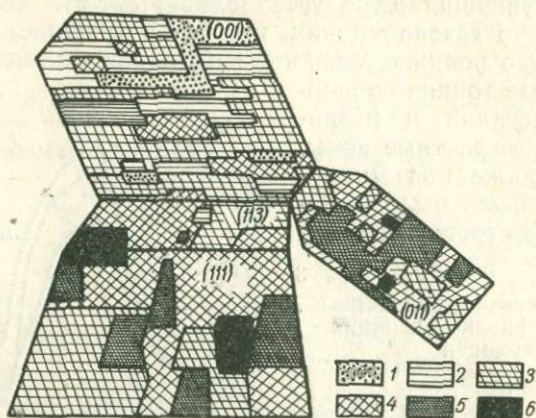


Рис. 4. Микроблоковое строение зеркально-гладких граней (001), (011), (113), (111) изометричного кристалла серы, выявляемое при измерении микротвердости.

Микротвердость, кг/мм^2 : 1 — 7,5—10,0; 2 — 10,0—12,5; 3 — 12,5—15,0; 4 — 15,0—17,5; 5 — 17,5—20,0; 6 — 20,0—22,5.

«числом хрупкости» — величиной нагрузки, при которой появляется первая видимая трещина. Для всех кристаллов серы число хрупкости равно 10 Г, что дает возможность оценить

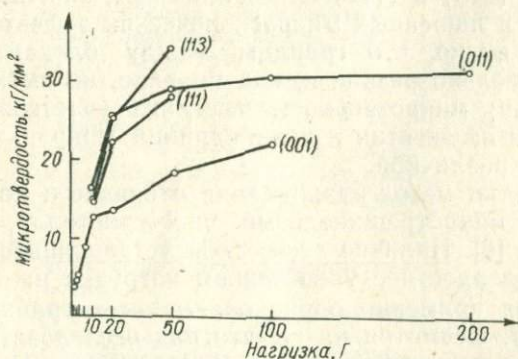


Рис. 5. Влияние нагрузки на результаты измерения твердости серы (при каждой нагрузке делалось 40 измерений микротвердости).

хрупкость серы баллом 1 шкалы С. Д. Дмитриева [3]. Начиная с нагрузки 10 Г вокруг восстановленных отпечатков появляются тонкие вертикальные или наклонные трещины, ориентиро-

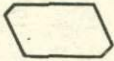
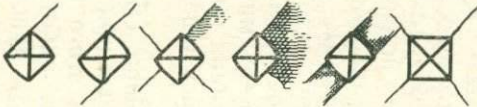
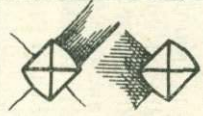
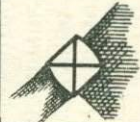



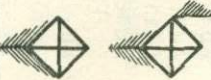
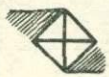
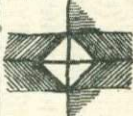
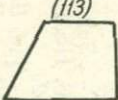



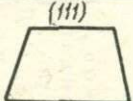

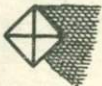
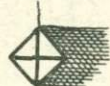
Грани	Нагрузка, Г			
	10	20	50	100
(001) 				
(011) 				
(113) 				
(111) 				

Рис. 6. Форма отпечатков алмазной пирамиды и характер оперяющих их трещин на гранях кристаллов серы.

ванные всегда в определенном направлении (рис. 6). Этими направлениями являются плоскости (001), (011) и (111), реже (113), т. е. плоскости возможной несовершенной спайности. Наиболее четкие трещины параллельны плоскости скольжения (111). Более точную характеристику хрупкости дают кривые хрупкости (рис. 7), выражающие зависимость между числом

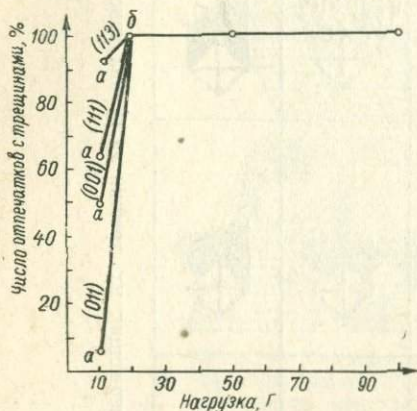


Рис. 7. Кривая хрупкости самородной серы, выражающая зависимость между числом отпечатков с трещинами и нагрузкой:

а — появление отпечатков с трещинами;
б — 100%-ное растрескивание отпечатков.

матическим приспособлением для опускания индентора и с набором алмазных наконечников, в который обязательно должен входить конус.

Весьма желательно увеличение набора сменной оптики и упрощение ее замены. Введение названных приспособлений значительно расширит область применения этого прибора в минералогических исследованиях и упростит работу с ним. Кроме специального прибора желательно иметь приставку для измерения микротвердости для обычного поляризационного микроскопа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Большаков А. П. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, **93**, 2, 209—212.
2. Гогоберидзе Д. Б. Некоторые объемные дефекты кристаллов, Изд-во Ленингр. ун-та, 1952.
3. Дмитриев С. Д. — Зап. Всес. минер. об-ва, 1949, **89**, 6, 241—252.
4. Икорникова Н. Ю. — ДАН СССР, 1948, **59**, 7, 1329—1332.
5. Икорникова Н. Ю. — В кн.: Тр. совещ. по микротвердости, Изд-во АН СССР, М., 1951.
6. Иоффе А. Ф. Физика кристаллов, Госиздат, М., 1929.

отпечатков с трещинами и нагрузкой. По точкам а и б на кривых можно сравнить хрупкость различных граней и выявить анизотропию хрупкости кристалла. Так, на кристаллах серы наиболее хрупкими оказываются грани (113), наименее хрупкими — (011).

В заключение необходимо еще раз напомнить о крайне необходимой модернизации микротвердомера ПМТ-3 применительно к минералогическим исследованиям. Минералогу необходимо иметь твердомер с поляризованным светом, с дополнительным отградированным вращающимся столиком, ось вращения которого совпадала бы с оптической осью микроскопа, авто-

7. Лебедева С. И. — В кн.: Вопросы методов изучения руд и минералов редких элементов, Тр. ИМГРЭ АН СССР, 6, 1961.
8. Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов, Изд-во АН СССР, М., 1963.
9. Мокиевский В. А. — Кристаллография, 1959, 4, 3, 410—413.
10. Поваренных А. С. Твердость минералов, Изд-во АН УССР, К., 1963.
11. Пудовкина И. А. — В кн.: Совр. методы минер. иссл. горн. пород, руд и минералов, Госгеолтехиздат, М., 1957.
12. Рибалко С. И. — ДАН УРСР, 1964, 9, 1223—1226.
13. Хрущев М. М. — Зав. лаборатория, 1947, 13, 9, 1121—1128.
14. Цинзерлинг Е. В. — ДАН СССР, 1943, 60, 6, 1033—1036.
15. Кноор Ф., Peters C. G., Emerson W. B. — J. Res. Bur. Stand., 1939, 23, 7, 39—61.
16. Winchell H. — Amer. Miner., 1945, 30, 9—10, 583—595.
17. Yorg B., Millman A. P. — Bull. Inst. Mining Metallurgy, 1964, 689, 437—466.

B. I. SREBRODOLSKY and N. P. YUSHKIN

INVESTIGATION OF THE HARDNESS OF NATIVE SULFIUR CRYSTALS BY THE METHOD OF PRESSING

Summary

PMT-3 was used for investigating the hardness and brittleness of the natural face of native sulfur crystals. The hardness numbers for different crystallographic directions are calculated, the anisotropism coefficients are determined, the rosettes of hardness are constructed for every face. Defective zones were found to give reduced hardness.

О ФАЦИАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ СРЕДНЕГО ПОБУЖЬЯ

Набор минералов в породах гранулитовой фации обсуждался неоднократно разными авторами. В частности, дискутировался вопрос о возможности отнесения к минералам гранулитовой фации амфибола и биотита. Анализ новейших работ по метаморфизму гранулитовой фации позволяет выделить следующие характерные минералы этой фации для пород нормального ряда: ромбический и моноклинный пироксены, гранат, роговую обманку, биотит, ортоклаз, плагиоклаз. Из всех этих минералов лишь один минерал — гиперстен — безусловно критический минерал гранулитовой фации. Однако следует оговориться, что высокожелезистый гиперстен (с железистостью выше 80%) может присутствовать и в породах амфиболитовой фации. Для всех прочих названных минералов в настоящее время исследованиями ряда авторов (исключительно советских геологов) разработаны твердые критерии фациальной принадлежности этих минералов, являющихся по сути сквозными. Большая работа проведена также по выявлению соотношений железистости сосуществующих пар минералов, что также служит существенным, а иногда и единственным критерием при определении фациальной принадлежности минералов. Здесь не рассматриваются такие весьма специфические породы, как карбонатные и известково-силикатные сланцы типа скарноидов, для которых фациальная принадлежность скорее всего определяется не составом, а качественным набором минералов.

Применение минералогических критериев позволило однозначно решить вопрос о степени метаморфизма пород Среднего Побужья. С этой точки зрения рассмотрены следующие минералы: ромбический и моноклинный пироксены, роговая обманка, биотит и отчасти калишпат и магнетит.

Для гиперстена гранулитовой фации характерно присутствие некоторого количества глинозема. Это обстоятельство подчеркни-

вали многие авторы, начиная с А. Гроувса [15]. Предполагается, что повышение давления способствует вхождению в решетку гиперстена Al_2O_3 в виде молекулы Чермака. Наибольшее из известных содержаний Al_2O_3 , равное 10,55, отмечено в черно-

Таблица

Химический состав породообразующих минералов Среднего Побужья

Оксиды, физико- оптические свойства	№ образца								
	281		29		518	331	171	210	190
	Гипер- стен	Роговая обманка	Фас- сайт	Роговая обман- ка	Гипер- стен	Роговая обманка	Биотит		
SiO_2	51,55	43,23	50,36	40,32	55,58	40,56	35,90	36,26	36,10
TiO_2	0,10	0,91	0,14	2,18	0,04	1,40	5,71	5,39	2,45
Al_2O_3	2,50	13,38	4,15	13,27	1,49	16,66	14,27	14,99	17,69
Cr_2O_3	—	0,48	—	—	0,38	—	—	—	—
Fe_2O_3	1,82	2,67	2,34	4,77	0,34	2,53	2,65	3,23	6,76
FeO	16,66	7,18	6,38	10,44	9,48	6,32	11,21	14,66	10,42
MnO	0,40	0,07	0,13	0,06	0,11	0,04	0,01	0,05	0,24
MgO	25,10	16,09	13,76	12,39	31,38	15,80	16,85	12,27	13,73
CaO	0,70	11,97	21,42	12,69	0,28	12,80	0,07	0,56	0,49
Na_2O	0,18	2,00	0,45	1,78	0,23	2,31	0,38	0,50	0,19
K_2O	0,03	0,55	0,14	0,55	—	0,64	9,05	8,55	8,42
P_2O_5	0,06	0,11	—	—	0,06	0,11	—	0,11	—
SO_3	—	—	—	—	—	0,09	—	0,10	—
H_2O^{+}	0,09	0,04	0,08	0,18	0,08	0,02	0,64	0,29	0,20
F	—	—	—	—	—	—	0,12	0,20	—
П.п.п.	1,01	1,32	0,69	1,75	0,98	1,27	2,93	3,02	3,60
Сумма	100,20	100,00	100,04	100,38	100,43	99,93	99,79	100,18	100,29
Уд. вес	3,430	3,202	3,300	3,243	3,303	—	3,027	3,047	—
Ng	1,702	1,672	1,719	1,691	1,681	1,679	1,654	1,668	1,643
Np	1,688	1,650	1,691	1,667	1,666	1,654	—	—	—
$2V^m$	-60°	+87°	+61°	-80°	+88°	—	—	—	—
cNg	—	14°	42°	14°	—	—	—	—	—

281 — амфиболитизированный вебстерит, с. Хошеватое; 29 — гранатовый габбро-амфиболит, с. Хошеватое; 518 — флогопитовый бронзитит, с. Завалье; 331 — гранатовый амфиболит, с. Завалье, 171 — биотитовый гранулит, с. Хошеватое; 210 — биотитизированный амфиболит, с. Сальково; 190 — биотитовый гнейс, с. Сабатиновка.

Гиперстен (обр. 281), фассайт (обр. 29), роговая обманка (обр. 331) и биотит (обр. 171 и 190) обрабатывались аналитиком Б. В. Мирской; роговая обманка (обр. 281), гиперстен (обр. 518) и биотит (обр. 210) — А. А. Стеценко; роговая обманка (обр. 29) — С. А. Панченко.

китах штата Майсора [19]. Среднее из 22 химических анализов ромбических пироксенов из работ отечественных и зарубежных авторов составляет 2,2. Рассмотрев небольшое количество анализов, имеющихся в распоряжении автора статьи, можно сделать предварительный вывод: содержание Al_2O_3 в гиперстенах всегда несколько выше в основных сланцах чернокитовой серии, где оно составляет в среднем 2—4%. В кислых чернокитах, а

также в пироксен-магнетитовых кварцитах и ультраосновных породах чарнокитовой серии наблюдается тенденция к уменьшению содержания Al_2O_3 в гиперстенах. Следовательно, содержание Al_2O_3 в гиперстенах в некоторой мере зависит от исходного состава породы. Положительное решение этого вопроса открывает определенные перспективы для решения проблемы о генезисе чарнокитов, так как гиперстен — первый во времени образования и наиболее высокотемпературный минерал чарнокитов, а зависимость состава минералов от валового состава вмещающей породы является признаком скорее осадочного генезиса породы.

В распоряжении автора есть два химических анализа ромбических пироксенов (таблица): один — маложелезистый бронзитового типа с содержанием Al_2O_3 — 1,49, второй — из амфиболизированного вебстерита с содержанием Al_2O_3 — 2,50. Содержание Al_2O_3 позволяет отнести оба эти минерала к гранулитовой фации.

Интересен вопрос о соотношении плеохроизма гиперстенов и железистости, так как обычно принято ставить в прямую зависимость степень железистости гиперстенов от интенсивности их плеохроизма. Как показывают наши наблюдения, это соотношение наблюдается далеко не всегда. В частности, гиперстены в кислых чарнокитах, вообще имеющие наиболее высокую железистость (за исключением пироксен-магнетитовых кварцитов), как правило, почти не плеохроируют, и наоборот, низкожелезистые гиперстены основных сланцев обнаруживают четкий плеохроизм. Если поставить это в зависимость с высказанным мнением о распределении Al_2O_3 в гиперстенах, то напрашивается вывод о возрастании интенсивности плеохроизма гиперстенов с увеличением в них содержания Al_2O_3 . Такой вывод можно подтвердить, в частности, химическими анализами и свойствами гиперстенов из работы Хови [17]. Решение вопроса невозможно без количественной оценки степени плеохроизма.

Косое погасание гиперстенов из гранулитовой фации — до 10° — неоднократно отмечалось в литературе. Другой характерный признак — наличие пластинчатых двойниковоподобных вростков (100) клинопироксена в гиперстене, подробно описанных О. И. Слензаком [9]. Такие вростки, являющиеся, очевидно, продуктом распада твердого раствора, очень характерны лишь для высокотемпературных гиперстенов.

Моноклинный пироксен обычно не считается критическим минералом гранулитовой фации, хотя в породах этой фации распространен столь же широко, как и ромбический, особенно в основных разностях чарнокитов. Б. Г. Лутц [8] как характерную особенность моноклинных пироксенов гранулитовой фации отмечает примесь глинозема и окисного железа. П. Р. Дж. Найдю [18] относит моноклинные пироксены чарнокитов к ферроав-

гитам, пижонитам и фассаитам. М. М. Веселовская [1] отмечает, что наиболее сложны по составу моноклинные пироксены изверженных пород. Очевидно, увеличение степени участия дополнительных компонентов с ростом температуры в таких минералах, как пироксены, амфиболы и гранаты, — общая закономерность. Поэтому и неудивительно, что в породах гранулитовой фации увеличивается количество примесей по сравнению с более низкотемпературными фациями. Наибольшее количество примесных компонентов, изоморфно входящих в состав этих минералов, наблюдается в породах эклогитовой фации: присутствие такого сложного пироксена, как омфациит, и насыщенность алмандинового граната пироповым и известковистым компонентами.

Имеющийся в нашем распоряжении химический анализ моноклинного пироксена из гранатового габбро-амфиболита (см. таблицу) ничем не отличается от анализа клинопироксенов Анабарского щита [8], чарнокитов Верхнего Побужья [5] и клинопироксенов из чарнокитовых пород других районов, где содержание Al_2O_3 в клинопироксенах повсюду находится в пределах 3—4%. Компонентный состав исследуемого пироксена следующий: диопсид — 64,3%, геденберgit — 18,1%, компонент Чермака — 17,6. По соотношению клиноэнстатитового и волластонитового компонентов (49,3 и 44,8% соответственно) на диаграмме Г. Г. Хесса [16] точка состава названного клинопироксена располагается на границе между авгитовыми и диопсид-геденберgitовыми составами, несколько тяготея к авгиту. Сильная дисперсия оптических осей ($r > V$) приближает его к авгиту, а небольшие углы $2V$ и cNg при отсутствии плеохроизма — к салиту. Все эти данные позволяют отнести исследуемый клинопироксен к глиноземистому диопсиду (фассаиту) ([2], примечание Д. С. Белянкина). Такого же мнения о клинопироксенах чарнокитов Индии, как уже отмечалось, придерживается П. Р. Дж. Найду.

Дебаеграмма фассаита существенно отличается от таковой эталонных диопсидов В. И. Михеева, но довольно близка к приводимой в этом справочнике дебаеграмме черного авгита Везувия.

Гранат пироп-алмандинового состава в породах Среднего Побужья почти повсюду выступает как породообразующий минерал. По гранатам чарнокитовых районов существует обширная литература, в том числе ряд сводных работ — [10] и др. Критерии их фациальной принадлежности разработаны достаточно полно, и останавливаться на них нет нужды. Анализы всех имеющихся у нас пяти гранатов [11] на диаграмме Н. В. Соболева [10] укладываются в поле гранатов из пород гранулитовой фации. Согласно Н. В. Соболеву, наши анализы разделяются на три группы: гранаты из гранулитов, гранаты

из диопсид-плаггиоклазовых пород с амфиболом и гранаты из гиперстеновых пород. Средний компонентный состав гранатов из гранулитов следующий: пироп — 40%, альмандин — 50%, спессартин — 1,5%, гроссуляр — 5,3%, андрадит — 1,6%, кальциевый компонент — 6,9%. Эти данные полностью укладываются в соответствующие интервалы таблицы Н. В. Соболева для гранатов из гранулитовой фации. Компонентный состав граната из гиперстеновой породы следующий: пироп — 14%, альмандин — 62%, спессартин — 3%, гроссуляр — 19%, андрадит — 2%, а компонентный состав граната из диопсид-плаггиоклазовой породы: пироп — 28%, альмандин — 49,5%, спессартин — 2%, гроссуляр — 14%, андрадит — 4%. По обогащенности граната кальциевым компонентом — 21 и 18% соответственно — эти породы следует считать переходными к эклогитовой фации.

На диаграмме Г. М. Друговой [3] составы данных гранатов также находятся в поле гранулитовой фации, но значительно дальше от вершины треугольника $FeO + MnO$, чем алданские, индийские и угандские гранаты. Из этого можно сделать вывод, что условия образования побужских пород были значительно более глубинными, чем пород в перечисленных районах.

Амфиболы присутствуют почти исключительно в основных и ультраосновных породах чарнокитовой серии: в кислых чарнокитах вместо них появляется ортопироксен. Роговая обманка, как считают Рамберг, Гроувс, Фосли, Коржинский, Маракушев и др., является равновесным минералом гранулитовой фации. Ее появление связано с развитием щелочного метасоматоза, предшествующего активной гранитизации, т. е. ее температура несколько менее высокая, чем у пироксенов, но тем не менее роговая обманка представляет собой минерал гранулитовой фации.

В качестве характерных особенностей роговых обманок гранулитовой фации отмечают обычно повышенное содержание TiO_2 — 1,5—2%, глинозема и пониженное — воды. Особенно показательны для роговых обманок содержание Al_2O_3 . С. Фосли [14] и В. В. Закруткин [4] показали, что глиноземистость роговых обманок увеличивается с повышением степени метаморфизма, независимо от состава исходной породы. На составленной В. В. Закруткиным диаграмме все три сделанных нами анализа роговой обманки размещаются в поле амфиболов гранулитовой фации. В. В. Закруткин считает амфиболы гранулитовой фации гастингситами. Исследованные нами роговые обманки имеют лишь одну характерную черту гастингсита — высокую глиноземистость. Все прочие свойства — относительно низкая железистость, оптические константы — позволяют относить их к обыкновенным роговым обманкам.

Б. Г. Лутц [7], отмечая промежуточное положение прямой железистость — показатель преломления для роговых обманок

гранулитовой фации между прямыми для зеленых роговых обманок и амфиболов из андезитов, считает, что и температура образования анабарских амфиболов была промежуточной. Поскольку фигуративные точки названных роговых обманок размещаются значительно выше прямой Б. Г. Лутца, это дает основание предполагать, что температура их образования была более высокой, чем анабарских.

Биотит выступает в той же роли, что и роговая обманка. Разница лишь в том, что он появляется преимущественно в кислых породах — глиноземистых гнейсах и чарнокитах.

Для биотитов гранулитовой фации свойственно высокое содержание TiO_2 и низкое — Al_2O_3 , выражающееся в низкой величине *al* — в пределах 27—38% [12]. Два химических анализа биотита — из гранулита и биотитизированного габбро-амфиболита — показали полное соответствие этим данным. В одном анализе глиноземистость биотита из биотитового гнейса равна 44,5%, что объясняется принадлежностью данной породы к амфиболитовой фации. Для биотитов из гранулитовой фации, как и для амфиболов, характерен недостаток воды.

Калиевый полевой шпат в породах Среднего Побужья представлен нерешетчатой разновидностью; доказать оптическим путем его принадлежность к ортоклазу не удалось. Принадлежность калиевого полевого шпата гранато-биотитовых гнейсов северного продолжения побужской полосы пород гранулитовой фации к высокому ортоклазу недавно доказана рентгеновским путем А. Л. Литвиным [6]. Поэтому мы имеем основание относить калишпаты и из исследованных нами пород к ортоклазу.

Магнетит из пород гранулитовой фации Среднего Побужья имеет относительно высокое содержание TiO_2 — около 2—4%, что, по А. Ф. Баддингтону [13], также является признаком достаточно высокой температуры его образования.

Таким образом, свойства почти всех без исключения породообразующих минералов — пироксенов, граната, роговой обманки, биотита, ортоклаза, а также магнетита — позволяют отнести породы Среднего Побужья, в особенности на участке Гайворон—Завалье, к высокотемпературной части гранулитовой фации. Более того, свойства некоторых минералов, особенно гранатов, а также присутствие эклогитоподобных пород позволяют предполагать, что данный район — наиболее приподнятый блок Украинского щита, в котором денудацией вскрыты самые глубинные породы.

Что касается степени метаморфизма, то в пределах Среднего Побужья на участке Гайворон — Первомайск можно выделить три полосы пород: 1) породы гранулитовой фации на участке Гайворон — Завалье, относительно слабо гранитизированные в условиях гранулитовой фации; 2) породы гранулитовой фации на участке Луполово—Первомайск, гранитизированные в усло-

виях гранулитовой фации с последующей гранитизацией и диафторезом на уровне амфиболитовой фации; 3) породы амфиболитовой фации, располагающиеся между этими двумя участками в районе с. Сабатиновки, без каких-либо реликтов гранулитовой фации. Из трех участков наиболее приподнят первый, несколько менее — второй, а опущенный по отношению к двум первым — третий участок. Все различия между этими участками обусловлены исключительно степенью поднятия и, следовательно, метаморфизма. Поэтому нам кажется неосновательным выделение среднего участка в качестве отдельной свиты, как это делают некоторые работающие здесь геологи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Веселовская М. М. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, Изд-во АН СССР, М., 1950, 86.
2. Винчелл А. Н. Оптическая минералогия, ИЛ, М., 1949.
3. Другова Г. М. — Труды Лаб. геол. докембрия, 1960, Изд-во АН СССР, М.—Л., 265—275.
4. Закруткин В. В. — Геология и геофизика. Изд. Сиб. отд. АН СССР, 1961, 9, 72—80.
5. Костюк В. П. Парагенетический анализ кристаллических пород Подолья в районе г. Винницы. Изд-во АН УССР, К., 1955.
6. Литвин О. Л. — Геол. ж. АН УРСР, 1965, XXV, 2, 68—73.
7. Лутц Б. Г. — Зап. Всес. минерал. о-ва, 1962, 91, 3, 331—334.
8. Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива, «Наука», М., 1964.
9. Слензак О. И. Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии. Изд-во АН УССР, К., 1960.
10. Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов, «Наука», М., 1964.
11. Щербаков И. Б. — В кн.: Питання геох., мінер. і петрографії, Вид-во АН УРСР, К., 1963, 188—192.
12. Щербаков И. Б. — Геол. ж. АН УРСР, 1965, XXV, 1, 16—24.
13. Buddington A. F. et al. — Am. J. Sci., 1955, 253, 9.
14. Foslie S. — Norsk. geol. tidsskr., 1945, 25.
15. Groves A. W. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1935, 91, 363.
16. Hess H. H. — Am. Min., 1949, 34, 9—10.
17. Howie R. A., Subramaniam A. P. — Min. Mag., 1957, 31, 238.
18. Naidu P. R. J. — Schweiz. miner. und petrogr. Mitt., 1961, 34, 2.
19. Rama Rao B. — Bull. Mysore Geol. Dept., 1945, 18.

I. B. SHCHERBAKOV

ON FACIAL PECULIARITIES OF ROCK-FORMING MINERALS IN THE MIDDLE BUG AREA

Summary

The peculiarities of ortho- and clinopyroxenes, garnet, hornblende, biotite, orthoclase and magnetite are considered. All the features of these minerals make it possible to refer the rocks to the high granulite facies. The Middle Bug area is the most elevated part of the Ukrainian shield.

ПИРОП-АЛЬМАНДИНОВЫЕ ГРАНАТЫ ИЗ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ РАХОВСКОГО МАССИВА

Гранат — важный составной компонент домезозойских кристаллических сланцев Раховского массива и Чивчинских гор. Однако до настоящего времени этот минерал оставался совершенно неизученным, хотя наличие его уже давно отмечалось [6, 8]. Представления о процессах формирования и установление фаций метаморфизма кристаллических пород Восточных Украинских Карпат зависят от всестороннего и детального изучения состава минералов. Поэтому наши исследования гранатов могут представить определенный интерес.

Гранат наиболее широко развит в крупнозернистых двуслюдяных ставролит-гранатовых сланцах белопотокской свиты. В значительно меньших количествах гранат присутствует в ортогнейсах (типа г. Менчул) и амфиболитах: если его нет в шлифах из этих пород, он обнаруживается в малых количествах в протолочках. В различных по составу сланцах деловецкой свиты гранат встречается также в незначительных количествах.

В крупнозернистых двуслюдяных сланцах гранат присутствует в отдельных согласных прослойках, линзочках, где образует равновесную фазу в минеральной ассоциации биотит₄₅₋₅₀ + гранат₇₅₋₈₀ + ставролит₇₅₋₇₉* + мусковит + микроклин + олигоклаз + кварц. Равновесной эту минеральную ассоциацию следует считать потому, что она довольно распространена, и между минералами нет реакционных взаимоотношений.

Гранат в крупнозернистых двуслюдяных ставролит-гранатовых сланцах находится в виде крупных, до 2,5—3,5 мм (даже 0,5—1,0 см), в диаметре зерен, которые образуют пойкилопорфиробласты. Изредка мелкие зернышки граната прорастают слюдястые минералы и полевые шпаты. Гранат приурочен обычно к слюдястым прослоям, в которых чешуйки биотита и мусковита

* Указанная железистость минералов и содержание альмандинового компонента в гранате определены по химическим анализам.

как бы обтекают порфиروبласты; однако идиоморфизм граната не всегда четко выражен, и нередко наблюдаются более идиоморфные чешуйки слюдистых минералов, которые вростают в гранат. Пойкилитовые вроски кварца, плагиоклаза, мусковита, биотита и других минералов обычны, часто наблюдаются и могут рассматриваться как захваченные во время роста порфиробластов граната. Нередко они настолько переполняют зерна граната, что придают им ситовидный характер или же от последних остаются лишь скелетные формы.

Гранат из ортогнейсов обычно образует мелкие изометричные зерна, которые отмечены в виде вростков в слюдах и полевых шпатах. Слюдистые минералы не огибают зерен граната, как в описанных двуслюдяных сланцах белопотокской свиты.

Значительно реже гранат встречается в амфиболитах и амфиболитовых сланцах, где количество его не превышает 1—2%. Гранат присутствует в амфиболитах как белопотокской, так и деловецкой свиты. Различий между этими гранатами не отмечено. Обычно гранат в амфиболитах встречается в мелких, до 0,4—0,6 мм, изометричных зернах, более чистых и содержащих меньше вростков других минералов.

Окраска неизмененного граната светло-розовая, розовая, темно-розовая. Показатели преломления гранатов замерялись в обычном наборе иммерсионных жидкостей методом «фокального экранирования» [7] с последующим определением содержания альмандина по кривой зависимости показателя преломления пироп-альмандиновых гранатов от содержания альмандина [2]. Однако этот простой и удобный метод не дает достаточно точных результатов для гранатов с $N > 1,800$ (или 75 мол. % альмандина), но с меньшей точностью ($\pm 0,02—0,04$) позволил нам представить содержание альмандинового компонента (и, значит, в какой-то мере железистости) в гранатах из основных разновидностей пород. Некоторое количество контрольных замеров гранатов в высокопреломляющих фосфорных жидкостях было сделано Е. С. Луговской (см. таблицу).

Наиболее богатыми альмандиновым компонентом оказались гранаты из амфиболсодержащих пород (80 мол. % альмандина) и крупнозернистых ставролит-гранатовых сланцев (75—80 мол. % альмандина). Несколько отличаются гранаты из ортогнейсов (г. Менчул, пот. Тарничин), где $N = 1,785—1,789$ (64—66 мол. % альмандина), и это в какой-то мере может быть минералогическим признаком отличия гнейсов изверженного происхождения.

В условиях наложившегося диафтореза гранат замещается хлоритоподобным минералом. Минерал этот развивается по многочисленным разноориентированным трещинкам в гранате, окрашен в светлые, желтовато-зеленые тона ($N_{g'} = 1,632$) и слабо плеохроирует по биотитовой схеме абсорбции; иногда образует

спутанно-волокнистые агрегаты чешуек, розеток, имеющие радиально-лучистое погасание. Далеко зашедшее замещение приводит к образованию почти несомненных псевдоморфоз вторичных продуктов по гранату. Иногда трещинки в гранате выполняются совершенно ксеноморфным кварцем или альбитом.

Химический состав и оптические свойства гранатов из двуслюдяных ставролит-гранатовых сланцев Раховского массива

Состав, показатель	1		2		3		4		5	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO ₂	37,20	0,619	37,85	0,623	37,62	0,626	37,14	0,618	37,47	0,624
TiO ₂	0,29	0,004	0,14	—	0,58	0,008	0,17	0,003	0,29	0,004
Al ₂ O ₃	19,99	0,196	20,44	0,200	20,39	0,200	20,78	0,204	21,77	0,214
Fe ₂ O ₃	1,89	0,012	2,09	0,013	1,53	0,009	1,48	0,009	0,58	0,004
FeO	32,76	0,455	34,12	0,474	31,46	0,440	34,48	0,480	32,97	0,460
MnO	1,13	0,015	0,76	0,011	1,27	0,018	1,81	0,025	1,98	0,028
MgO	2,60	0,065	3,20	0,079	4,23	0,104	2,70	0,067	3,66	0,092
CaO	4,17	0,075	1,54	0,027	2,64	0,046	1,21	0,021	1,20	0,021
Na ₂ O	0,16	0,003	0,22	0,003	0,21	0,003	0,21	0,003	0,23	0,003
K ₂ O	0,07	0,001	0,06	—	0,18	0,002	0,14	0,001	0,17	0,002
H ₂ O ⁻	0,02	—	0,02	—	0,04	—	0,08	—	0,02	—
H ₂ O ⁺	0,11	—	—	—	0,22	—	0,08	—	—	—
Сумма	100,39		100,44		100,37		100,28		100,34	
Уд. вес	4,146		4,220		4,137		4,150		4,160	
Альмандин	75,0		80,5		72,5		81,5		77,0	
Пироп	10,5		13,0		17,0		11,1		15,1	
Гроссуляр	11,8		4,5		7,5		3,4		3,4	
Спессартин	2,4		2,0		3,0		4,0		4,5	
Андрадит	0,3		—		—		—		—	
Са-компонент	12,1		4,5		7,5		3,4		3,4	
FeO(FeO+MgO)	87,5		86,0		81,0		87,7		83,5	
Fe/Fe+Mg	88,0		86,5		81,5		88,0		84,0	
a ₂	11,516 κX		11,510 κX		11,519 κX		—		11,501 κX	
N	1,805		1,807		1,795		1,810		1,805	
1—	$(\text{Fe}_{2,20}^{2+} \text{Fe}_{0,02}^{3+} \text{Ca}_{0,36} \text{Mg}_{0,31} \text{Mn}_{0,07})_{2,96} (\text{Al}_{1,89} \text{Fe}_{0,09}^{3+} \text{Ti}_{0,02})_{2,00} [\text{Si}_3\text{O}_{12}]$;									
2—	$(\text{Fe}_{2,30}^{2+} \text{Fe}_{0,06}^{3+} \text{Mg}_{0,38} \text{Ca}_{0,13} \text{Mn}_{0,05})_{2,93} (\text{Al}_{1,94} \text{Fe}_{0,06}^{3+})_{2,00} [\text{Si}_3\text{O}_{12}]$;									
3—	$(\text{Fe}_{2,10}^{2+} \text{Fe}_{0,04}^{3+} \text{Mg}_{0,50} \text{Ca}_{0,22} \text{Mn}_{0,09})_{2,95} (\text{Al}_{1,92} \text{Fe}_{0,05}^{3+} \text{Ti}_{0,03})_{2,00} [\text{Si}_3\text{O}_{12}]$;									
4—	$(\text{Fe}_{2,33}^{2+} \text{Fe}_{0,08}^{3+} \text{Mg}_{0,33} \text{Mn}_{0,12} \text{Ca}_{0,10})_{2,96} (\text{Al}_{1,98} \text{Fe}_{0,01}^{3+} \text{Ti}_{0,01})_{2,00} [\text{Si}_3\text{O}_{12}]$;									
5—	$(\text{Fe}_{2,20}^{2+} \text{Fe}_{0,04}^{3+} \text{Mg}_{0,44} \text{Mn}_{0,13} \text{Ca}_{0,10})_{2,91} (\text{Al}_{2,04} \text{Ti}_{0,02} \text{Si}_{2,98} \text{O}_{12})$.									

В нашем распоряжении имеется пять химических анализов гранатов из крупнозернистых ставролит-гранатовых сланцев белопотокской свиты различных месторождений Раховского массива. Анализы выполнены Б. В. Мирской в лаборатории Инсти-

туда геологических наук АН УССР. Результаты анализов пересчитаны на кристаллохимические формулы по методу И. Д. Борнеман-Старынкевич [1]. Избыточное количество кремнезема считали за постороннюю примесь кварца в виде вrostков и отбрасывали вместе со щелочами.

Некоторые кристаллохимические свойства гранатов выявляются уже при пересчете на кристаллохимическую формулу. Несмотря на то, что в общем отношении катионов в формулах приближается к теоретическому, химические анализы показывают некоторый избыток окисного железа (возможно, в результате недоопределения закисного железа), вследствие чего в формуле минерала всегда оказывается некоторый избыток трехвалентных катионов. Поэтому условно переводим избыточное трехвалентное железо в группу двухвалентных катионов и считаем его вместе с двухвалентным железом альмандиновым компонентом. Этот избыток окисного железа не пересчитывали на закисное, так как принятое здесь написание формул гранатов лучше подчеркивает дефект анализа [5]. В исследуемых гранатах постоянно присутствует незначительное количество титана, который мы относим к группе трехвалентных катионов.

Полуколичественным спектральным анализом обнаружены следующие элементы: Ni (0,001), Co (0,001—0,003), V (0,001—0,003), Zr (0,001—0,006), Cu (0,0006), Pb (0,003), Sr (0,01); более, чем в других минералах, в гранатах встречаются Ge (0,003), Sc (0,006).

Рентгено-структурный анализ гранатов (аналитик М. Я. Гамарник) показал обычную картину для альмандинов. Величину ребра элементарной ячейки гранатов вычисляли по пяти линиям с максимальным углом отблеска. Результаты этих расчетов (см. таблицу) показывают, что ребро элементарной ячейки раховских гранатов несколько больше, чем у чистого альмандина ($a_0 = 11,493$ кX) [3], что связано с постоянным присутствием в исследуемых гранатах молекул гроссуляра и спессартина.

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено, что гранаты из домезозойских кристаллических сланцев изученного района являются сложными четырехкомпонентными минералами пироп-альмандинового состава с постоянно присутствующими молекулами гроссуляра и спессартина. По новой классификации Н. В. Соболева [5] их следует относить к четвертой группе пироп-альмандиновых гранатов, т. е. малокальциевым альмандинам, типичным для амфиболитовой фации метаморфизма. Следует отметить еще одну важную особенность раховских гранатов, которая, видимо, характерна и для других гранатов из пород, претерпевших низкотемпературный диафорез. Уже отмечалось, что в результате диафореза зеленосланцевой фации гранаты замещаются хлоритоподобным минералом. Но в самом гранате заметного изменения в содержании компо-

нентов не наблюдается или они весьма незначительны. К такому же выводу приходили Г. М. Другова и В. Д. Бугрова [4] при изучении гранатов Алданского щита, отмечая, однако, что при высокотемпературном диафорезе железистость гранатов значительно повышается.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. «Наука», М., 1964.
2. Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. ИЛ, М., 1949.
3. Гиллер Я. Л. — В кн.: Рентгенография минерального сырья, 1, Госгеолтехиздат, М., 1962.
4. Другова Г. М. и Бугрова В. Д. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1964, 93, 1.
5. Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. «Наука», М., 1964.
6. Ткачук Л. Г. и Гуржий Д. В. Раховский кристаллический массив. Изд-во АН УССР, К., 1957.
7. Черкасов Ю. А. — В кн.: Современные методы минер. исслед. горных пород, руд и минералов, Госгеолтехиздат, М., 1957.
8. Tokarski I. and oths., Pasma gór Czywczynskich, Roczn. Pol. Tow. Geol., I. X., Krakow, 1934.

J. R. DANILOVICH

PYROPE-ALMANDINE GARNET FROM THE CRYSTALLINE SCHISTS OF THE RAKHOV MASSIF

Summary

The pyrope-almandine garnet of the Rakhov massif is an equilibrium phase in the mineralogical association of quartz + oligoclase + microcline + garnet₇₅₋₈₀ + staurolite₇₅₋₇₉ + biotite₄₅₋₅₀ + muscovite. The results of investigations of optical and crystallochemical properties of garnet are presented.

СОСТАВ И СВОЙСТВА ПИРОКСЕНОВ ИЗ
ЧАРНОКИТОВЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО ПОБУЖЬЯ

Породы чарнокитовой серии Верхнего Побужья представлены разными по своему минеральному составу и текстуре гнейсами, мигматитами, гранитами и пегматитами. Гнейсы широко распространены и образуют отдельные тела, полосы и прослои, перемежающиеся с мигматитами и другими горными породами; нередко они наблюдаются среди других пород в виде ксенолитов. Форма ксенолитов пластовая или линзовидная; размеры различные — от сантиметров до метров и десятков метров. Среди гнейсов различаются пироксен-плагиоклазовые, пироксен-гранатовые, пироксен-амфиболовые, гранат-биотитовые и биотитовые разновидности. Мигматиты — основные вмещающие породы для гнейсов; наблюдаются постепенные переходы мигматитов в розовые гранулиты, а затем в пегматоидные граниты и пегматиты.

В Верхнем Побужье наиболее распространены такие разновидности пород чарнокитовой серии: дупироксеновый гнейс, гиперстеновый гнейс, чарнокит, биотит-гранатовый чарнокит (виницит), диопсидовый гнейс, диопсид-скаполитовый гнейс, кристаллический известняк, амфиболит.

На основании минералого-петрографического изучения пород чарнокитовой серии можно отметить следующие их особенности.

1. В пироксенсодержащих породах чарнокитовой серии одновременно присутствуют минеральные ассоциации, с одной стороны — соответствующие главным компонентам основных пород (пироксен, основной плагиоклаз), а с другой — свойственные группе кислых пород — гранитам (калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз, кварц).

2. Очень характерно большое разнообразие горных пород, состав которых изменяется от основных разновидностей до кислых (пироксениты, амфиболиты, гнейсы, мигматиты, граниты, пегматиты).

3. Главная особенность чарнокитовой серии пород заключается в замечательном свойстве давать непрерывную цепь промежуточных пород при незаметном переходе друг в друга рядом стоящих сочленов серии.

4. Для всех пород, за исключением пегматитов и гранитов, характерна полосчатая текстура, обусловленная чередованием прослоев, обогащенных темноцветными минералами, с прослоями лейкократовых минералов.

5. Наиболее примечательной чертой минералогической характеристики чарнокитовых пород является постоянное участие в их составе в качестве Fe, Mg-компонента ромбического пироксена — гиперстена.

Гиперстен — один из основных минералов этой серии пород. Еще Н. И. Безбородько [1] указывал, что пироксен служит связующим звеном обеих генетически противоположных серий, характеризуюя собой сочленов как осадочного, так и магматического происхождения. Всеми исследователями, изучавшими чарнокитовые породы, отмечалось повсеместное присутствие минералов пироксеновой группы. Для понимания взаимной связи отдельных членов чарнокитовой серии крайне важным представляется изучение отдельных представителей Fe, Mg-группы минералов — моноклинного пироксена и гиперстена, а также биотита и граната, присутствие которых характеризует разновидности чарнокитовых пород.

Нами были изучены пироксены из всех описанных разновидностей пород чарнокитовой серии. В таких породах, как амфиболиты, двухпироксеновые гнейсы и отчасти чарнокиты, присутствует как ромбический, так и моноклинный пироксен; в гиперстеновом гнейсе и виннице — только гиперстен, а в диопсидовом, диопсид-скаполитовом гнейсах и известняках — только моноклинный пироксен. Гиперстен в породах чарнокитовой серии встречается в разных количествах, наибольшее содержание его наблюдается в гнейсах: в двухпироксеновом — до 25%, гиперстеновом — до 15%, в чарноките и амфиболите — не менее 7—8%. Гиперстен темно-коричневого цвета с розовым, серым и золотистым оттенками. Форма зерен изометричная, неправильная, длина — 0,1—6 мм. Края зерен неровные, извилистые, иногда зазубренные, что обусловлено процессами замещения. Плеохроизм гиперстенов ясно выражен в зеленовато-розовых тонах: по N_g — светло-зеленый, по N_p — розовый. Наиболее сильный плеохроизм наблюдается у гиперстена основного чарнокита.

Для гиперстена из всех разновидностей пород характерно наличие тонких веретеновидных вrostков пироксена, ориентированных \parallel (010). В гиперстеновом гнейсе удалось измерить угол оптических осей пироксена вrostков. Замеры показали, что у гиперстена (хозяина) с углом $2V = -50^\circ \frac{x}{x}$ вrostки имеют угол

$2V = -72^\circ \frac{x}{x}, -73^\circ \frac{x}{x}$, что позволяет отнести их к сильно железистому гиперстену*. Вростки не имеют четких границ, в некоторых зернах они образуют пятнистую структуру. Характерно присутствие в гиперстене тонких нитевидных вростков моноклинного пироксена, развитых по (001). Угол оптических осей моноклинного пироксена положителен и равен 66° .

Оптическая ориентировка гиперстенов такова, что с первой кристаллографической осью a -[100] совпадает Nm оптической индикатрисы, плоскость оптических осей находится в плоскости первого пинакоида. Для гиперстенов характерна хорошо развитая спайность по призме, а также отдельность по (100) и несколько слабее — по (010). Гиперстен во всех породах содержит включения циркона, апатита, а также рудного минерала и полевого шпата. Гиперстен замещается плагиоклазом, амфиболом, биотитом, гранатом.

Диопсид в породах серии встречается в разных количествах. В двупироксеновом гнейсе и амфиболите количество диопсида не превышает 25%, в диопсидовом и диопсид-скаполитовом гнейсах моноклинный пироксен составляет 40—50% всей массы породы, а в известняке — не более 10%. Цвет диопсида в шлихе серовато-зеленый и темно-зеленый, в проходящем свете он бесцветный или слабо зеленоватый. Форма зерен гипидиоморфная — в кристаллическом известняке, диопсид-скаполитовом и диопсидовом гнейсе и неправильная или изометричная — в амфиболитах и двупироксеновом гнейсе. Длина зерен изменяется в пределах 0,01—1,2 мм. Иногда несколько зерен диопсида образуют неправильной формы сростки размером до 3 мм. Плеохроизм диопсида очень слабый и заметен только в зернах из диопсидового гнейса и кристаллического известняка, где наблюдается слабая голубовато-зеленоватая окраска по Ng и желтовато-зеленоватая — по Np . Иногда зерна диопсида содержат вростки моноклинного пироксена параллельно плоскости (100);* вростки очень тонкие и часто выклиниваются. Кроме вростков, диопсид содержит тонкие двойники \parallel (001). Измерение оптических констант двойников и основного зерна показало, что углы оптических осей и cNg одинаковы и равны: $2V = +59-61^\circ$, $cNg = +40-44^\circ$. Оптическая ориентировка диопсида такова, что с осью [010] совпадает ось Nm оптической индикатрисы, плоскость оптических осей лежит в плоскости второго пинакоида (010). У моноклинных пироксенов очень развита спайность по призме (110), а также отдельность по (100) и в меньшей степени — по (010).

Для диопсидовых разновидностей пород чарнокитовой серии характерно постоянное совместное нахождение диопсида и сфена, с которым диопсид образует сростки; часто сфен присут-

* $\frac{x}{x}$ — выходы оптических осей.

ствует в диопсиде в виде включений клиновидной или овальной формы. Диопсид замещается роговой обманкой, скаполитом, цонзитом, кальцитом.

Изучение обеих групп пироксенов под микроскопом показало непостоянство их оптических свойств в различных разновидностях горных пород и даже в одной и той же породе (табл. 1, 2).

Среди гиперстенов можно выделить три группы:

1) гиперстен биотит-гранатового чарнокита с высокими показателями преломления: $N_g = 1,734 - 1,736 \pm 0,002$, $N_p = 1,723 - 1,726 \pm 0,002$;

2) гиперстен гнейсов и амфиболитов с показателями преломления: $N_g = 1,727 - 1,729 \pm 0,002$, $N_p = 1,716 - 1,720 \pm 0,002$;

3) гиперстен чарнокита с показателями преломления: $N_g = 1,720 - 1,722 \pm 0,002$, $N_p = 1,708 - 1,712 \pm 0,002$.

Величина угла оптических осей гиперстена изменяется в довольно широких пределах в каждой разновидности пород, что связано, вероятно, со значительными колебаниями в составе минерала; можно лишь наметить общую закономерность увеличения угла $2V$ от гиперстенового и двупироксенового гнейсов к чарнокитам. Для всех гиперстенов характерно часто наблюдаемое отклонение оси N_g от кристаллографической оси c , угол cN_g изменяется от 0 до 11° . Двупреломление невысокое и равно почти у всех разновидностей 0,009—0,013.

Среди диопсидов можно выделить две разновидности (см. табл. 2):

1) диопсид с показателями преломления: $N_g = 1,716 - 1,723 \pm 0,002$, $N_p = 1,693 - 1,701 \pm 0,002$, угол $2V = 47 - 57^\circ$, $cN_g = 39 - 45^\circ$; 2) диопсид с более высокими показателями преломления: $N_g = 1,722 - 1,728 \pm 0,002$, $N_p = 1,698 - 1,706 \pm 0,002$, угол $2V = 57 - 63^\circ$, $cN_g = 39 - 54^\circ$. Первая разновидность диопсида присутствует в амфиболитах, двупироксеновых гнейсах и чарнокитах, вторая — в известняке, диопсид-скаполитовом и диопсидовом гнейсах. Для диопсидов всех пород характерно непостоянство величин углов $2V$ и cN_g . Непостоянство оптических свойств пироксенов обусловлено в первую очередь изменениями в химическом составе минералов.

Характеристика химического состава гиперстенов производится на основании анализов этой группы пироксенов из двупироксенового гнейса, гиперстенового гнейса и основного чарнокита. Моноклинные пироксены-диопсиды выделены и проанализированы из двупироксенового, диопсидового и диопсид-скаполитового гнейсов и кристаллического известняка.

Общей характерной особенностью химического состава ромбических пироксенов из перечисленных горных пород Верхнего Побужья является относительно высокое содержание железа. Коэффициент железистости находится в пределах 43—50%, наблюдается определенная тенденция к увеличению железа

Таблица 1

Оптические свойства гиперстенов

Показатель	Амфиболит (обр. 6116/3)	Двупироксеновый гнейс (обр. 6181/2)	Гиперстеновый гнейс (обр. 6162/3)	Чарнокит основной (обр. 6160/1)	Винницит (обр. 46/5)
<i>Ng</i>	1,727—1,729	1,728—1,729	1,727—1,729	1,720—1,722	1,733—1,736
<i>Nm</i>	—	1,725	1,724	1,715—1,716	—
<i>Np</i>	1,716—1,720	1,717—1,720	1,718—1,720	1,708—1,712	1,723—1,726
<i>Ng—Np</i>	0,009—0,011	0,010—0,013	0,009—0,010	0,010—0,012	0,010—0,012
2 <i>V</i> по двум выходам оптических осей	59, 55, 55, 54, 54, 53	57, 56, 56, 55, 55, 54, 54	51, 51, 50, 50, 50, 47, 45	62, 57, 56, 56, 55, 47	60, 60, 56, 55, 52, 50, 50, 46
<i>cNg</i>	0, 6, 8	0, 3, 4	0, 2, 5, 6, 8	0, 5, 11	0, 2, 4, 5, 5, 5, 12

Таблица 2

Оптические свойства диопсидов

Показатель	Амфиболит (обр. 6116/3)	Двупироксеновый гнейс (обр. 6181/2)	Чарнокит (обр. 6160/1)	Диопсидовый гнейс (обр. 6146/5)	Диопсид-скаполи- товый гнейс (обр. 6128/1)	Известняк (обр. 36/2)
<i>Ng</i>	1,716—1,721	1,721—1,723	1,722—1,723	1,721—1,728	1,726—1,727	1,723—1,724
<i>Nm</i>	—	1,704	—	1,705—1,710	—	—
<i>Np</i>	1,693—1,700	1,698—1,701	1,699—1,701	1,698—1,705	1,705—1,706	1,699—1,705
<i>Ng—Np</i>	0,021—0,024	0,021—0,024	0,022—0,024	0,021—0,023	0,021—0,022	0,022—0,024
2 <i>V</i> по двум выходам оптических осей	57, 57, 56, 55, 54, 54, 52	56, 51, 50, 50, 48, 48, 47, 47	60, 56	63, 63, 62, 62, 62, 62, 62, 62, 61	61, 61, 60, 60, 59, 59, 58, 56, 55	65, 63, 63, 62, 62, 62, 61, 60
<i>cNg</i>	40, 42, 42, 45	39, 40, 41, 41	39	40, 41, 44, 48	39, 39, 40, 41, 42, 48, 53	39, 40, 41

стои гиперстенов от чарнокитов к двупироксеновым гнейсам. Количество магния находится в обратной зависимости от содержания железа и уменьшается от чарнокитов к двупироксеновым гнейсам; содержание магния в гиперстенах относительно велико (коэффициент железистости не превышает 50%). Содержание

Таблица 3.

Химический состав гиперстенов

Оксиды	1			2			3			4		
	Вес. %	Мол. кол.	Число ат. кат.	Вес. %	Мол. кол.	Число ат. кат.	Вес. %	Мол. кол.	Число ат. кат.	Вес. %	Мол. кол.	Число ат. кат.
SiO ₂	50,00	833	1,92	49,58	825	1,98	51,12	851	1,91	49,48	824	
TiO ₂	0,3	4	0,01	—	—	—	0,3	4	0,01	0,81	10	
Al ₂ O ₃	0,35	7	0,01	0,55	10	0,02	0,4	8	0,02	1,40	14	
Fe ₂ O ₃	1,51	18	0,04	1,89	12	0,03	3,43	42	0,09	2,16	14	
FeO	28,37	395	0,91	26,57	370	0,85	21,91	305	0,69	31,03	431	
MnO	0,83	11	0,02	—	—	—	0,96	14	0,03	—	—	
MgO	16,35	405	0,94	17,44	433	0,99	19,53	484	1,08	14,91	369	
CaO	1,09	16	0,04	1,13	17	0,04	1,2	9	0,02	0,38	7	
Na ₂ O	0,19	6	0,01	0,17	6	0,01	0,2	6	0,01	0,14	2	
K ₂ O	0,17	4	0,01	1,2	26	0,06	0,17	4	0,01	0,24	3	
P ₂ O ₅	0,06	—	—	0,1	—	—	0,06	—	—	—	—	
SO ₃	0,15	—	—	0,11	—	—	—	—	—	—	—	
H ₂ O	0,07	—	—	0,07	—	—	0,08	—	—	0,14	2	
П. п. п.	0,96	106	0,24	1,56	172	0,38	1,02	112	0,24	—	—	
Сумма	100,40			100,37			100,38			100,61		
Уд. вес.	3,4337			3,69			3,56					
Общая железистость			50,7%			47,0%			43,5%			
Общий делитель			432,6			434,17			444,8			

1—(Mg_{0,94}·Fe_{0,91}²⁺·Fe_{0,04}³⁺·Mn_{0,02}·Ca_{0,04}·Na_{0,01}·K_{0,01})_{1,97}(Si_{1,92}·Ti_{0,01}·Al_{0,01})_{1,94}·0,12 H₂O; гиперстен из двупироксенового гнейса с. Забужье, обр. 6181/2; аналитик А. Служенко;

2—(Mg_{0,99}·Fe_{0,85}²⁺·Fe_{0,03}³⁺·Ca_{0,04}·Na_{0,01}·K_{0,06})_{1,98}·(Si_{1,98}·Al_{0,02})_{2,0}·0,19H₂O; гиперстен из гиперстенового гнейса из карьера с. Волчек, обр. 6162/3; аналитик А. Служенко.

3—(Mg_{1,08}·Fe_{0,69}²⁺·Fe_{0,09}³⁺·Mn_{0,03}·Ca_{0,02}·Na_{0,01}·K_{0,01})_{1,93}(Si_{1,91}·Ti_{0,01}·Al_{0,02})_{1,94}·0,12·H₂O; гиперстен из основного чарнокита с. Брацлав у ГЭС, обр. 6160/1; аналитик А. Служенко.

4—гиперстен по В. П. Костюку [3].

щелочей незначительное — десятки доли процента; лишь в гиперстеновом гнейсе количество K₂O увеличивается до 1,2%.

У диопсидов относительно постоянно количество SiO₂ и TiO₂, за исключением диопсида кристаллического известняка, в котором TiO₂ составляет меньше 0,1%.

Содержание окиси алюминия неодинаково: в диопсидах из кристаллического известняка и диопсидового гнейса количество

его достигает 2—2,5%, в остальных породах — 0,3—0,4%. Закисное железо и магний в диопсидах распределяются почти в равных количествах (лишь в диопсиде из диопсид-скаполитового гнейса это соотношение нарушается в сторону увеличения FeO—11% и уменьшения MgO — 8%). Отчетливо видно уменьшение количества окислов группы железа, Mg и Mn от пород более основных к более кислым. В этом же направлении наблюдается увеличение содержания окисла CaO: от 21% для основных пород до 24% — для известняка. Количество щелочей (Na₂O и K₂O) в диопсидах несколько выше, чем в гиперстене, и в сумме составляет 0,4—1% (табл. 3, 4).

Химический состав диопсидов

Таблица 4

Окисел	1			2			3			4		
	Вес, %	Мол. кол.	Число ат. кат.	Вес, %	Мол. кол.	Число ат. кат.	Вес, %	Мол. кол.	Число ат. кат.	Вес, %	Мол. кол.	Число ат. кат.
SiO ₂	50,40	839	1,91	49,47	824	1,88	50,18	836	1,93	50,84	847	1,90
TiO ₂	0,42	5	0,01	0,25	4	0,01	0,36	5	0,01	0,09	1	0,001
Al ₂ O ₃	0,44	8	0,02	2,57	50	0,11	0,3	6	0,01	2,11	42	0,09
Fe ₂ O ₃	2,08	26	0,06	3,04	58	0,09	0,96	12	0,03	0,98	12	0,03
FeO	11,13	154	0,35	9,48	132	0,30	14,36	200	0,46	9,94	138	0,31
MnO	0,36	5	0,01	1,14	15	0,03	0,26	4	0,01	0,14	2	0,004
MgO	11,84	293	0,67	9,55	237	0,54	8,26	205	0,47	10,79	268	0,60
CaO	21,37	382	0,87	22,40	396	0,91	23,59	418	0,96	24,07	430	0,97
Na ₂ O	0,67	11	0,02	0,78	26	0,06	0,47	22	0,04	0,30	10	0,02
K ₂ O	0,48	5	0,01	0,08	2	0,004	0,43	8	0,02	0,11	2	0,004
P ₂ O ₅	0,04	—	—	0,06	—	—	0,06	—	—	—	—	—
SO ₃	0,16	—	—	0,21	—	—	0,14	—	—	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	0,13	—	—	—	—	—	0,02	—	—
П. п. п.	0,86	94	0,21	0,85	94	0,21	0,99	112	0,26	0,94	104	0,23
Сумма	100,25			100,05			100,36			100,33		
Уд. вес	3,466			3,43			3,358			3,392		
Общий делитель			439,3			437,5			434,5			445,5

1—(Ca_{0,87}·Mg_{0,67}·Fe_{0,35}²⁺·Fe_{0,06}³⁺·Mn_{0,01}·Na_{0,02}·K_{0,01})_{1,99}(Si_{0,91}·Ti_{0,01}·Al_{0,02})_{1,94}·0,10 H₂O; диопсид из двупироксенового гнейса с. Забужье, обр. 6181/2; аналитик А. Служенко; 2—(Ca_{0,91}·Mg_{0,54}·Fe_{0,30}²⁺·Fe_{0,03}³⁺·Mn_{0,03}·Na_{0,06}·K_{0,04})_{1,93}(Si_{1,88}·Ti_{0,01}·Al_{0,11})_{2,00}·0,10 H₂O; диопсид из диопсидового гнейса из с. Райгород, обр. 6146/5; аналитик А. Служенко; 3—(Ca_{0,96}·Mg_{0,47}·Fe_{0,46}²⁺·Fe_{0,03}³⁺·Na_{0,04}·K_{0,02}·Mn_{0,01})_{1,99}·(Si_{1,93}·Ti_{0,01}·Al_{0,01})_{1,95}·0,13 H₂O; диопсид из диопсид-скаполитового гнейса с. Никифоровка, обр. 6128/1; аналитик А. Служенко; 4—(Ca_{0,97}·Mg_{0,60}·Fe_{0,31}²⁺·Fe_{0,03}³⁺·Na_{0,02})_{1,93}·(Si_{1,90}·Ti_{0,001}·Al_{0,09})_{1,99}·0,12 H₂O; диопсид из кристаллического известняка с. Тывров, обр. 36/2; аналитик Л. А. Стеценко.

При сопоставлении химических анализов гиперстена и оптических свойств минерала четко выявляется прямая зависимость показателей преломления от содержания Fe^{2+} в минерале, что установлено ранее многими исследователями [2, 4—6].

Связь между содержанием Fe^{2+} и Mg^{2+} почти линейная, отрицательная, что и следовало ожидать при совершенном изоморфизме этих ионов вследствие равенства зарядов и близости ионных радиусов. Плеохроизм гиперстенов зависит от присутствия в минерале окиси железа. А. И. Цветков [7] экспериментально доказал, что с увеличением окиси железа в Fe-окисных агвитах наблюдалось явление нарастающего плеохроизма.

Окраска и плеохроизм диопсидов, по всей вероятности, зависят от количества окислов Al_2O_3 и FeO. Отмечено, что густую зеленую окраску имеют диопсиды, содержащие 9—10% FeO и 2—2,5% Al_2O_3 , слабую зеленоватую окраску — остальные диопсиды, у которых почти нет Al_2O_3 (0,3—0,4%) и количество FeO возрастает до 11—14%.

Количество кальция в диопсидах увеличивается от пород основного ряда к породам диопсид-скаполитового состава и кристаллического известняка. Угол оптических осей моноклиновых пироксенов увеличивается с повышением содержания окиси кальция.

Таким образом, изучение пироксенов из пород чарнокитовой серии Верхнего Побужья показывает, что эти минералы имеют определенные, в той или иной мере устойчивые особенности, которые отличают их от тех же минералов в других петрографических комплексах. Оптические различия пироксенов во многих случаях обусловлены изменениями химического состава минерала. Однако эта зависимость не всегда отчетливо выявляется; связь химизма, оптических свойств и кристаллической структуры пироксенов может быть более определенно установлена при рентгеноструктурном изучении этой группы минералов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безбородько Н. И. Кристаллические породы окрестностей г. Винницы на Подолии, К., 1926.
2. Добрецов Н. Л. — Зап. Всес. минер. об-ва, 1979, 88, 6.
3. Костюк В. П. Парагенетический анализ кристаллических пород Подолии в районе г. Винницы, Изд-во АН УССР, К., 1955.
4. Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы, Гостеол-издат, М., 1949.
5. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов, изд. Львов. гос. ун-та, 1949.
6. Соболев В. С. — Минерал. сб. Львов. геол. об-ва, 1950, 4, 4—19.
7. Цветков А. И. — Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, М., 1951, 138, 41.

COMPOSITION AND PROPERTIES OF PYROXENES FROM THE CHARNOKITIC ROCKS OF THE UPPER BUG AREA

Summary

Orthopyroxenes and clinopyroxenes were studied from the Charnokitic rocks of the Upper Bug area. The optical and chemical characteristics of the pyroxenes are given; the species of hypersthene and diopsides from different rocks of the Charnokitic series are distinguished; a dependence of the change in the optical properties on the chemical composition was found.

ВОЛОКНИСТЫЕ И СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ИХ АМФИБОЛЫ ЧЕРТОМЛЫКСКО-СОЛЕНОВСКОГО РАЙОНА

В последние годы в геологической литературе об Украинском щите появился ряд работ о находках амфиболовых асбестов. Это не случайно, поскольку интерес к данному минералу со стороны промышленности в настоящее время растет [1]. Чаще всего находки амфибол-асбестов относятся к району Кривого Рога [2, 6, 8, 10]. Более редки сведения об их присутствии в других районах щита (Сурской магнитной аномалии [7] и Приазовья [5]).

В результате геологических исследований, проведенных в Чертомлыкско-Соленовском районе, здесь также были обнаружены амфиболовые асбесты, относящиеся к двум минералогическим видам — антофиллиту и куммингтониту. Описанию этих находок посвящена настоящая статья.

В структурно-геологическом отношении описываемый район входит в Базавлукскую структурную зону, образуя ее южную часть. На севере зоны выделяются Верховцевский и Сурский районы.

Чертомлыкско-Соленовский район сложен глубоко метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами, относящимися к четырем формациям: 1) метабазитовой; 2) сланцево-кератофировой; 3) ультрабазитовой и 4) джеспилитовой.

Наиболее широко распространены породы метабазитовой формации, представленные амфиболитами, апоспилитами, эпидиабазами, эпидозитами, апотуфами, микрогнейсами, зелеными сланцами эпидото-карбонато-хлоритового состава и др.

Достаточно часто встречаются также породы сланцево-кератофировой формации, сложенной кварцевыми кератофирами, апокератофирами и их туфами, альбититами, порфироидами, кварцево-серицитовыми туфосланцами, туфо-песчаниками, квар-

цево-хлорито-серицитовыми, очковыми, биотито-серицито-кварцевыми сланцами и др.

Породы ультрабазитовой формации развиты в меньшей степени. В ее состав входят пироксениты (редко), серпентиниты, карбонато-тальковые породы, актинолититы, тремолититы и хлоритовые сланцы.

Наименее распространены породы джеспилитовой формации. Представлены они роговиками, содержащими хлорит, амфибол, биотит, магнетит, карбонат и кварц. С роговиками переслаиваются хлорито-биотито-кварцевые, хлорито-биотито-кварцево-альбитовые и амфиболо-биотито-кварцевые сланцы.

Роль амфиболов в указанных формациях неравнозначна. В метабазито-спилитовой формации они являются главными породообразующими минералами и представлены обыкновенной роговой обманкой. В ультрабазитовой формации они обычно занимают подчиненное положение и лишь в актинолититах и тремолититах выступают в качестве главного породообразующего минерала. В джеспилитовой формации амфиболы играют явно подчиненную роль.

Волокнистые амфиболы — антофиллит и куммингтонит связаны: первый с породами ультрабазитовой и второй — джеспилитовой формацией.

АМФИБОЛЫ УЛЬТРАБАЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Ультраосновные породы встречаются в Чертомлыкско-Соленовском районе довольно часто. Однако в неизменном виде (пироксениты) они чрезвычайно редки и обычно представлены глубоко метаморфизованными разностями: серпентинитами, карбонато-тальковыми, тремолитовыми и актинолитовыми породами. В обнажениях они наблюдаются в селах Шолохово, Усть-Каменке, по рекам Соленой, Базавлуку, в балке Чертомлык. Кроме того, они встречены в многочисленных скважинах.

Залегают ультрабазиты обычно среди амфиболитов и микрогнейсов в краевых частях массива метаморфических пород в виде пластовых и косесекущих интрузий. Длина наиболее крупных тел составляет 1000 м и более, ширина — 200—300 м.

Ранее В. Л. Бойко [3] отмечал симметричную зональность ультрабазитов Усть-Каменского участка. Геолог А. Г. Виноградский такую же зональность наблюдал у всех проявлений ультрабазитов района. В центре крупных тел находятся серпентинизированные перидотиты или серпентиниты с реликтами оливина; далее последовательно сменяются зоны: карбонато-тальковая, актинолитовая и хлорито-биотитовая. При выклинивании или уменьшении мощности залегания выпадают зоны, начиная от

центра в указанной последовательности. Между названными породами зон нет резкой границы, и они сменяются постепенно, образуя серию переходных пород серпентино-талькового, карбонато-тальково-актинолитового и актинолито-хлоритового составов. Иногда вместо актинолита выступает тремолит. Мощности зон меняются без определенных закономерностей в самых широких пределах.

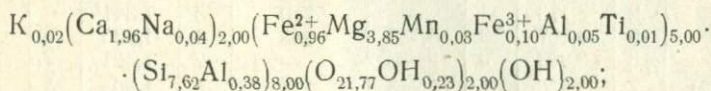
Амфиболы этой группы пород представлены главным образом актинолитом и тремолитом. Изредка встречается волокнистая разновидность — антофиллит-асбест.

Актинолит и тремолит встречаются в призматических, шестоватых и таблитчатых кристаллах, часто с хорошо образованными боковыми гранями. Их кристаллы в крупно- и среднезернистой разностях располагаются беспорядочно. Иногда наблюдаются сноповидные и веерообразные агрегаты зерен. Размеры кристаллов у крупнозернистых разностей достигают величины $2,0 \times 3,0$ мм, у среднезернистых — $0,5 \times 0,3$ мм.

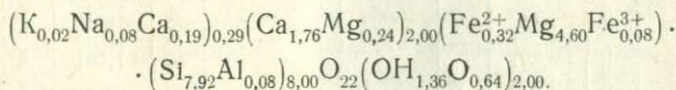
В шлифе актинолит либо слабо зеленоватый с едва заметным плеохроизмом, либо почти бесцветный; тремолит — бесцветный. Спайность совершенная по (110). Оптические константы актинолита: $N_g = 1,648 - 1,657$; $N_p = 1,622 - 1,635$; $N_g - N_p = 0,022 - 0,026$, $2V(-) = 79 - 83^\circ$, $cN_g = 16 - 19^\circ$. Оптические константы тремолита приведены в табл. 1.

Кристаллохимические формулы, полученные путем пересчета анализа актинолита на 13 катионов шестерной и четверной координации и анализа тремолита на 8 катионов четверной координации, следующие:

актинолит



тремолит



Дебаграммы тремолита и актинолита из породы, аналогичной той, из которой А. А. Макухиной [7] был выделен актинолит для химического анализа, даны в табл. 2. Обе дебаграммы очень сходны между собой, что свидетельствует о принадлежности минералов к одному и тому же структурному типу, выделенному И. В. Гинзбург и др. [4] под названием структурного типа тремолита-актинолита. Индексы отражения заимствованы у этих же авторов.

Химический состав и оптические константы актинолита и тремолита

Состав, показатель	Вес. %		Состав, показатель	Вес. %	
	Актинолит*	Тремолит**		Актинолит*	Тремолит**
SiO ₂	53,81	56,30	П. п. п.	2,44	2,62
TiO ₂	0,10	не обн.	SO ₃	—	0,21
Al ₂ O ₃	2,51	0,51	Сумма	99,45	100,26
Fe ₂ O ₃	1,00	0,83	f общ.	20,8	8,0
FeO	8,05	2,73	f	20,0	6,5
MgO	18,24	23,10	Ng	1,648 ± 0,002	1,633
MnO	0,20	0,34	Np	1,622 ± 0,002	1,610
CaO	12,88	12,94	Ng-Np	0,026	0,023
Na ₂ O	0,12	0,34	2 V (-)	78-83°	85°
K ₂ O	0,10	0,12	cNg	17-19°	17°
H ₂ O гигр.	—	0,22			

* По данным А. А. Макухиной [7].

** Аналитик А. В. Служенко.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния актинолита и тремолита

hkl	Актинолит		Тремолит		hkl	Актинолит		Тремолит	
	l	d _α	l	d _α		l	d _α	l	d _α
020	6	8,75	6	8,98	600	8	1,582	8	1,579
110	8	8,24	8	8,38	153	2	1,558	2	1,553
130	6	4,91	6	4,87	570; 353	3	1,532	3	1,528
040	4	4,53	4	4,51	—	6	1,515	6	1,512
220	3	4,17	3	4,20	0. 12. 0	6	1,504	6	1,501
131	3	3,885	4	3,890	—	3	1,470	3	1,465
131; 041	6	3,378	6	3,389	661	9	1,437	9	1,434
240	6	3,261	6	3,270	512	6	1,363	6	1,359
—	2	3,178	—	—	710	5	1,341	—	—
310	10	3,107	10	3,103	263	4	1,335	5	1,332
—	3	2,993	3	2,985	—	2	1,321	2	1,319
151; 221	7	2,938	7	2,943	114	5	1,308	5	1,305
330	5	2,798	5	2,800	—	7	1,294	7	1,293
331	10	2,717	10	2,706	—	4	1,278	4	1,276
061	5	2,590	5	2,584	—	4	1,267	4	1,264
202	8	2,531	8	2,540	—	6	1,198	6	1,195
350	2	2,381	—	—	—	3	1,161	3	1,159
351	6	2,336	6	2,327	—	—	—	2	1,147
171	3	2,281	3	2,275	—	—	—	1	1,087
261	5	2,165	5	2,158	—	5	1,080	5	1,079
202	2	2,039	2	2,035	—	5	1,074	5	1,072
351	4	2,012	4	2,010	—	4	1,052	4	1,050
370	2	1,968	2	1,992	—	7	1,047	7	1,045
510	2	1,884	2	1,888	—	3	1,032	2	1,036
242	3	1,867	3	1,861	—	3	1,031	2	1,030
530	3	1,813	3	1,810	—	—	—	2	1,026
—	3	1,745	3	1,748	—	—	—	1	0,991
—	4	1,686	4	1,682	—	6	0,982	6	0,980
461	6	1,648	6	1,647	—	6	0,980	6	0,978
1. 11. 0	4	1,618	4	1,616					

Волокнистый амфибол, как уже отмечалось, в породах этой формации представлен антофиллитом. Минерал обычно встречается в серпентинитах хризотило-антигоритового состава, в которых он выполняет трещины, иногда довольно широкие. Так, в одном случае скважина вышла из осадочных пород чехла в гнездо (или жилу) с асбестом и прошла по нему 15—20 см (скв. 13801).

В серпентинитах антофиллит обычно залегает перпендикулярно или под некоторым углом к стенкам трещин. Длина волокон достигает 4—5 см. Он легко расщепляется на тонкие волоски. В невыветрелых волокнах достаточно эластичен, что подтверждается также данными рентгено-структурных исследований. Рентгенограмма неподвижного волокна (рис. 1)

по своему типу отвечает лауэграмме эластичного асбеста, приведенной в работе Г. А. Сидоренко [9]. Однако встречаются также антофиллиты (скв. 13870), рентгенограммы которых отвечают по своему характеру рентгенограммам переходного типа от эластичных к ломким асбестам (рис. 2).

Окраска антофиллитового асбеста белая; иногда он имеет бурый цвет за счет гидроокислов железа. В шлифе бесцветный. Блеск минерала шелковистый.

Химический состав антофиллитового асбеста из описанного гнезда среди хризотило-антигоритовой породы, которое было вскрыто скв. 13801, следующий (в вес. %): SiO_2 —48,6; TiO_2 —следы; Al_2O_3 —1,81; Fe_2O_3 —12,24; FeO —9,13; MgO —23,08; MnO —0,28; CaO —0,28; Na_2O —не обн.; K_2O —не обн.; $\text{H}_2\text{O}_{\text{гипр.}}$ —0,38; P_2O_5 —0,06; SO_3 —0,09; CO_2 —0,50; п. п. п. —

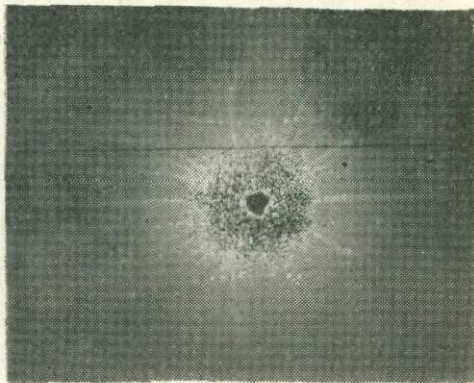


Рис. 1. Рентгенограмма неподвижного волокна эластичного антофиллита.

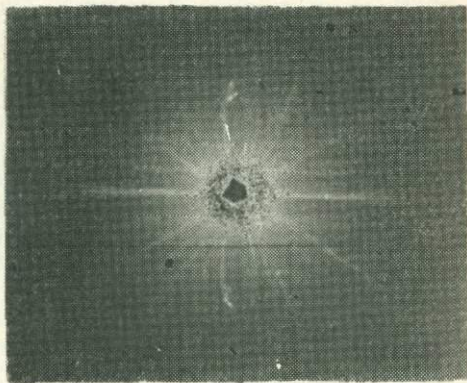
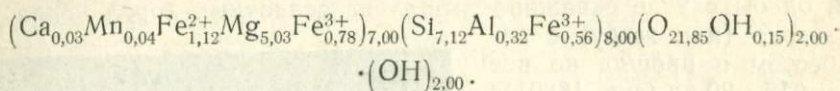


Рис. 2. Рентгенограмма неподвижного волокна слабо эластичного антофиллита.

4,19; сумма — 100,44 (анализ выполнен в химической лаборатории Института геологических наук аналитиком С. А. Панченко). Кристаллохимическая формула, полученная в результате пересчета на 15 катионов, имеет следующий вид:



Оптические свойства этого образца асбеста такие: $N_g = 1,643 \pm 0,002$; $N_p = 1,621 \pm 0,002$; $N_g - N_p = 0,022$; $cNg = 0$. Общая железистость равна 26,2.

Данные о межплоскостных расстояниях этого антофиллит-асбеста приведены в табл. 3. Индексирование выполнено по дан-

Таблица 3

Межплоскостные расстояния антофиллита

<i>I</i>	d_α	<i>hkl</i>	<i>I</i>	d_α	<i>hkl</i>
5	9,53	—	5	1,729	861; 812
8	8,39	210	4	1,693	—
6	5,07	230	2	1,654	—
6	4,49	040	7	1,619	961; 880; 2.11.0
8	4,19	420	8	1,584	053
3	3,91	131	2	1,564	—
9	3,68	321	2	1,550	17.0.0
4	3,36	331	4	1,514	10.6.1
9	3,25	440	9	1,501	0.12.0
10	3,05	610	9	1,416	11.0.2
6	2,855	521	6	1,363	663
8	2,820	251	4	1,328	12.6.1
7	2,698	351	2	1,317	14.1.0
5	2,600	161	6	1,292	2.12.2
9	2,551	202	1	1,276	4.04
3	2,508	451; 261	3	1,258	—
7	2,447	302	4	1,150	—
4	2,254	402	2	1,110	—
8	2,147	502	3	1,101	—
2	2,067	840	4	1,072	—
2	2,026	—	2	1,030	1,029
9	1,990	661	2	1,008	—
1	1,912	—	2	1,006	—
4	1,866	191	10	0,996	—
6	1,839	860	2	0,982	—

ным И. В. Гинзбург и др. [4]. Его дифрактограмма в сравнении с дифрактограммой описанного далее куммингтонит-асбеста

изображена на рис. 3. Весь комплекс данных о составе и свойствах изученного волокнистого амфибола не оставляет сомнения в его принадлежности к антофиллиту.

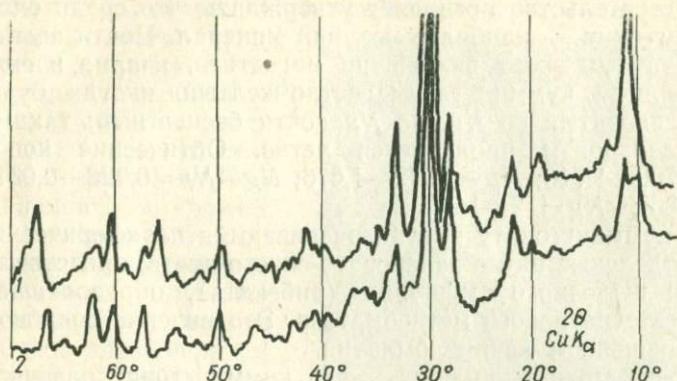


Рис. 3. Дифрактограмма куммингтонита (1) и антофиллита (2).

АМФИБОЛЫ ДЖЕСПИЛИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Амфиболы джеспилитовой формации связаны с железистыми роговиками. Последние на территории изученного района распространены ограниченно. В юго-восточной его части находится так называемая Чертомлыкская магнитная аномалия, которая вызвана присутствием пород данного типа. Железистые роговики образуют здесь две пачки с пятью пластами мощностью 20—100 м и длиной до 9 км.

По минеральному составу среди роговиков можно выделить две разновидности. В состав первой входят кварц (44—47%), карбонат (16—28%), магнетит (17—21%), биотит (6—14%), куммингтонит (5—13%), хлорит (2—5%), пирит и пирротин (0,5—6,0%). Роговики второй разновидности более редки, чем первой. В отличие от роговиков первой разновидности, в них нет биотита, нет куммингтонита и почти в два раза больше карбоната. Наличие куммингтонита в роговиках первой разновидности можно объяснить более высокой степенью метаморфизма, по сравнению с роговиками второй разновидности.

Куммингтонит в виде сноповидных, веерообразных, радиально-лучистых, тонкоигольчатых и спутанно-волокнистых агрегатов образует существенно куммингтонитовые или кварцево-хлорито-магнетито-куммингтонитовые и кварцево-биотито-куммингтонитовые прослои. Его кристаллы имеют форму очень удлиненных призм без конечных граней. Часто наблюдаются полисинтетические двойники. Размеры зерен варьируют от 0,03 до 2,0 мм в длину, реже длина игольчатых зерен достигает 5—10 мм.

В существенно куммингтонитовых прослоях куммингтонит обычно лежит в плоскости сланцеватости, в слоях с другими силикатами его зерна располагаются под различными углами. Это обстоятельство позволяет утверждать, что среди силикатов куммингтонит — наиболее поздний минерал. Почти всегда куммингтонит содержит включения магнетита, кварца и сидерита.

В шлифе куммингтонит светло-желтый, иногда буроватый или зеленоватый по Ng , по Np почти бесцветный; таким образом, плеохроизм проявляется четко. Оптические константы: $Ng=1,700-1,710$; $Np=1,672-1,676$; $Ng-Np=0,028-0,034$; $2V=81-86^\circ$; $cNg=12-14^\circ$.

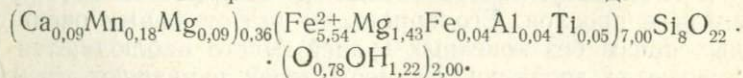
По куммингтониту иногда развиваются периферические каймы и отдельные пятна зеленовато-синего цвета, представляющие участки щелочного амфибола (рибекита), образовавшегося в результате натрового метасоматоза. Это явление сопровождается уменьшением двупреломления.

Иногда можно наблюдать, что куммингтонит развивается в силикатных и (реже) карбонатных прослоях, полностью замещая их. И наоборот, существуют участки, где видно, как новообразования карбоната и хлорита, в свою очередь, замещают куммингтонит. Куммингтониту изредка сопутствуют единичные зерна роговой обманки и актинолита.

Наряду с обычным куммингтонитом в роговиках встречается также волокнистая его разновидность. Так, в одном из прослоев зеленого биотито-кварцево-карбонатно-хлоритового сланца в 60 см от контакта с биотито-магнетито-хлорито-сидеритовым роговиком обнаружены две жилки, согласные со сланцеватостью мощностью 1,5 и 1,0 см. Сложены жилки куммингтонитовым асбестом.

У минерала светло-серая, почти белая окраска и шелковистый блеск. Он легко расщепляется на тончайшие волокна, эластичный. Длина волокон до 5,0 мм. Расположены они параллельно сланцеватости. Эластичный характер куммингтонитового асбеста подтверждается также рентгеновскими данными. По рентгенограмме волокна относятся к типу эластичного асбеста (рис. 4). В шлифе куммингтонитовый асбест бесцветен, в более толстых иглах он зеленоватый с едва заметным плеохроизмом.

Химический анализ неволоконистой и волокнистой разновидностей представлен в табл. 4. Кристаллохимическая формула неволоконистого куммингтонита получена в результате пересчета химического анализа на 8 катионов четверной координации, куда был отнесен только кремний. Она имеет такой вид:



Попытка пересчета анализа волокнистого куммингтонита на 15 или 8 катионов не увенчалась успехом. Во всех случаях по-

лучалась резкая недостача катионов шестерной координации. В связи с этим мы пересчитали анализ на 7 катионов шестерной координации, куда были включены Fe^{2+} , Mg , Mn , Fe^{3+} , Al и Ti . Поскольку при анализе оказалось довольно большое количество CO_2 , было сделано предположение о присутствии в образце карбоната. В связи с этим из пересчета были исключены CaO (полностью) и FeO в эквивалентном количестве к оставшемуся CO_2 . При пересчете остальных компонентов получился избыток кремния; вместо 8 катионов четверной координации — 8,63. Так как число катионов в четверном окружении кислородов в структуре амфиболов не может превышать 8, мы предположили, что избыток кремния в данном случае связан с примесью в анализируемом образце кварца, и отбросили излишнее по отношению к 8 его количество. Полученная в результате такого искусственного пересчета формула куммингтонитового асбеста имеет вид:

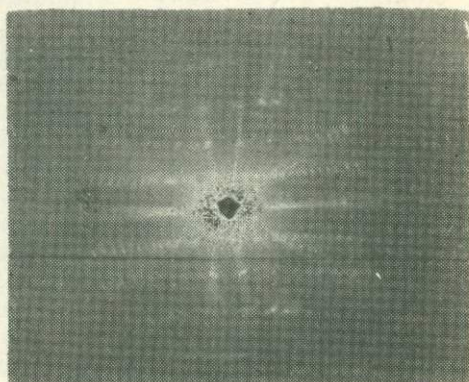


Рис. 4. Рентгенограмма неподвижного волокна эластичного куммингтонита.

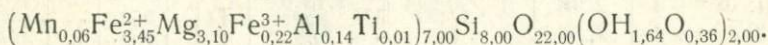


Таблица 4

Химический состав неволокнутого и волокнутого куммингтонита (скв. 22002)

Состав, показатель	Вес. %		Состав, показатель	Вес. %	
	Неволокну- тый кум- мингтонит*, гл. 380,3 м	Волокнистый кумингто- нит**, гл. 158,5 м		Неволокну- тый кум- мингтонит*, гл. 380,3 м	Волокнистый кумингто- нит**, гл. 158,5 м
SiO_2	48,66	51,18	P_2O_5	0,03	0,05
TiO_2	0,38	0,12	SO_3	0,37	0,09
Al_2O_3	0,04	0,74	CO_2	—	2,50
Fe_2O_3	0,25	1,83	П. п. п.	2,71	2,47
FeO	39,63	27,40	Сумма	100,34	100,27
MgO	6,19	12,35	$f_{общ}$	78,2	54,1
MnO	1,30	0,40	f	78,2	52,7
CaO	0,69	0,98	Ng	$1,710 \pm 0,002$	$1,676 \pm 0,002$
Na_2O	0,05	0,13	Np	$1,676 \pm 0,002$	$1,657 \pm 0,002$
K_2O			$Ng-Np$	0,034	0,019
H_2O^+	0,04	0,07			

Аналитики: *С. А. Панченко, ** Е. В. Романишина.

Рентгенограммы неволокнуистой и волокнуистой разновидности куммингтонита почти идентичны (табл. 5), хотя по составу эти различия существенно различны. Индицирование произведено по данным Клейна [11].

Таблица 5
Межплоскостные расстояния неволокнуистой и волокнуистой разновидностей куммингтонита (скв. 22002)

<i>hkl</i>	Неволокнуистый куммингтонит, гл. 380,3 м		Волокнуистый куммингтонит, гл. 158,5 м		<i>hkl</i>	Неволокнуистый куммингтонит, гл. 380,3 м		Волокнуистый куммингтонит, гл. 158,5 м	
	<i>I</i> *	<i>d_α</i>	<i>I</i>	<i>d_α</i>		<i>I</i>	<i>d_α</i>	<i>I</i>	<i>d_α</i>
020	5	8,86	5	8,86	512	1	1,686	2	1,673
110	10	8,43	10	8,20	461	7	1,662	7	1,649
001	1	5,27	—	—	1.11.0	4	1,639	4	1,625
111	3	4,92	2	4,70	153	5	1,600	5	1,594
040; 200	3	4,65	2	4,54	402; 2.10.1	3	1,585	3	1,575
220	4	4,19	3	4,19	600	3	1,553	3	1,543
131	5	3,92	4	3,90	353	6	1,522	6	1,515
131	6	3,49	3	3,48	3.11.0	4	1,471	3	1,463
—	—	—	4	3,42	4.10.1	1	1,437	1	1,427
240*	7	3,28	5	3,25	661	9	1,405	9	1,397
310; 060	10	3,07	10	3,04	512; 463	5	1,385	5	1,368
221	3	3,01	3	2,995	1.13.1	2	1,344	—	—
151	10	2,774	10	2,748	662	2	1,334	2	1,320
061	8	2,646	8	2,629	2.12.2	9	1,303	9	1,296
202	9	2,523	9	2,518	4.12.0	4	1,277	4	1,269
351; 080	4	2,304	3	2,286	404	1	1,253	—	—
312	4	2,221	—	—	373	1	1,234	1	1,228
261; 242	6	2,202	5	2,202	642	5	1,185	5	1,179
202; 081	5	2,104	5	2,094	314	1	1,121	1	1,115
351	4	2,044	3	2,027	4.12.12	1	1,099	2	1,092
402	3	1,956	2	1,945	5.11.2	3	1,066	3	1,061
422	1	1,910	—	—	7.11.0	5	1,042	2	1,040
191	1	1,887	1	1,872	—	—	—	5	1,034
460	1	1,854	—	—	—	2	1,027	2	1,022
371	2	1,793	2	1,782	—	6	1,016	6	1,012
372	1	1,713	2	1,704	—	5	0,998	4	0,994

Сравнивая составы неволокнуистого и волокнуистого амфиболов, образовавшихся в одних и тех же породах, но различным путем, необходимо отметить различную железистость того и другого. Если железистость первого равна 78,2, то второго — 54,1. Залегание волокнуистого антофиллита в виде жил в трещинах свидетельствует об инфильтрационном его происхождении, в то время как неволокнуистый куммингтонит образовался метаморфическим путем без существенного перемещения составляющих его компонентов. Значительно более низкая железистость

куммингтонит-асбеста подчеркивает сравнительно низкую подвижность железа по отношению к магнию в тех термодинамических условиях, в которых происходило образование этого минерала.

Проведенные нами исследования, а также анализ имеющегося литературного материала по распространению амфиболовых асбестов в породах Украинского щита позволяют сделать вывод о присутствии здесь асбестов трех типов — антофиллитового, куммингтонитового и крокидолитового. Другие типы асбестов пока не установлены.

Первый из них приурочен к породам ультрабазитовой формации, относительно бедных железом и богатых магнием, второй и третий — к породам джеспилитовой формации, наоборот, богатых железом и бедных магнием. Подобное распределение минералогических типов антофиллитовых и куммингтонитовых амфиболовых асбестов по типам пород вполне закономерно и легко объяснимо с позиций кристаллохимии ромбической и моноклинной разностей бескальциевых амфиболов, как это было показано недавно Уиттакером [12].

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев Ю. К. — В кн.: Геохимия, минералогия, петрография. 1962, Изд-во АН СССР, М., 1964.
2. Белевцев Я. Н. и др. — ДАН СССР, 1955, 104, 3, 470—473.
3. Бойко В. Л., Куковський Є. Г. — В кн.: Питання геохімії, мінералогії і петрографії. Вид-во АН УРСР, 1963.
4. Гинзбург И. В. и др. — Тр. Мин. музея. 1961, 12, 3—33.
5. Гоголь Л. П., Зарицкий А. Г. — Геол. журн., 1964, 24, 2, 82.
6. Куман В. Є. — Геол. журн., 1960, 20, 3, 68—71.
7. Макухіна Г. О. — В кн.: Матеріали з мінералогії України. Вид-во АН УРСР, К., 1960.
8. Тохтуев Г. В. и др. — В кн.: Химический состав и внутреннее строение минералов. «Наукова думка», К., 1964.
9. Сидоренко Г. А. — Минеральное сырье, 1962, 5, 110—121.
10. Ушакова С. П. и др. — В кн.: Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии. Изд-во АН УССР, К., 1963.
11. Klein C. — American Mineralogist, 1964, 49, 963—982.
12. Whittaker E. J. — Acta Crystallographica, 1960, 13, 291—298.

V. L. VOIKO, A. L. LITVIN

FIBROUS AND ASSOCIATED AMPHIBOLES FROM CHERTOMLYK-SOLENAYA REGION

Summary

Two mineralogical varieties of amphibole asbestos are found in the Chertomlyk-Solenaya region. Antophyllite asbestos occurs in low-ferrous rocks of ultrabasic formation, where it associates with tremolite and actinolite.

Cummingtonite asbestos is found with ferrous hornfelds of jaspilitic formation. It occurs in paragenesis with nonfibrous cummingtonite, which contains a greater percent of the grunerite molecule.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ИЗМЕНЕНИЕ СИЛЛИМАНИТСОДЕРЖАЩИХ ГНЕЙСОВ СЕВЕРО-ЛОЗОВАТСКОГО УЧАСТКА КРИВОГО РОГА

В северной части Криворожского железорудного бассейна Криворожским геологическим трестом пробурен ряд скважин по так называемому Лозоватскому профилю. Скважинами вскрыта толща гнейсовых пород, условно относимая к низам протерозоя. Изучение под микроскопом kernового материала показало, что силлиманит в этих породах, залегающих на сравнительно большой глубине от поверхности, почти полностью каолинизирован.

Силлиманитсодержащие гнейсы вскрыты скв. 9542 на глубине 144—161 м и скв. 9027 на глубине 491—496 м от поверхности. Мощность пачки силлиманитсодержащих гнейсов по керну составляет 5—17 м, а истинная мощность этих пород, вероятно, значительно меньше, так как, судя по слоистости, падение пород крутое.

Силлиманитсодержащие гнейсы по скв. 9542 перекрываются графито-гранато-биотитовыми гнейсами и гранатсодержащими кварцитами, характерной особенностью которых является их значительная пиритизация. Подстилаются силлиманитсодержащие гнейсы карбонатными породами. Таким образом, наличие кварцитов, высокоглиноземистых и карбонатных пород в разрезе толщи свидетельствует об их первичной осадочной природе.

Макроскопически силлиманитсодержащие породы темно-красного, серого и темно-серого цвета, причем красноватый оттенок придают породе гидроокислы железа, а темно-серый и серый цвет — графит.

По минеральному составу порода представляет собой графито-гранато-силлиманитовый гнейс, чаще всего сланцеватой тонкослоистой текстуры, которая подчеркивается обособлением в отдельные прослои графита и биотита. Реже можно наблюдать очковую текстуру, которая обусловлена наличием в породе

развальцованных зерен граната, облекаемых чешуйками биотита и графита.

При микроскопическом изучении установлено, что преобладает гетеробластовая структура породы, реже — порфиробластовая с гетеробластовой и лепидобластовой основной тканью породы.

Химический анализ породы, выполненный аналитиком ИМП АН УССР Р. В. Романенко, показал следующее содержание окислов (в %): SiO_2 —49,83, TiO_2 —0,73, Al_2O_3 —27,85, Fe_2O_3 —0,32, FeO —2,59, CaO —0,40, MgO —1,79, Na_2O —0,29, K_2O —4,80, P_2O_5 —0,03, SO_3 —0,36, H_2O —1,77, п. п. п.—9,72, сумма — 100,48.

Минералогический состав описываемых пород довольно однообразен. Главными породообразующими минералами являются калиевый полевой шпат, кварц, биотит, графит, плагиоклаз, гранат и силлиманит; второстепенные минералы представлены цирконом, вторичные — хлоритом, серицитом и каолинитом.

Калиевый полевой шпат образует чаще всего неправильные, реже изометричные зерна размером 0,2—6 мм. В большинстве случаев зерна имеют микроклиновую решетку, причем в одних случаях решетка с четкими и прямыми плоскостями срастания двойников проявлена на всей площади зерна, а в других — распределение решетки по зерну пятнистого характера. Такую неоднородность двойникования микроклина можно, по-видимому, объяснить неоднородностью химического состава минерала в различных участках зерна. В виде включений в микроклине встречаются биотит, силлиманит и кварц, что свидетельствует о более позднем образовании его по сравнению с указанными минералами. Вторичные изменения микроклина выражаются в каолинизации и реже в серицитизации зерен. Содержание этого минерала в породе колеблется в пределах 15—45%.

Кварц встречается чаще всего в виде изометричных, реже неправильных зерен размером 0,1—4 мм. Включения в кварце представлены силлиманитом, и в одном случае встречено зерно кварца с включенным в него зерном микроклина. Кварц иногда разбит системой неправильных трещин, заполненных каолинитом. Содержание кварца в породе колеблется в пределах 10—35%.

Биотит образует пластинки и чешуйки коричневого и темно-коричневого цвета размером 0,1—3 мм. Плеохроизм биотита по *Ng* — темно-бурый, по *Np* — светло-бурый. Распределение биотита в породе прослойное, редко гнездовое. Часто можно наблюдать, что биотит тесно ассоциирует с графитом и оба эти минерала образуют лапчатые агрегаты (рис. 1).

В виде включений в биотите чаще всего встречается силлиманит и реже циркон, вокруг которого образуются хорошо выраженные плеохроичные дворики. Силлиманит, ассоциирующий с биотитом, почти всегда целиком каолинизирован. Судя по

идiomорфизму и взаимоотношениям силлиманита и биотита (рис. 2), можно сделать вывод, что силлиманит более ранний минерал, чем биотит. Содержание биотита в породе колеблется в пределах 5—35%.

В иммерсионных жидкостях были определены показатели преломления у нескольких зерен биотита, а по диаграмме В. С. Соболева [2] вычислена их железистость. Результаты определения показателей преломления биотитов и их железистость приведены в табл. 1.

Т а б л и ц а 1
Результаты определения показателей преломления биотитов иммерсионным методом и их железистость

№ образца	$N_g \approx N_p$	Железистость (в %), определенная по диаграмме В. С. Соболева [2]
3004	$0,630 \pm 0,002$	37
3006	$0,619 \pm 0,002$	30
3008	$0,619 \pm 0,002$	30
3011	$0,617 \pm 0,002$	26

Результаты химического анализа мономинеральной фракции биотита из пробы 3004 (аналитик А. Я. Домбровская — ИМР АН УССР) и расчет кристаллической формулы, а также железистость биотита приведены в табл. 2.

Данные химического анализа и расчет кристаллохимической формулы показывают, что теоретический состав биотита гнейсов несколько отличается от такового минералов группы биотита. В биотите отмечается избыток алюминия и недостаток кремния. Поэтому при выводе формулы биотита недостающее количество кремния в кремнекислородных тетраэдрах пришлось компенсировать алюминием. Оставшийся от заполнения кремнекислородных тетраэдров алюминий вошел в октаэдрические слои, изоморфно замещая магний. Недостаток калия и его заместителей в биотите объясняется, по-видимому, неполным выделением щелочей при анализе. Следует также отметить, что при пересчете анализа учитывалась вода, выделившаяся при температуре ниже 110°C; однако с учетом даже этой воды наблюдается недостаток ионов ОН, что компенсировалось в формуле кислородом.

По составу трехвалентных ионов в октаэдрических слоях исследуемый биотит можно отнести к алюмобиотитам; с другой стороны, по характеру двухвалентных ионов в тех же слоях правильнее его назвать магниально-железистым биотитом. Высокое содержание Al в биотите находится в соответствии с общей высокой глиноземистостью исследуемых пород, о чем свидетельствует приведенный химический анализ.



Рис. 1. Лопчатые агрегаты графита (черные) и биотита (темно-серые) в силлиманитсодержащем гнейсе. Диаметр поля зрения 1 мм. Без анализатора.

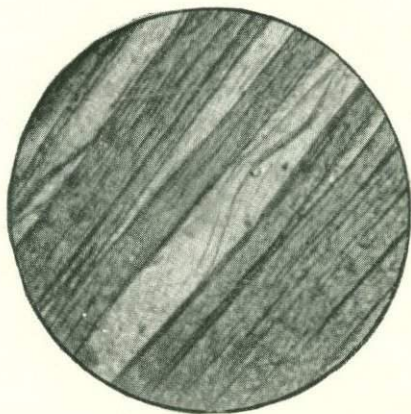


Рис. 2. Кристаллы каолинизированного силлиманита (светло-серые) среди чешуек биотита (темно-серые) в силлиманитсодержащем гнейсе. Диаметр поля зрения 5 мм. Без анализатора.

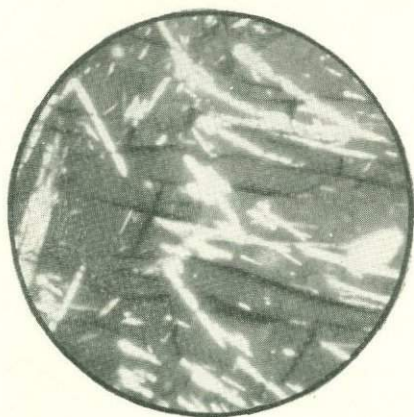


Рис. 3. Игольчатые кристаллы силлиманита и округлое зерно кварца в гранате. Диаметр поля зрения 1 мм. С анализатором.

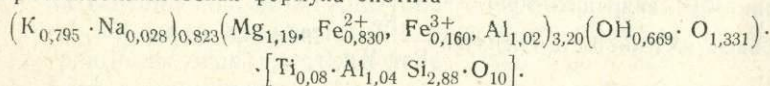
Необходимо также отметить, что железистость биотита, полученная расчетным методом, выше, чем железистость, определенная по показателю преломления на диаграмме В. С. Соболева [2].

Графит встречается чаще всего в виде чешуек, реже — лопчатых агрегатов размером 0,3—1,2 мм. Концентрируется в про-

Таблица 2
Химический состав и расчет кристаллохимической формулы биотита (обр. 3004)

Состав	Вес %	Мол. кол.	Ат. кол. кислорода	Число атомов кислорода, рассчитанное на 12	Ат. кол. катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	36,58	609	1218	5,75	609	2,88
TiO ₂	1,34	17	34	0,16	17	0,080
Al ₂ O ₃	22,24	218	654	3,09	436	2,06
Fe ₂ O ₃	2,74	17	51	0,240	34	0,160
FeO	12,64	176	176	0,831	176	0,830
MnO	0,07	—	—	—	—	—
CaO	Нет	—	—	—	—	—
MgO	10,16	251	251	1,19	251	1,19
Na ₂ O	0,22	3	3	0,014	6	0,028
K ₂ O	7,94	84	84	0,397	168	0,795
P ₂ O ₅	0,03	—	—	—	—	—
SO ₃	0,87	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,16	9	9	0,042	18	0,084
H ₂ O ⁻	1,12	62	62	0,293	124	0,585
П. п. п.	4,31	—	—	—	—	—
Сумма	100,42	—	2542:12= =211,8	12,007	—	—

Кристаллохимическая формула биотита



Общая железистость биотита:

$$\frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100 = 43,5 \text{ ат. \%}$$

слои, располагающиеся согласно сланцеватости пород. Содержание графита — от единичных зерен до 5%.

Гранат встречается в виде изометричных зерен размером 0,2—0,8 мм. В шлифе 3009 встречен аномальный гранат. В виде включений в гранате присутствуют кварц, полевой шпат, биотит и силлиманит (рис. 3), т. е. все ранее образовавшиеся минералы. Содержание граната в породе — до 5%.

Аналитиком А. Л. Домбровской был произведен химический анализ граната из пробы 3006. Полученные результаты по содержанию окислов в гранате, расчет его кристаллохимической

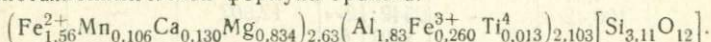
формулы, содержание компонентов и железистости приводятся в табл. 3. В табл. 4 приведены рентгенометрический анализ граната (произведен инж. Д. И. Бугаенко), а также индексы граней, рассчитанные методом переменного масштаба, и расчетный параметр элементарной ячейки ($a_{\text{ср}}$).

Таблица 3

Химический состав и расчет кристаллохимической формулы граната (обр. 3006)

Состав	Вес. %	Мол. кол.	Ат. кол. кислорода	Число атомов кислорода, рассчитанное на 12	Ат. кол. катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	40,34	671	1342	6,21	671	3,11
TiO ₂	0,18	3	6	0,027	3	0,013
Al ₂ O ₃	20,23	198	594	2,75	396	1,83
Fe ₂ O ₃	4,47	28	84	0,388	56	0,260
FeO	24,39	337	337	1,56	337	1,56
MnO	1,62	23	23	0,106	23	0,106
CaO	1,55	28	28	0,13	28	0,130
MgO	7,25	180	180	0,834	180	0,834
Na ₂ O	0,07	—	—	—	—	—
K ₂ O	0,06	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,04	—	—	—	—	—
H ₂ O _{105°}	0,16	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,13	—	—	—	—	—
Сумма	100,49	—	2594:12= =216,16	12,005	—	—

Кристаллохимическая формула граната:



Молекулярный состав граната (в %): альмандин—59,3, пироп—31,7, спескартин—4,03, андрадит—4,95.

Общая железистость граната: $\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}} \cdot 100 = 68,5$ ат. %.

Расчет молекулярного состава граната показывает, что в его состав входят главным образом альмандиновая и пироповая молекулы, причем содержание пироповой молекулы составляет 31,7%. Такой состав граната, а также высокая железистость подтверждают высокотемпературные условия его образования.

Силлиманит встречается в виде призматических и игольчатых кристаллов.

Призматический силлиманит в проходящем свете бесцветен, причем часто наблюдаются явления псевдохроизма, обусловленные высоким коэффициентом преломления. Угасание минерала прямое, удлинение положительное, двупреломление порядка 0,023—0,025. Включения чаще всего представлены кварцем, полевым шпатом, реже цирконом, который при метамиктном распаде увеличивается в объеме, с чем связано образование вокруг

него трещин в кристалле силлиманита. Содержание силлиманита в породе — от единичных зерен до 10%.

В большинстве случаев кристаллы силлиманита полностью каолинизированы, и в шлифе можно только в редких случаях наблюдать отдельные сегменты призматических кристаллов, со-

Таблица 4

Рентгенометрический анализ граната (обр. 3006)

№ п. п.	<i>l</i>	$\frac{d_x}{n}$	Индексы граней	№ п. п.	<i>l</i>	$\frac{d_x}{n}$	Индексы граней
1	2	3,36	222	19	2	(1,387)	821; 742
2	2	(3,18)	320	20	1	1,352	822; 660
3	7	2,88	400	21	0,5	1,335	831; 752; 743
4	10	2,57	420	22	6	1,228	840
5	2	2,46	332	23	8	1,526	842
6	3	2,35	422	24	6	1,229	664
7	3	2,26	510; 431	25	3	1,214	930; 851; 754
8	3	2,10	521	26	3	1,181	932; 763
9	1	(2,07)	440	27	3	1,162	941, 853; 770
10	5	1,869	611; 632	28	2	1,129	10.2.0; 862
11	1	(1,837)	620	29	2	(1,119)	10.2.1; 854
12	2	(1,761)	533	30	0,5	1,096	10.3.1; 952; 765
13	3	1,700	631	31	10	1,068	10.4.0; 864
14	4	1,658	444	32	10	1,051	10.4.2
15	8	1,600	640	33	1	1,043	11.0; 962; 766
16	9	1,540	642	34	3	(1,030)	11.2.0; 10.50;
17	3	1,439	800				10.4.3; 865
18	2	1,424	810; 740; 652	35	9	1,017	880

Параметр элементарной ячейки $a_{cp}=11,524$ кХ.

хранившиеся от разложения. Полностью каолинизированное зерно обычно сохраняет шестоватую форму кристалла силлиманита. Процесс каолинизации протекает вначале по поперечным трещинам отдельности, а затем охватывает все зерно. В результате каолинизации образуется смесь, состоящая из каолинита и мельчайших зерен кварца. В редких случаях по силлиманиту развивается серицит.

Плагиоклаз встречается в одном шлифе в виде неправильных и изометричных зерен. По углу симметричного угасания (-16 , -17°) его можно отнести к олигоклазу. Двойниковые полоски невыдержанные и зачастую выклиниваются. Размер зерен плагиоклаза 0,3—0,8 мм. Содержание плагиоклаза в породе данного образца не превышает 1—2%.

Циркон представлен бочонковидными кристаллами светлого цвета, размеры — от сотых долей до 0,1 мм. Содержится в аксессуарных количествах.

Хлорит встречается в виде чешуек светло-зеленого цвета в калишпате, а также в виде прожилков, рассекающих породу. Плеохроирует минерал в зеленых тонах, двупреломление поряд-

ка 0,002—0,004 с характерным аномальным синим цветом. Размер зерен 0,1—0,2 мм.

Серицит образуется в некоторых случаях по калишпату и силлиманиту, как это было уже отмечено.

Каолинит встречается чаще всего в виде волокнистых агрегатов, реже в виде чешуек светло-зеленого цвета. В большинстве случаев образуется по силлиманиту, реже по полевому шпату, а иногда выполняет трещины в породе и минералах. Двупреломление минерала порядка 0,008—0,007. Содержание каолинита в шлифе заметно изменяется и составляет 5—50%.

Для более точного определения минерала были применены термографический и рентгенометрический методы. Материал для этих исследований отобран из каолинизированных зерен силлиманита, но отмучивание его не производилось в связи с трудностью отбора достаточного для этой операции количества материала.

Рентгенометрический анализ отобранной пробы был произведен в лаборатории ИМП АН УССР Р. Г. Сизовой при следующих условиях съемки: Fe-излучение, 40 мв, 12 ма, диаметр камеры — 57,3 мм, диаметр образца — 0,5 мм, экспозиция 9 ч. При этих условиях рентгенограмма показала наличие в образце значительной примеси кварца и только две наиболее интенсивные линии, принадлежащие каолиниту, параметры которых таковы:

Линии	<i>l</i>	$\frac{d_a}{n}$	Индексы граней
1	5	7,2	012
2	10	1,488	060

Термический анализ каолинита был выполнен дважды при различной скорости нагревания. На рис. 4 приводятся результаты анализа и эталонная дифференциальная кривая нагревания каолинита. Кривые нагревания исследуемого каолинита при сравнении с эталонной кривой показывают некоторое температурное смещение эндотермических и экзотермических эффектов, что следует объяснить различием в скорости нагревания образцов. Появление эндотермического эффекта при температуре 103 и 115° С у исследуемых образцов связано, вероятно, с выделением адсорбционной воды. Таким образом, термический и рентгенометрический анализы подтверждают правильность оптических методов определения минерала и отнесения его к каолиниту.

В результате микроскопического изучения породы можно отметить следующую последовательность выделения минералов: наиболее ранние — циркон, полевои шпат и кварц; к более поздним относятся биотит, силлиманит, и самым поздним является гранат, включающий в себя все ранее образованные минералы.

Порода подвергалась калиевому метасоматозу и окварцеванию, о чем свидетельствуют такие явления, как образование крупных порфиробластов полевого шпата, а также наличие зерен кварца внутри зерен полевого шпата и в некоторых случаях, наоборот, зерен полевого шпата внутри зерен кварца.

Рассматривая вопрос о превращении силлиманита в каолинит, необходимо прежде всего отметить его чрезвычайную устойчивость в обычных условиях к процессам выветривания, вследствие чего силлиманит часто накапливается в россыпях, иногда образуя промышленные скопления. Это обстоятельство свидетельствует о том, что, по-видимому, существовали какие-то особые условия для описываемых пород, при которых силлиманит легко разрушался с образованием каолинита.

Впервые на процессы изменения силлиманита и превращение его в слюдистый или в каолиноподобный продукт указал А. К. Болдырев [1]. После этого появляется ряд работ, в которых отмечают вторичные превращения силлиманита в каолинит, но процесс этих преобразований не описывался.

Превращение силлиманита в каолинит в породах Северо-Лозоватского участка обусловило, по нашему мнению, два фактора. Это, во-первых, интенсивное развитие дислокационных процессов, в связи с чем в породах образовались многочисленные трещины, способствовавшие проникновению в них гипергенных растворов, и, во-вторых, залегание на силлиманитсодержащих породах кварцитов и гнейсов, обогащенных пиритом.

Механизм процесса превращения силлиманита в каолинит представляется в следующем виде. Поверхностные растворы, просачиваясь сквозь толщу пиритсодержащих пород, становились кислыми в результате разложения пирита и образования H_2SO_4 . Такой раствор слабой H_2SO_4 , попадая в толщу силлиманитсодержащих пород, воздействовал на силлиманит по следующей реакции:

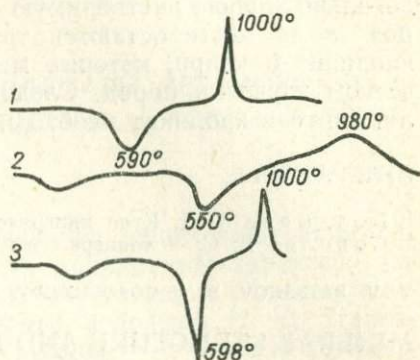
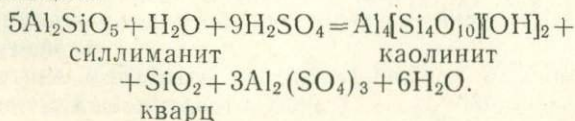


Рис. 4. Дифференциальные кривые нагревания каолинита:

1 — эталонная дифференциальная кривая каолинита; 2 — дифференциальная кривая исследуемого каолинита при скорости нагревания 18 град/мин; 3 — дифференциальная кривая исследуемого каолинита при скорости нагревания 55 град/мин.

Как видно из приведенной реакции, серная кислота, образующаяся при окислении пирита в условиях водной среды, взаимодействует с силлиманитом с образованием каолинита, кварца и $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3$. Ввиду того, что указанная реакция происходит в условиях открытой системы, то $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3$, представляя довольно хорошо растворимую соль, выносится с водным раствором, а на месте остаются трудно растворимые продукты — каолинит и кварц, которые мы и наблюдали при микроскопическом изучении пород. Следовательно, для превращения силлиманита в каолинит необходима кислая среда.

ЛИТЕРАТУРА

1. Болдырев А. К. Курс минералогии, ОНТИ, 1936.
2. Соболев В. С. — Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, 4, 4—19.

V. V. BAYRAKOV, B. I. GOROSHNIKOV

MINERAL STRUCTURE AND CHANGE IN THE SILLIMANITE GNEISSES OF THE SEVERO-LOZOVATSKY SECTION OF KRIVOY ROG

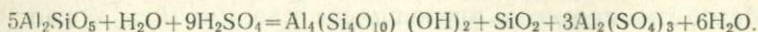
Summary

The results are presented of a petrographic and mineralogical study of the sillimanite gneisses of the Severo-Lozovatsky section of Krivoy Rog.

The optical and chemical properties of rock-forming minerals are described, particularly biotite and granite.

The calculation of the crystallochemical formulas and the ferruginosity is performed for these minerals. It should be noted that in spite of the great depth of occurrence of the sillimanite-containing gneisses from the surface (in one well — 144 m, in another — 491 m), the sillimanite in these rocks contains kaolinite.

The process of conversion of sillimanite into kaolinite is explained by the influence on the sillimanite gneiss of sulfate hypogene solutions, which are formed during seepage through overlying series of pyritized rocks according to the reaction:



АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД БАССЕЙНА р. ТОКМАКА (ПРИАЗОВЬЕ)

Акцессорные минералы справедливо привлекают внимание исследователей теми перспективами прикладного характера, которые открываются по мере их изучения. Однако бóльшая часть работ, начало которым на Украине положено И. Д. Царовским [3], посвящена изучению акцессоров интрузивных комплексов. Для метаморфических пород исследуемого района известна лишь небольшая статья В. П. Куца [1].

Нами исследованы акцессорные минералы метаморфических пород — амфиболовых, биотито-амфиболовых, биотитовых гнейсов и мигматитов, биотито-гранатовых гнейсов, чарнокитов, известково-силикатных кристаллических сланцев, развитых в бассейне р. Токмака. Эти породы относятся к амфиболитовой и гранулитовой фациям регионального метаморфизма, что доказывается набором и свойствами главных породообразующих минералов. Всего изучено 29 искусственных шлихов проб разного исходного веса.

Установлены следующие акцессорные минералы: циркон, апатит, сфен, магнетит, ильменит, пирит, гематит, монацит, ортит, лейкоксен, ксенотим, рутил. Содержание отдельных минералов резко изменяется — от единичных зерен (ксенотим) до десятков килограммов на 1 т (магнетит). (Здесь и далее содержание акцессорных минералов приводится без учета поправочного коэффициента на потери извлечения.)

Целиком подтверждается высказанное И. Д. Царовским [3] предположение о том, что в породах архея апатит резко преобладает над цирконом. Отношение содержания апатита к акцессорному циркону, по нашим подсчетам, изменяется от 1,8 до 384, причем эта величина обычно выше для амфибол- и пироксенсодержащих пород. Преобладание циркона над апатитом наблюдается лишь для некоторых (всего три случая) пород — биотито-гранато-силлиманитового гнейса, биотитового мигматита и плагиогнейса.

Отсутствие магнетита — специфическая особенность биотито-гранато-силлиманитового гнейса — обусловлено низким хи-

мическим потенциалом кислорода. Особенностью биотито-амфиболовых мигматитов является высокое содержание сфена и апатита и отсутствие монацита. Для большинства же биотитовых гнейсов и мигматитов характерно не только присутствие монацита, но и в ряде случаев преобладание его над цирконом и апатитом. Характерно также для этих пород присутствие лейкоксена и ортита. Для известково-силикатных сланцев отмечается повышенное содержание сфена, где он играет роль породообразующего минерала. Чарнокиты набором и содержанием аксессуаров не выделяются.

Циркон присутствует в породах в весьма различных количествах. Изучены следующие признаки циркона: весовые содержания в породах, основные морфологические особенности (описание простых форм, размер по длинной и короткой оси, отношение длины к ширине), цвет, прозрачность, включения. Удлинение цирконов изменяется в пределах 2,1—2,7, причем оно увеличивается в такой последовательности: амфиболовые и биотито-амфиболовые гнейсы и мигматиты — глиноземистые гнейсы — биотитовые гнейсы и известково-силикатные сланцы — биотитовые мигматиты — граниты — чарнокиты. Величина удлинения цирконов, очевидно, не зависит от кислотности вмещающей породы; в целом она несколько увеличивается по мере увеличения степени гранитизации породы.

Длина кристаллов циркона изменяется от 0,03 до 0,5 мм. Зерна меньшего размера, вероятно, теряются при промывке, более крупные — ломаются при дроблении. Наиболее длинные кристаллы имеют цирконы из гранитов (0,19 мм), наименее — цирконы из амфиболовых гнейсов. Здесь зависимость длины кристаллов от степени гранитизации породы прослеживается уже более четко. Относительно длинные кристаллы циркона в известково-силикатных сланцах свидетельствуют о существенной роли гранитизации в процессе образования этих пород.

Две характеристики — удлинение и длина кристаллов не могут дать правильного представления об абсолютной величине кристаллов циркона, что особенно заметно при сравнении циркона и апатита. Поэтому можно применять еще одну характеристику — произведение длины кристалла на его ширину, что примерно отвечает площади поперечного сечения, и умножить эту величину для удобства на 1000 (таблица). Еще правильнее было бы применять объем кристаллов. Площадь продольного сечения исследуемых цирконов также находится в прямой зависимости от степени гранитизации.

Построены гистограммы распределения c в миллиметрах и c/a для всех главных разновидностей (в статье они не приводятся). На гистограмме, характеризующей длину зерен циркона (c , мм), ясно выделяются две группы пиков. Пики, отвечающие

длине кристаллов 0,005—0,12 мм, имеются для пород всех групп. Особенно резко выделяются такие пики для амфиболовых и глиноземистых гнейсов. Во второй группе пиков — 0,15—0,18 мм — также представлены цирконы из всех групп пород, за исключе-

Т а б л и ц а

Морфологические особенности аксессуарных минералов

Порода	Циркон			Апатит		
	<i>c/a</i>	<i>c, мм</i>	<i>c×a×1000</i>	<i>c/a</i>	<i>c, мм</i>	<i>c×a×1000</i>
Амфиболовые и биотито-амфиболовые гнейсы и мигматиты	2,1	0,134	6,7	1,7	0,293	50,0
Биотитовые гнейсы	2,4	0,168	13,0	1,6	0,175	19,7
Биотитовые мигматиты	2,5	0,161	11,4	1,5	0,212	29,8
Граниты	2,6	0,190	14,1	1,4	0,181	23,6
Глиноземистые гнейсы	2,2	0,14	8,7	1,5	0,147	13,0
Чарнокиты	2,7	0,137	7,0	1,6	0,156	16,5
Известково-силикатные сланцы	2,4	0,159	10,7	1,3	0,152	17,0

нием известково-силикатных сланцев. Однако по высоте резко преобладают пики биотитовых гнейсов и мигматитов, чарнокитов и гранитов, причем все они согласно укладываются один в другой. Не весьма четко намечается и третья группа пиков — 0,20—0,23 мм, в которой резко превалирует тип цирконов из гранитов.

Рассмотрев гистограммы распределения длин цирконов, можно сделать такие выводы.

Существование двух (или даже трех) групп зерен циркона по длине свидетельствует, очевидно, о каких-то двух этапах образования этого минерала, т. е. можно говорить, либо о двух, по крайней мере, этапах гранитизации, либо о существовании первичного циркона (осадочного?) и вторичного, наложенного в процессе гранитизации. Судя по тому, что более длинные кристаллы циркона приурочены к гранитам и мигматитам, можно полагать, что появление крупных цирконов (0,15—0,18 мм) обусловлено мигматизацией. Для слабо мигматизированных гнейсов свойственны более мелкие цирконы (0,05—0,12 мм). Наличие второго пика в чарнокитах свидетельствует о том, что и они претерпели этап гранитизации. Обогащенность известково-силикатных сланцев кальцием обуславливает появление лишь мелких цирконов первого типа. Наличие четкого третьего пика для цирконов из гранитоидов и нечетких пиков для цирконов из прочих пород можно объяснить, во-первых, двумя последовательными этапами гранитизации и, во-вторых, появлением особо крупных цирконов в стадию образования гранитоидов.

Почти во всех разновидностях гнейсов кристаллы циркона имеют несколько сглаженные «обсосанные» формы, а иногда явно окатанные. В цирконах из гранитов грани развиты значительно лучше. В известково-силикатных сланцах зерна циркона зачастую корродированы.

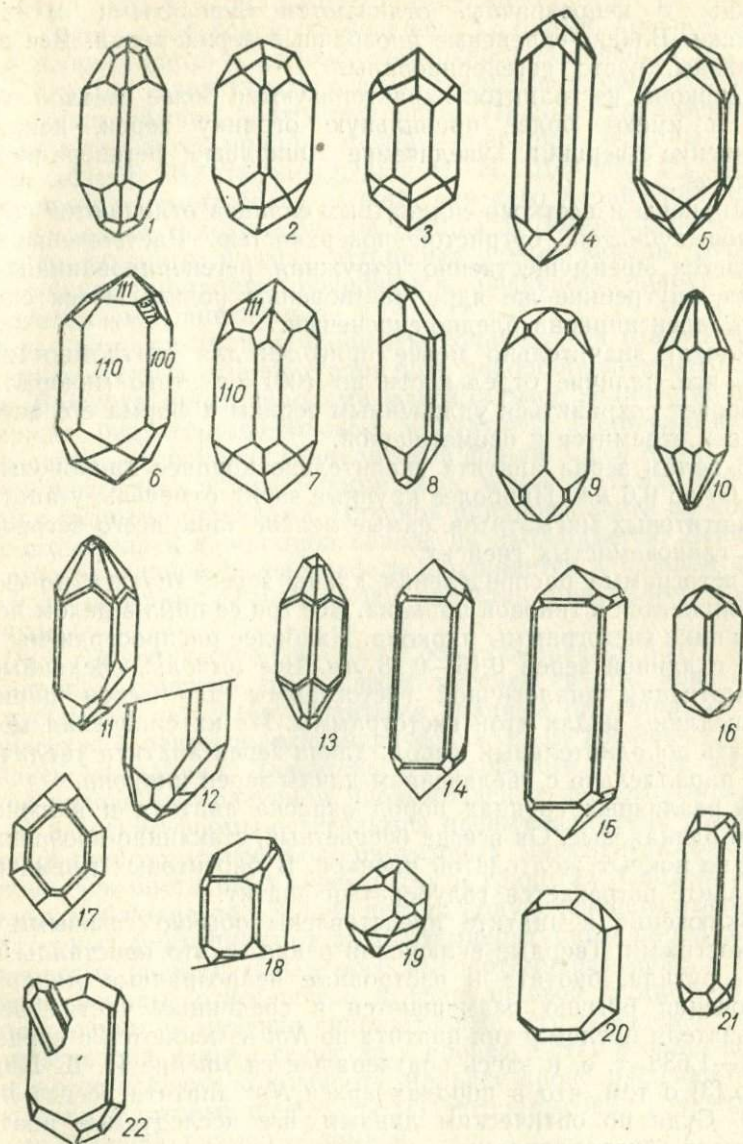
На рисунке изображены некоторые из наиболее четко ограниченных кристаллов цирконов, гранитов, биотитовых гнейсов и мигматитов, чарнокитов. Преимущественным развитием пользуется призма первого рода, хотя всегда присутствует и призма второго рода. Как отмечает И. Д. Царовский [3], такие соотношения призм характерны для цирконов из архейских гранитоидов. Очень характерны уплощенные и сплюснутые кристаллы.

Цирконы чарнокитовых пород, как основных, так и кислых, по цвету почти не различаются между собой. Им свойственна бледно-розовая либо сиренево-розовая окраска; мелкие зерна обычно прозрачны или полупрозрачны, крупные зерна всегда коричневого цвета, полупрозрачные и непрозрачные. В некоторых зернах отмечается локальное помутнение в области головок; цвет в таких* участках изменяется до коричневого.

В кислых чарнокитах иногда встречаются абсолютно прозрачные кристаллы с сиреневым внутренним рефлексом идеальной огранки, содержащие мелкие окатанные мутные зерна, отличающиеся от внешней оболочки большим двупреломлением. Такие кристаллы, видимо, следует связывать с проявлением щелочного метасоматоза. У большей части зерен циркона из основных чарнокитов (80—100%) формы сглаженные, и лишь в кислом чарноките количество окатанных форм уменьшается до 30%. Ограниченные кристаллы содержат, как правило, окатанные ядра, вокруг которых нарастают регенерационные оболочки. Ядра более трещиноваты и имеют много включений; оболочка светлая, прозрачная, почти без включений. По облику и характеру включений — стодчатые прозрачные апатитовидные кристаллы — ядра ограниченных цирконов из кислых чарнокитов отвечают окатанным зернам цирконов основных чарнокитов.

Для цирконов из глиноземистых гнейсов характерны полуокатанные зерна, почти без ядер и апатитовидных включений. Из включений в них отмечены лишь точечные изотропные. Циркон в одних пробах короткопризматический, серовато-коричневый, обычно прозрачный, в других — длиннопризматический, бледный, серовато-сиреневый.

В амфиболовых гнейсах и мигматитах присутствует циркон трех разновидностей: 1) сиреневый, от непрозрачного до стекляннопрозрачного; 2) бесцветный или желтоватый стекляннопрозрачный; 3) молочно-белый либо желтоватый, совершенно непрозрачный. Окатанные формы редки, но многие кристаллы искажены, грани деформированы, корродированы; обычна зональность.



Некоторые простые формы цирконов из различных пород:

1, 2, 8, 9 — граниты; 3, 5-7, 11-15, 17, 18 — биотитовый мигматит; 4 — биотитовый гнейс; 10, 16 — биотито-амфиболовый гнейс; 19 — чарнокит основной; 20-22 — чарнокит кислый (водяно-прозрачный циркон с сиревым внутренним рефлексом).

В биотитовых гнейсах и мигматитах зерна циркона полупрозрачны и непрозрачны, отличаются буроватыми оттенками окраски. Бледно-сиреневые прозрачные зерна редки. Все зерна ограничены, часто регенерированы.

Цирконы из гранитов характеризуются более светлой окраской и имеют более правильную огранку зерен, некоторое удлинение вершин, увеличение ширины регенерационных оболочек.

Цирконы известково-силикатных сланцев отличаются своеобразной зубчатой, бугристой поверхностью. Растворению подвергается преимущественно наружная регенерированная оболочка, внутренние же ядра растворению подвергаются слабее. Цвет зерен циркона бледно-сиреневый.

Апатит значительно менее пригоден для статистики ввиду того, что наличие отдельности по (001) у этого минерала не позволяет сохраниться удлиненным зернам и форма его автоматически стремится к изометричной.

В целом зерна апатита значительно крупнее цирконовых — от 0,05 до 0,6 мм. Наиболее крупные зерна отмечены у апатитов из биотитовых мигматитов, самые мелкие чаще всего встречаются в глиноземистых гнейсах.

Гистограмма распределения длины зерен апатита по форме приближается к таковой циркона. Все три ее пика в целом повторяют пики гистограммы циркона. Наиболее распространены апатиты с длиной зерен 0,15—0,18 мм. Все выводы, сделанные из рассмотрения аналогичной гистограммы для зерен циркона, справедливы и для этой гистограммы. Из их сравнения можно сделать дополнительный вывод: длина зерен апатита увеличивается параллельно с увеличением длины зерен циркона.

В различных группах пород окраска апатита и включения в нем одинаковые. Он всегда бесцветный, стеклянноподобный, если не покрыт желтоватой пленкой. В биотитовых мигматитах и граните встречается голубоватый апатит.

Включения в апатите представлены обычно газовыми или жидкостными. Твердые включения редки — это кристаллы циркона, рутила, биотита и изотропные непрозрачные минералы. Включения обычно размещаются в срединных частях зерен. Показатели преломления апатита по N_m изменяются в пределах 1,631—1,638, т. е. и здесь подтверждается мнение И. Д. Царовского [3] о том, что в породах архея N_m апатита всегда ниже 1,640. Судя по оптическим данным, все исследуемые апатиты являются фторапатитами.

Монацит присутствует далеко не во всех выделенных группах пород. Он обнаружен лишь в биотитовых гнейсах, в некоторых мигматитах и гранитах, в биотито-гранатовых гнейсах и изредка в чарнокитах. Наибольшего содержания достигает монацит в биотитовых гнейсах.

Во всех группах наблюдаются два вида монацита: 1) лимонно-желтый либо золотисто-желтый, стеклянно-прозрачный в виде мелких, иногда «обсосанных» лепешек; 2) бурый, красно-бурый, серый непрозрачный с матовой поверхностью зерен, в которых лишь изредка улавливаются полигональные формы. Монацит такого типа обычно изотропизирован. Лишь в глиноземистых гнейсах встречается монацит одной — первой — группы.

Согласно В. В. Ляховичу [2] и Н. П. Щербаку [4], чистый прозрачный монацит более ранний, для него характерно преобладание редких земель цериевой группы. В более позднем красно-буром монаците больше иттриевых редких земель. Бурые и красно-бурые монациты появляются, очевидно, одновременно с проявлением гранитизации.

Сфен встречается в наибольшем количестве в известково-силикатных сланцах, где он играет роль породообразующего минерала. Вслед за этими породами максимальное количество сфена содержат биотито-амфиболовые мигматиты. Минимальное его количество — в породах гранулитовой фации. Сфен наблюдается преимущественно в виде обломочных зерен желтого и бурого цвета с разными оттенками. Никакой приуроченности разноокрашенного сфена к какой-либо породе не наблюдается. Лейкоксеннизация различной интенсивности проявляется в каждой пробе. Судя по шлифам, сфен повсюду является минералом эпигенетическим.

Пирит в количестве 0,5—70 г/т обнаруживается почти в каждой пробе. Отмечено две морфологические группы кристаллов: 1) кубические со слабо развитыми гранями октаэдра; 2) октаэдрические и пентагондодекаэдрические. В. В. Ляхович [2], основываясь на данных Давлетова и Туровского, делает вывод о более высокотемпературном происхождении первого типа пирита. Кубические формы встречаются преимущественно в глиноземистых гнейсах и амфиболо-биотитовых мигматитах, октаэдрические — в биотитовых мигматитах и гранитах. Следовательно, и здесь наблюдается в общих чертах приуроченность высокотемпературных форм пирита к высокотемпературным породам (глиноземистые гнейсы — наиболее высокотемпературные в нашем районе породы, относящиеся к гранулитовой фации). Отсюда вывод: пирит — минерал сингенетический; его появление связано с перераспределением вещества в процессе становления породы. Однако не исключено и гидротермальное происхождение пирита, так как в некоторых пробах наблюдаются высокая концентрация его и большой размер обломков.

Магнетит присутствует в количестве 7—40 000 г/т, достигая наибольшего содержания в основном чарноките. Обычное его содержание — первые тысячи граммов на 1 т. Совершенно отсутствует магнетит лишь в одной пробе — биотито-гранато-силлиманитовом гнейсе.

Краткое рассмотрение некоторых аксессуарных минералов позволяет сделать следующие выводы.

1. В метаморфических породах апатит преобладает над цирконом.

2. Несоднородность распределения статистических характеристик циркона, апатита и зональность их зерен (апатитовых — лишь отчасти) свидетельствуют о существовании нескольких этапов или типов процессов при образовании этих минералов и, следовательно, пород, их содержащих. Гранитизация вызывает укрупнение циркона.

3. Терригенный циркон в виде окатанных зерен имеется во всех разновидностях гнейсов, в том числе и чарнокитов.

4. Для цирконов из гнейсов и гранитов характерны призмы первого рода (110).

5. Подтверждается вывод И. Д. Царовского, что в архейских породах Nm апатита не превышает 1,640, что соответствует фторапатитам.

6. Существование двух видов монацита подтверждает предположение о существовании не менее чем двух этапов в процессе образования пород.

7. Пирит является сингенетичным в отношении главных породообразующих минералов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Куц В. П. — В кн.: Третья конференция молодых геологов ИГН АН УССР (тезисы докладов). «Наукова думка», К., 1964.
2. Ляхович В. В. — В кн.: Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения. Госгеолтехиздат, М., 1963.
3. Царовський І. Д. — Геол. ж. АН УРСР, 1956, XVI, 4, 44—52.
4. Щербак М. П. Геологія і аксесорна мінералізація докембрію верхів'я р. Тетерева. Вид-во АН УРСР, К., 1961.

T. G. KHMARUK

ACCESSORY MINERALS FROM THE METAMORPHIC ROCKS OF THE TOKMAK RIVER BASIN (AZOV SEA AREA)

Summary

The occurrence and characteristics of accessory zircon, apatite, monazite, spheu, pyrite and magnetite were investigated, the following conclusions being drawn.

In metamorphic rocks of the Precambrium apatite predominates over zircon. A statistical study of zircons and apatites, the zonality of zircons and other characters are evidence of two stages of granitization in these rocks. All the types of gneisses contain terrigenous zircon. The two types of monazite also indicate two stages in the formation of these rocks.

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ПОРОДАХ СУРСКОЙ И КОНКСКОЙ
МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Данные о распространении рудных минералов в различного состава породах Криворожской, Верховцевской, Чертомлыкской, Белозерской и Орехово-Павлоградской магнитных аномалий имеются во многих статьях и монографических работах [2, 3, 9, 13, 15, 17, 20—25].

Сурские магнитные аномалии расположены на правом берегу среднего Приднепровья, в 30 км к юго-западу от Днепропетровска и являются частью Базавлукской (Верховцевско-Чертомлыкской) структурно-фациальной зоны, входящей в железорудную провинцию центральной части Украинского кристаллического щита [19]. Они сложены метаморфизованными породами ультраосновного, основного и кислого составов, которые перемежаются с осадочными железисто-кремнистыми роговиками и сланцами. В отличие от Верховцевских аномалий, здесь преобладают эффузивно-вулканогенные породы, тогда как типичные осадочные образования имеют подчиненное распространение. В пределах массива выявлен ряд участков (Карнауховский, Правдинский, Петровский и др.) метаморфизованных ультраосновных пород, сложенных преимущественно серпентинитами, талько-карбонатными породами и различного состава сланцами. Вмещающими породами являются амфиболиты, рассланцованные их разности, амфиболо-хлоритовые и другие сланцы. Серпентиниты, талько-карбонатные породы и их производные хлорито-тальковые, талько-хлорито-актинолитовые, хлорито-актинолитовые и актинолитовые (тремолитовые) сланцы встречаются в пределах всех участков и составляют основной массив.

Серпентиниты составляют центральную часть массивов. Макроскопически это светло-серые, желтовато-серые, зеленовато-серые, темно-серо-зеленые до темно-зеленых и зеленовато-черных породы, более или менее плотные, от скрытокристаллических до крупнозернистых. Часто они пронизаны густой сетью карбонат-

ных, реже кварцево-карбонатных жилок мощностью до 1 см. Во многих случаях породы состоят из минералов группы серпентина, часто присутствуют тальк, карбонаты, иногда хлориты. Из рудных встречаются магнетит, хромпикотит, пирит, халькопирит, пирротин, реже миллерит.

Талько-карбонатные породы распространены шире, чем серпентиниты, и окаймляют их в массивах. Это серые и светло-серые, иногда с зеленоватым оттенком породы, массивные или рассланцованные, жирные на ощупь. Состав рудных почти такой же, как и в серпентинитах.

В тесной связи с талько-карбонатными находятся антофилитовые породы. Хлорито-тальковые, талько-хлорито-актинолитовые, хлорито-актинолитовые, актинолито-тремолитовые и другие сланцы самостоятельных тел не образуют и встречаются в виде пачек среди талько-карбонатных пород, образуя с ними и между собой постепенные переходы.

Кроме того, в пределах Сурской аномалии встречаются кварцево-хлоритовые, кварцево-серицитовые и кварцево-хлорито-серицитовые сланцы.

Собственно железисто-кремнистые породы в пределах аномалии играют подчиненную роль. К ним относятся различные по составу роговики — амфиболо-магнетитовые, кварцево-магнетитовые, кварцево-карбонато-магнетитовые, кварцево-карбонато-амфиболо-магнетитовые, а также их безрудные разности. Они характеризуются полосчатостью, которая обусловлена чередованием рудных (магнетитовых) и безрудных (кварцевых, амфиболовых и др.) полос. Основным рудным минералом в роговиках является магнетит.

Конкский район развития железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенной формации располагается на левобережье р. Днепра в Камышевахском районе, в 20 км юго-восточнее г. Запорожья. В геологическом отношении район входит в состав левобережной части Украинского кристаллического щита, слагая центральную часть так называемого Конкского синклиория, или Конкской структурно-фациальной зоны [19]. Южным окончанием ее являются Белозерские магнитные аномалии, а северным продолжением — Славгородский район развития метабазитов и ультрабазитов и участки магнитных аномалий Синельниковского района [4—6].

В пределах развития железисто-кремнистых формаций Конкского района выделяются четыре аномальных участка — Веселянский, Юльевский, Промежуточный и Кирпотинский. Веселянский и Кирпотинский участки сложены преимущественно мощными толщами (200—500 м) железисто-кремнистых пород, представляющих собой в генетическом отношении осадочные образования, которые занимают верхние части разреза. Туфогенно-эффузивные породы здесь играют подчиненную роль.

Юльевский и Промежуточный участки сложены главным образом туфогенно-эффузивными породами основного и кислого состава. В подчиненном количестве среди них встречаются мало мощные прослои железисто-силикатных роговиков. Вопросы стратиграфии, геологического строения, а также петрографическая характеристика пород района освещены в работах В. Л. Ладиевой [4—6], Ю. Ир. Половинкиной и Э. Б. Наливкиной [11].

В результате минераграфического изучения полированных шлифов, приготовленных из различных пород Сурской и Конкской аномалий, выявлено 16 минералов из классов сульфидов и оксидов.

СУЛЬФИДЫ

Сульфиды в породах формаций представлены пиритом, халькопиритом, пирротином, марказитом, пентландитом, миллеритом, борнитом, ковеллином и др. Распространение их в породах аномалий неравномерное. Сравнительно широко распространен пирит, в меньшей степени — пирротин и халькопирит; остальные минералы встречаются эпизодически.

Простые сульфиды

Пентландит в породах аномалий является редким минералом, и выделения его связаны с кварцево-сульфидными жилками. В пределах Конкской аномалии он встречается в жилках, пересекающих амфиболиты (Промежуточный участок, скв. 39, гл. 140 м), иногда в сростании с пирротином.

Галенит встречен только в одном пункте в пределах Конкской аномалии на Веселянском участке скв. 23 на глубине 98 м среди амфиболо-хлоритовых сланцев. Минералогически сланцы представлены хлоритом, актинолитом, кварцем; из рудных минералов выявлены магнетит, пирит, галенит. К участкам развития актинолита приурочены выделения магнетита, пирита и галенита. Последний выделяется в виде изометричных и неправильной формы зерен размером 0,1—0,3 мм, скопления которых образуют цепочки или выполняют промежутки между табличками актинолита. Иногда форма зерен галенита обусловлена формой промежутков между индивидами актинолита.

Пирротин в породах аномалий распространен неравномерно. В железисто-кремнистых породах, в частности в рудных, мало рудных и безрудных силикато-магнетито-кварцевых роговиках, он присутствует в небольшом количестве, но встречается чаще, чем в породах Верховцевской, Чертомлыкской и Белозерской аномалий [7, 8, 16]. В рудных прослоях основным сульфидным минералом является пирит, тогда как в сланцевых — преобладает пирротин. Он образует неправильной формы зерна разме-

ром 0,05—0,1 мм и только в местах скоплений достигает 0,2—0,4 мм. Выделения пирротина иногда приурочены к трещинам в роговиках.

В несколько большем количестве пирротин встречается в амфиболитах и их рассланцованных разностях юльевской метабазитовой свиты Промежуточного и Юльевского участков (скв. 35, 39, 43 и др.). Здесь он образует отдельные зерна, а также послойные выделения в рассланцованных, местами окварцованных хлорито-амфиболовых сланцах, разделяющие пакки железистых роговиков (скв. 31). В последних пирротин генетически связан с кварцевыми жилками, рассекающими породы аномалии.

В пределах Сурской аномалии амфиболиты очень распространены; пирротин в них наблюдается вытянутыми в направлении сланцеватости зернами размером до 0,1—0,3 мм. При этом резче проявляется его табличчатая форма.

В серпентинитах, серпентино-тальковых, хлорито-магнезитотальковых породах и их измененных разностях, а также в актинолито-тремолитовых сланцах пирротин образует неправильной формы зерна размером до 0,1—0,2 мм и агрегатные скопления — до 1—1,5 мм.

Выделения пирротина также связаны с кварцево-карбонатными жилками, рассекающими породы аномалии. По морфологии среди жилок можно выделить послойные, диагональные, с ровными и извилистыми контактами с вмещающими породами. Мощность жилок бывает разнообразная — от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. В жилках, кроме пирротина, почти всегда встречаются пирит и халькопирит. Такие жилки наблюдались как среди амфиболитов и их рассланцованных разностей, так и среди различного состава роговиков (Кирпотинский участок, скв. 95, гл. 171 м).

Ковеллин является вторичным сульфидным минералом. Образуется он обычно в результате окисления медистых минералов (халькопирита, борнита и др.). В пределах Сурского района ковеллин встречен по трещинкам в слабо рассланцованных серпентинитах на Петровском участке скв. 12095 на глубине 70—71 м. Кроме того, в породе наблюдались идиоморфные зерна магнетита, бесформенные выделения халькопирита и борнита. Обычно ковеллин находится в сростании с халькопиритом в виде неправильной формы зерен размером не более 0,1 мм.

Миллерит распространен ограниченно и встречается только в серпентинитах Сурской магнитной аномалии (скв. 12250, 12320, 7710, 7730, 12235 и др.). Серпентиниты, в которых он выявлен, темного цвета, иногда карбонатизированы. По двум скважинам распространение миллерита прослежено на глубину. Так, по скв. 12250 (Правдинский участок) и 12235 (Петровский участок) мелкие выделения его с перерывами обнаружены соответственно

в интервалах 88—313 и 151—230 м. По данным бурения в массиве наблюдаются карбонатизированные и оталькованные участки. В самих серпентинитах из рудных минералов встречаются магнетит, хромпикотит, халькопирит, пирит, пирротин. Миллерит в основном приурочен к карбонатизированным участкам серпентинитов; наблюдается в виде зерен неправильной формы размером не более 0,1 мм, выполняющих промежутки между нерудными. Очень часто его выделения бывают игольчатой, розеткоподобной формы.

Дебаграммы миллерита, выполненные в минераграфической лаборатории ИГЕМ АН СССР А. Д. Генкиным и в отделе минералогии ИГН АН УССР, идентичны эталонной дебаграмме миллерита.

Пирит — наиболее распространенный минерал из группы сульфидов и встречается почти во всех разновидностях пород, слагающих аномалии. Среди собственно железисто-кремнистых пород он наблюдается в виде идиоморфных и неправильной формы выделений размером от 0,05 до 1—2 мм. Выделения пирита располагаются между зернами магнетита среди рудных полос и по сравнению с магнетитом имеют более выраженный идиоморфизм. Среди железистых пород Конкской магнитной аномалии наблюдались замещения магнетита пиритом, в результате чего пирит характеризуется неправильной формой с неровными зазубренными краями. Разъедание магнетита пиритом, а также выполнение последним промежутков между зернами магнетита свидетельствует о более позднем его образовании.

Сравнительно в большем количестве пирит встречается в амфиболитах, серпентинитах, тальковых, карбонато-тальковых породах и их рассланцованных разновидностях, где он образует идиоморфные выделения размером от сотых и тысячных долей миллиметра до 1—2 мм. В парагенезисе с пиритом, в отличие от собственно железистых пород, в ультраосновных породах почти всегда присутствует халькопирит, пирротин, реже пентландит, ильменит (в амфиболитах).

Пирит является преобладающим сульфидным минералом кварцевых и кварцево-карбонатных жилок, диагонально пересекающих роговики, сланцы, породы основного и ультраосновного состава. Мощность жилок непостоянная и колеблется в среднем около 2—3 см. Они сложены кварцем и полевыми шпатами, карбонатные — кальцитом и реже — доломитом. Кроме пирита в жилках присутствует халькопирит, иногда пирротин. Выделения их приурочены к центральным частям жил, но в некоторых местах встречаются образования сульфидов и на контакте — жилы с вмещающими породами. Выполнение сульфидами центральной части жилы обуславливает ее зональное строение.

Для пирита в жилках характерен более выраженный идиоморфизм, чем для окаймляющих его халькопирита и пирротина. Иногда в ассоциации с ними на контакте жилы с вмещающими породами выделяется магнетит. В табл. 1 приведены данные химических анализов пиритов из роговиков (Конкская аномалия, Веселянский участок, скв. 31, гл. 61 м) и кварцево-серицитовых сланцев (Сурская аномалия, скв. 3248, гл. 78 м) (аналитик В. Н. Ерохина) и расчет формул.

Таблица 1

Химические анализы пиритов

Состав	Вес. %		Мол. кол.		Отношения S : (Fe, Ni)	
	1	2	1	2	1	2
Fe	45,48	44,57	814	798	0,994	1,00
Ni	0,32	—	5	—	0,006	—
S	52,70	51,14	1644	1688	2,00	2,11
Сумма	98,50	98,71	2463	2486		—

Формулы пиритов: 1— $(\text{Fe}_{0,994}\text{Ni}_{0,006})\text{S}_2$; 2— $\text{FeS}_{2,11}$.

В некоторых пиритах спектральными и химическими анализами выявлены никель и кобальт. В пиритах из железисто-кремнистых пород (роговиков) содержание никеля и кобальта небольшое и не превышает соответственно сотых и тысячных долей процента. Повышенное содержание их устанавливается в пиритах из кварцевых жилок и послонных выделений среди кварцево-хлорито-серицитовых сланцев (Веселянский участок). Содержание никеля в пирите из послонных выделений достигает 0,87% и кобальта — 0,083%. Несколько повышенное содержание названных элементов наблюдается в пиритах из серпентинитов и талько-карбонатных пород. Наличие никеля и кобальта в пиритах объясняется тонкими сростками пирита с пирротинном, миллеритом и пентландитом. Не исключена возможность, что отмеченные элементы входят в состав кристаллической решетки, замещая при этом железо.

Марказит встречается очень редко по сравнению с пиритом. Выделения его наблюдались в выветрелых породах, в местах выщелачивания и развития ноздреватости. В таких участках марказит наблюдается в виде натечных форм. Очень часто встречаются сростки марказита с пиритом (Веселянский участок), где он замещает пирит.

Образование марказита в различного состава породах аномалий связано с гипергенными процессами, под действием которых сульфидные минералы замещались марказитом.

Арсенопирит, по данным В. Д. Ладиевой [4], наблюдался в виде мелких включений (0,001—0,15 мм) в пирите из хлорито-карбонато-магнетито-кварцевых и магнетито-грюнерито-кварцевых роговиков Конкской магнитной аномалии.

Халькопирит в породах аномалий распространен широко, но количественное содержание его незначительно. В различного состава роговиках Конкской аномалии он присутствует единичными зернами и то в большинстве в сростании с пиритом. Сравнительно чаще халькопирит встречается в амфиболитах и амфиболо-хлоритовых сланцах, где, кроме отдельных выделений, наблюдается в сростании с пиротином. В серпентинитах и талько-карбонатных породах наблюдался редко. Выделения халькопирита в них приурочены к трещинам и плоскостям расслоения. В таких случаях он обычно выполняет промежутки между нерудными, характеризуется неправильной формой (скв. 12095, гл. 70—76 м, Петровский участок, Сурский массив). В сростании с халькопиритом наблюдаются выделения борнита, местами новообразования магнетита.

В небольшом количестве халькопирит присутствует в кварцево-сульфидных жилках в ассоциации с пиритом.

Борнит выявлен в светло-серых с зеленоватым оттенком серпентинитах Правдинского (скв. 12250, гл. 141—142 м) и Петровского (скв. 12095, гл. 70—71 м) участков. Он выделяется по тонким трещинкам в серпентинитах в ассоциации с халькопиритом и ковеллином.

ОКИСЛЫ И ГИДРООКИСЛЫ ЖЕЛЕЗА

Окислы

Минералы окислов в породах аномалий представлены магнетитом, гематитом, мартитом, ильменитом и хромпикотитом.

Гематит в породах аномалий — редкий минерал и встречается эпизодически. В группу гематита объединяются мартит, таблитчатый гематит и железная слюдка [13].

Мартит в пределах аномалий распространен ограниченно, тогда как в других районах (Криворожском, Белозерском и др.) является главным рудным минералом. Мартитизация магнетита в породах наблюдается редко и то в породах, залегающих вблизи поверхности.

В пределах Конкской аномалии мартит наблюдался в различного состава роговиках Кирпотинского участка. Обычно он развивается по краям зерен магнетита в виде тонких каемок, а также решетчатых форм.

В породах Сурской аномалии мартитизация выявлена в магнетите из серпентинитов, залегающих на небольшой глубине, и обусловлена циркуляцией поверхностных растворов. Мартитизации подвержен магнетит, выделяющийся по тонким трещинкам.

Таблитчатый гематит выявлен только в некоторых местах Конкской аномалии. Для него характерны таблитчатая форма, в отраженном свете серовато-белый цвет и ясно выраженная анизотропность. В отличие от мартита, в котором анизотропность проявляется в виде пятен, для гематита характерно одновременное угасание всего зерна.

Железная слюдка встречается в некоторых местах Конкской аномалии, причем выделения ее приурочены к кварцевым жилкам. По вытянутости ее чешуйки ориентированы перпендикулярно или под углом к стенкам трещин. В отраженном свете в индивидах ее иногда наблюдаются полисинтетические двойники.

Ильменит в небольших количествах встречается в амфиболитах, апоспилитах и их рассланцованных разностях, амфиболо-хлоритовых, биотито-хлоритовых и других сланцах. В пределах Конкской аномалии единичные его зерна обнаружены в биотито-хлоритовых, гранато-биотито-хлоритовых сланцах Веселянского (скв. 114, гл. 105 м; 23, гл. 156 м и др.) и гранато-амфиболо-кварцевых роговиках Кирпотинского (скв. 95, гл. 168 м; 46, гл. 190 м и др.) участков. В значительно большем количестве ильменит присутствует в амфиболитах, апоспилитах и их рассланцованных разностях Юльевского (скв. 54, гл. 40 м; 26, гл. 194 м; 34, гл. 70 м; 40, гл. 85 м и др.) и Промежуточного (скв. 53, гл. 145 м; 43, гл. 130—145 м; 39, гл. 122 м; скв. 43, гл. 129—140 м и др.) участков.

В пределах Сурской аномалии ильменит выявлен во вмещающих серпентиниты и талько-карбонатные породы — амфиболитах, амфиболо-хлоритовых, биотито-амфиболо-хлоритовых и других сланцах (скв. 12098, 12224, 122231, 6480, 6491 и др.).

В амфиболитах ильменит иногда преобладает над другими рудными минералами. Он выделяется в виде таблитчатой и неправильной форм зерен шириной 0,05—0,1 мм и длиной 0,1—0,4 мм. В большинстве случаев индивиды его ориентированы по вытянутости в направлении сланцеватости.

Среди амфиболитов Промежуточного участка (скв. 39, гл. 145 м) наблюдаются мирмекитоподобные выделения ильменита, приуроченные к кварцево-карбонатным прослойкам. В самих карбонатах выделения его приурочены к плоскостям спайности. Форма индивидов ильменита обусловлена трещинами спайности и характеризуется вытянутыми зернами, местами с утолщениями. Последние приурочены к местам пересечения плоскостей спайности. Образование такого мирмекитоподобного

ильменита по карбонатам связано, по-видимому, с циркуляцией растворов, богатых окислами титана и железа.

В некоторых амфиболитах (скв. 54, гл. 55 м — Юльевский и скв. 80, гл. 129—140 м — Промежуточный участок) ильменит частично (по краям) или полностью замещается так называемым «лейкоксеном». Замещению подвержены как вытянутые таблитчатые формы его, приуроченные к полосчатости, так и рассеянные среди основной массы породы зерна. В последнем случае некоторые зерна почти полностью замещены и ильменит встречается в виде мелких остаточных индивидов. Замещение ильменита лейкоксеном начинается с периферии зерна и развивается по трещинкам в глубь индивида. Преобладающая форма замещения — неровная.

Магнетит — один из наиболее распространенных рудных минералов в породах аномалий, встречается почти во всех разностях.

В роговиках магнетит преобладает над другими минералами и наблюдается в виде идиоморфных зерен размером 0,1—0,4 мм; его скопления образуют агрегатные выделения, вытянутые в прослойки мощностью от долей миллиметра до 1,5 см. Для амфиболо-магнетитовых роговиков Кирпотинского участка и рассланцованных амфиболитов характерен магнетит вытянутой в направлении полосчатости формы. Более мелкие зерна его рассеяны среди нерудных пелос роговиков.

В амфиболитах, актинолититах, различного состава сланцах магнетит встречается идиоморфными, реже неправильной формы зернами размером от долей до 0,2—0,3 мм.

Повышенное содержание магнетита устанавливается в серпентинитах Сурской аномалии, где он встречается в виде рассеянных зерен и выделений по трещинкам. По количеству рассеянный магнетит в породах составляет до 2%, а выделяющийся по трещинкам — до 20% общей массы породы.

Магнетит в ультраосновных породах — серпентинитах, талько-серпентинитах и талько-карбонатных породах встречается в виде двух генераций. К первой генерации относится магнетит, встречающийся отдельными идиоморфными или неправильной формы зернами, с неровными краями, рассеянными среди основной массы породы. Диаметр зерен в среднем 0,1—0,2 мм. Центральная часть некоторых индивидов магнетита выполнена хромпикотитом. Контакты последнего с магнетитом в большинстве случаев резко выражены. Наличие окиси хрома в магнетитах из талько-карбонатных пород и серпентинитов подтверждается данными химических анализов магнетита (табл. 2). Содержание хрома в магнетитах достигает 4,41%. Образование магнетита первой генерации сингенетично вмещающим породам.

Ко второй генерации относится магнетит, выполняющий тонкие трещинки в породах или развивающийся по спайности среди

карбонатов. Местами он выделяется в ассоциации с хризотил-асбестом. При этом магнетит приурочен к изгибам волокон хризотил-асбеста и образует мелкие зерна (0,05—0,1 мм), иногда скопления. Последние местами рассекаются магнетитом, выделяющимся по трещинам.

Таблица 2

Химические анализы магнетитов

Состав	Вес. %		Мол. кол.		Мол. %	
	3	4	3	4	3	4
SiO ₂	—	0,42	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,15	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	70,47	64,61	441	405	53,00	46,88
Cr ₂ O ₃	1,20	4,41	8	29	0,96	3,36
FeO	27,28	29,51	379	410	45,56	47,45
NiO ₂	0,27	—	4	—	0,48	—
CoO	0,05	—	—	—	—	—
MgO	—	0,81	—	20	—	2,31
CaO	—	сл.	—	—	—	—
S	0,03	—	—	—	—	—
Сумма	99,45	99,76	832	864	100,00	100,00

3—магнетит из серпентинитов, Правдинский участок, скв. 12250, гл. 143—145 м; 4—магнетит из талько-карбонатных пород, Веселянский участок, скв. 17, гл. 75 м.

Формулы магнетита:

3—магнетит $(\text{Fe}, \text{Ni})\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$
 $44,60 + 0,48 + 45,08 = 90,16\%$;

хромит $\text{FeO} \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3$
 $0,96 + 0,96 = 1,92\%$;

гематит Fe_2O_3 — 7,92%;

4—магнетит $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$
 $44,09 + 2,31 + 46,40 = 92,80\%$;

хромит $\text{FeO} \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3$
 $3,36 + 3,36 = 6,72\%$;

гематит Fe_2O_3 — 0,44%.

Для магнетита, выполняющего трещины, иногда характерна неправильная форма. К этой же генерации магнетита относятся кольцеобразной его формы выделения вокруг нерудных минералов, а также выделения, рассекающиеся лейстами тремолита. По времени последний выделялся несколько позже.

Описанные формы выделений магнетита — более поздние, и образование их связано с освобождением излишков железа в коллоидальном растворе [10].

В табл. 2 приведены химические анализы магнетитов из талько-карбонатных пород и серпентинитов и рассчитаны химические формулы. Как показывают последние, в магнетите в небольшом количестве присутствует окись железа. Детальным изучением полированных шлифов, изготовленных из отмеченных пород, ге-

матит в магнетите не выявлен. Поэтому наличие окиси железа в магнетите объясняется переходом закисного железа в окисное в процессе подготовки образца для химического анализа (дробление, выделение мономинеральных фракций и т. п.).

Спектральными анализами в магнетитах из серпентинитов выявлены следы титана и ванадия. Повышенное содержание никеля, кобальта, титана, хрома в магнетитах из тальковых пород и амфиболитов наблюдалось в породах Криворожско-Кременчугской зоны [18, 24].

В магнетите из серпентинитов Южного участка Белозерской аномалии установлено до 1% никеля и 0,17% кобальта [16]. Наличие последних объясняется сростками магнетита с очень мелкими зернами видимого пирротина, а также может быть обусловлено изоморфным замещением железа в кристаллической решетке.

Хромпикотит встречен только в составе некоторых разновидностей ультраосновных пород (серпентинитов, талько-серпентинитов) Сурской и Конкской магнитных аномалий. В большинстве случаев он выполняет ядра в магнетите первой генерации и очень редко встречается отдельными зернами. По составу хромпикотит (если судить по отраженному свету) довольно однородный, и только по тонким трещинкам, пересекающим его, иногда наблюдаются выделения магнетита. На периферии некоторых зерен хромпикотита видно изменение цвета в сторону повышения отражательной способности. Несомненно, это обстоятельство обусловлено окислением, а возможно, и гидротермальным разложением минерала [12]. Периферийные части таких зерен обогащены железом с переходом в магнетитовую оторочку.

В хромпикотите очень мелкими выделениями наблюдается неизвестный минерал белого цвета, с высокой отражательной способностью. Образование таких форм хромпикотита в ультраосновных породах могло происходить в результате разъедания ранее выкристаллизованных самостоятельных его зерен с последующим обрастанием хромпикотита магнетитом. Последнее обусловлено сменой концентрации хрома в растворе в конце рудоотложения. Не исключена возможность, что образование таких форм хромпикотита вызвано и другими процессами.

Гидроокислы железа

Гидроокислы железа в пределах аномалий распространены незначительно и встречаются эпизодически. По данным минералогического изучения, среди них можно выделить гетит, лимонит и гидрогетит (объединяющиеся в охристые бесструктурные образования).

Гетит и *лимонит* встречаются в роговиках, различного состава сланцах и других породах в местах развития зоны окисле-

ния. Среди роговиков гетит выполняет промежутки между зернами кварца, часто замещает его [14]. В местах выщелачивания среди роговиков и сланцев развивается гетит натечной или колломорфной структуры. В последних видно зональное строение. В сростании с гетитом часто встречаются лимонит и окристые образования гидроокислов железа.

Лимонит, в отличие от гетита, в отраженном свете имеет серый цвет со слабым голубоватым оттенком. Встречается он в тех же породах, что и гетит, и часто находится в сростании с ним.

Одновременно с минераграфическим и химическим изучением рудных минералов решался вопрос о распространении некоторых элементов в различных породах аномалий путем качественного и количественного спектральных анализов. Согласно полученным данным (табл. 3, 4), повышенное содержание никеля

Таблица 3

Среднее содержание Ni, Co, Ti, V и Cr в породах Сурской магнитной аномалии (в %)

Порода	Кол. анализов	Элемент					Участок
		Ni*	Co*	Ti	V	Cr	
Серпентиниты	34	0,42	0,017	0,007	0,0004	0,4	Правдинский Петровский
	94	0,31	0,012	0,01	0,001	0,28	
Талько-карбонатные породы	15	0,32	0,012	0,01	0,001	0,2	Правдинский Петровский
	7	0,27	0,01	0,003	0,001	0,3	
Амфиболиты, тремолиты, актинолиты	6	0,12	0,006	0,3	0,018	0,07	Правдинский
Амфиболо-хлоритовые, кварцево-серпентиновые и другие сланцы	30	0,24	0,008	0,17	0,01	0,17	Петровский
	23	0,027	0,006	0,27	0,013	0,17	Правдинский
	32	0,14	0,004	0,14	0,005	0,2	Петровский
Кларки	—	0,02	0,002	0,61	—	0,03	

* Для Ni и Co выполнены количественные спектральные определения, которые учтены при расчете; для остальных элементов — полуколичественные.

и кобальта устанавливается в серпентинитах и талько-карбонатных породах Правдинского, Петровского участков примерно в 15—20 раз выше кларковых и больше, чем в аналогичных породах других аномалий [16].

Наблюдается изменение количественного содержания никеля в серпентинитах с глубиной. Так, на Правдинском участке Сурской аномалии по скв. 12250 изучено содержание никеля в серпентинитах до глубины 314 м. В светло-серых карбонатизированных их разностях содержание никеля колеблется в преде-

лах 0,26—0,34%, тогда как в темно-серых оно повышается до 0,40—0,46%. К тому же в последних разностях намечается тенденция к увеличению содержания никеля с глубиной. Несколько большее содержание его отмечается в темно-серых серпентинитах с реликтами оливина и на глубине 306—314 м достигает 0,6%. Повышенное содержание никеля устанавливается в плотных разностях серпентинитов (до 0,62%), в местах выделений магнетита (до 0,57%), сульфидов (0,5%). Такая же картина, по данным скв. 12235, наблюдается в серпентинитах Петровского массива.

Распределение кобальта в породах также неравномерное. Сотые доли процента его выявлены в серпентинитах и талькокарбонатных породах Сурского района (см. табл. 3) и Веселянского участка (см. табл. 4), в амфиболитах Петровского участ-

Таблица 4

Среднее содержание Ni, Co, Ti, V и Cr в породах Конкских магнитных аномалий (в %)

Порода	Кол. анализов	Элемент					Участок
		Ni*	Co*	Ti	V	Cr	
Талько-карбонатная порода	1	0,12	0,024	0,01	0,005	0,5	Веселянский
Амфиболиты	8	0,02	0,001	0,6	0,04	0,004	Юльевский
"	12	0,016	0,003	0,35	0,12	0,04	Промежуточный
Апоспидиты	2	0,012	—	0,25	0,01	0,005	Юльевский
Актинолититы	2	0,043	0,007	0,26	0,005	0,7	Веселянский
Сланцы различного состава	2	0,026	0,009	0,6	0,01	0,005	Юльевский
То же	4	0,06	0,01	0,5	0,01	0,006	Веселянский
"	2	0,017	0,006	0,17	0,03	0,035	Кирпотинский
Роговики	3	0,03	0,004	0,5	0,03	0,004	Веселянский

* Для Ni и Co выполнены количественные определения, для остальных элементов—полуколичественные.

ка, где на глубине 374—381 м (скв. 12235) содержание кобальта достигает 0,02% массы породы. Содержание кобальта в других породах небольшое и не превышает кларковых значений [1].

Повышенное содержание никеля и кобальта в ультраосновных породах Сурской магнитной аномалии связано с мелкими включениями миллерита, кобальтина, пентландита и, возможно, других никель- и кобальтсодержащих минералов. Допустимо изоморфное замещение данными элементами железа в кристаллических решетках железосодержащих силикатов. Кроме того, некоторая часть никеля обусловлена наличием силикатных никельсодержащих минералов в породах. Это предположение вполне вероятно, так как известно, что в коре выветривания ультраосновных пород наблюдается повышенное содержание никеля.

Титан присутствует во всех породах аномалий, достигая содержания до 0,7—1,0% в амфиболитах Юльевского участка. Наличие титана в метаморфических породах аномалий связано с ильменитом, рутилом, титанитом. Характерно, что в породах с повышенным содержанием никеля количество титана уменьшается (см. табл. 3, 4).

Ванадий распространен в породах неравномерно, наибольшее содержание его наблюдается в амфиболитах Промежуточного участка (до 0,1%), в остальных породах — ниже кларкового (кларк для ультраосновных пород 0,014).

Следы циркония обнаружены во вмещающих серпентиниты сланцах и амфиболитах Сурской аномалии и то далеко не везде. В серпентинитах он присутствует очень редко.

Медь входит в число распространенных элементов в данном комплексе пород. Ее наличие обычно связывается с халькопиритом и продуктами его изменения. В серпентинитах обнаружены ее следы; в амфиболитах и различного состава сланцах в отдельных местах содержание меди доходит до десятых долей процента. В тысячных долях она обнаружена в сланцах Конкской магнитной аномалии, и только в некоторых участках амфиболитов Промежуточного участка содержание ее повышается до десятых долей процента.

Свинец, цинк и олово в сотых, тысячных долях процента встречаются в амфиболитах и сланцах в некоторых местах аномалий. Тысячные доли процента германия, галлия, бериллия, скандия, лантана, иттрия, лития, стронция и бария обнаружены в некоторых образцах сланцев и амфиболитов.

Данные, полученные при изучении сульфидного проявления аномалий, показывают, что серпентиниты Правдинского и Петровского участков Сурского района заслуживают внимания с точки зрения выявления концентраций никельсодержащих минералов. Детальное исследование необходимо проводить в контактных зонах серпентинитов и вмещающих их амфиболитов. В пределах Конкской аномалии такими породами являются метаморфически измененные вулканогенные породы нижней метабазитовой серии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А. П. — Геохимия, 1956, 1, 6—52.
2. Гершойг Ю. Г. — Разведка недр, 1934, 7.
3. Каниболоцкий П. М. Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна. Изд-во Черновиц. ун-та, 1946.
4. Ладиева В. Д. — В кн.: Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Изд-во АН УССР, К., 1956.
5. Ладиева В. Д. — В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.
6. Ладиева В. Д. — Геол. журн., 1961, 21, 2, 41—51.

7. Макухина А. А. — В кн.: Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Изд-во АН УССР, К., 1956.
8. Макухина А. А. — В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.
9. Мельник Ю. П. — В кн.: Геология Криворожских железорудных месторождений, 1. Изд-во АН УССР, К., 1962.
10. Меренков Б. Я. — Труды Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, 22, М., 1958.
11. Половинкина Ю. И., Наливкина Э. Б. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 26, 1959.
12. Рамдор П. — Рудные минералы и их сростания. ИЛ, М., 1962.
13. Рябоконь С. М. — Геол. журн., 1959, 19, 2, 28—41.
14. Рябоконь С. М. — В кн.: Матеріали з мінералогії України. Вид-во АН УРСР, К., 1960, 99—108.
15. Рябоконь С. М. — В кн.: Матеріали з мінералогії України. 2, Вид-во АН УРСР, К., 1961, 37—48.
16. Рябоконь С. М. — Зап. Укр. отд. Всесоюзн. минер. об-ва, К., 1962, 97—107.
17. Рябоконь С. М. — В кн.: Питання геохімії, мінералогії і петрографії. Вид-во АН УРСР, К., 1963, 171—179.
18. Рябоконь С. М., Шнюков Є. Ф. — Геол. журн., 1958, XVIII, 5, 55—62.
19. Семененко Н. П. — В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.
20. Стригин О. І. — ДАН УРСР, 1958, 8.
21. Стригин О. І. — В кн.: Матеріали з мінералогії України. Вид-во АН УРСР, К., 1960, 109—116, 117—127.
22. Ходюш Л. Я. — Геол. журн., 1962, XXII, 4.
23. Шендерова А. Г. — Матеріали ВСЕГЕИ, Петрогр. сб., 1956, 2.
24. Шнюков Є. Ф. — В кн.: Питання геології і петрогенезису Українського кристалічного масиву і суміжних територій. Вид-во АН УРСР, К., 1958.
25. Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф. — Рудные минералы Криворожской железорудной полосы. Изд-во АН УССР, К., 1958.

S. M. RYABOKON

ORE MINERALS IN METAMORPHIC ROCKS OF THE SURA AND KONKA MAGNETIC ANOMALIES

Summary

The article presents the characteristics and description of ore minerals (pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, marcasite, pentlandite, millerite, bornite, covellite, magnetite, ilmenite, hematite, chrompicotite, limonite, etc.) of metamorphic rocks of the Sura and Konka anomalies and the occurrence of some trace elements (Ni, Co, Ti etc.) both in the minerals and in rocks of different composition. From the practical viewpoint the data obtained are of great interest because of the possibility of discovery of the concentrations of the nickel-containing minerals in the serpentinites of the Sura anomaly (Pravdinsky and Petrovsky sections) and in the zones of their contacts with amphibolites. The metamorphic altered volcanic rocks of the lower metabasitic series are such prospective rocks within the Konka anomaly.

СУЛЬФИДЫ СВИНЦА И ЦИНКА В КАРБОНАТНОЙ ТОЛЩЕ СРЕДНЕГО КАРБОНА ЮЖНОГО СКЛОНА ВОРОНЕЖСКОГО МАССИВА

Находки экзогенных сульфидов свинца и цинка в осадочных породах не являются минералогической редкостью. Их наличие в палеозойских отложениях Русской платформы отмечали А. Е. Ферсман [9], А. М. Блох [3], Ф. М. Малиновский [6], А. А. Жуковский, С. П. Молотков [4] и др.

В последние годы в связи с проведением геологосъемочных и поисково-разведочных работ на южном склоне Воронежского массива в керне буровых скважин карбонатной толщи башкирского яруса обнаружены многочисленные сульфидные рудопроявления свинца и цинка, а также ряд других ценных элементов.

Карбонатные отложения башкирского яруса залегают с размывом на сильно закарстованной поверхности известняков нижнеамюрского подъяруса, моноклинально погружаясь в ЮЮЗ направлении под более молодые отложения среднего карбона. В этом же направлении происходит фациальное замещение известняков терригенными породами донецкого типа. Мощность карбонатной толщи изменяется от 120 до 180 м.

В литологическом отношении отложения башкирского яруса представляют собой ритмично переслаивающуюся толщу известняков различных генетических типов и маломощных терригенных и угольных прослоев. В некоторых разрезах скважин встречены участки крупнозернистых вторичных доломитов и доломитизированных известняков.

Состав сульфидной минерализации свинца и цинка и ее отношение к вмещающим породам позволяют выделить два типа рудопроявлений: 1) вкрапленная и прожилко-вкрапленная минерализация в известняках и углях; 2) явно вторичное сульфидное оруденение.

Рудная минерализация в известняках и углях приурочена к определенным стратиграфическим горизонтам, залегающим среди карбонатной толщи башкирского яруса. В разрезах сква-

жии прослеживается четко выраженная зональность в распространении оруденения.

Мощность рудовмещающих горизонтов нередко достигает 3—4 м, но в основном сульфидное оруденение подчинено маломощным прослоям, не имеющим четких границ. Распределение сульфидов свинца и цинка неравномерное, вкрапленное, прожилково-вкрапленное. Преобладает вкрапленное оруденение, не выходящее за пределы горизонтов афанитовых известняков и углей. Размеры рудных вкрапленников изменяются от десятых долей миллиметра до 3—4 см (рис. 1).

Характер сульфидной минерализации в отношении вещественного состава не постоянный, в отношении же структурно-текстурных особенностей и в характере распределения оруденения он однотипный. Наблюдается значительное преобладание сульфидов цинка над свинцом. При этом прослеживается весьма интересная особенность — сульфиды свинца залегают в кровле цинковой минерализации. Это связано, по-видимому, с своеобразной геохимической и минералогической дифференциацией рудных компонентов. Для чисто цинковой минерализации постоянным спутником является темно-фиолетовый флюорит, который образует крупные изометрические кристаллы в виде сростков в скоплениях сфалерита (рис. 2).

Вкрапленность сфалерита и галенита приурочена к межзерновым пространствам перекристаллизованных участков известняков. Иногда наблюдается выделение рудных минералов внутри кальцитовых зерен. Это позволяет предположить, что крупные выделения в межзерновых пространствах образовались в результате включения рудного минерала, содержащегося в карбонатах, т. е. при перекристаллизации пород происходило переотложение рудного вещества. На участках с значительным количеством рудных компонентов во вмещающих породах образуется прожилково-вкрапленное оруденение. На контакте рудного прожилка с основной крипто- и микрозернистой массой, как правило, прослеживается полоска крупнозернистого кальцита. Прожилки рудных минералов слепые и составляют лишь незначительную часть более крупного кальцитового прожилка.

Таким образом, естественно предположить, что рудное вещество было привнесено в осадок до процессов перекристаллизации пород, и лишь при последующих стадиях диагенеза происходило перераспределение рудного материала, способствовавшее его обособлению и локализации в перекристаллизованных участках. Выделение сульфидов цинка происходило также в виде гелей, дающих характерные колломорфные образования (рис. 3).

Сульфидное оруденение отличается простым минералогическим составом. Наиболее распространенными рудными новообразованиями являются пирит, марказит, сфалерит, галенит, реже — лепидокрокит. Нерудные минералы, сопутствующие оруденению,

представлены кальцитом, флюоритом, редко доломитом, сидеритом и халцедоном.

Сфалерит обычно встречается в виде мелкой вкрапленности и скоплений с характерной яснозернистой структурой и хорошо выраженной спайностью. Размер отдельных зерен изменяется от 0,01 до 1,0 мм. В яснозернистых разностях сфалерита иногда наблюдаются двойники (рис. 4). В кавернах и пустотах сфалерит образует крупные (до 1 см) кристаллы в форме куба или комбинации куба с октаэдром. Нередко выделения сфалерита образуют скрытокристаллические, колломорфные образования. Цвет сфалерита очень разнообразный — от светло-желтого, почти бесцветного (клеюфан) до черного (марматит). Встречены выделения коричневого, красновато-бурого и слабо фиолетового сфалерита. Зеленовато-желтая разновидность (пршибрамит) встречается очень редко. По данным спектрального анализа, содержание кадмия в этой разновидности сфалерита составляет 2—4%. В железистых разностях сфалерита в качестве примесей присутствуют мельчайшие включения сульфидов железа и крупные кристаллы флюорита. Твердость сфалерита средняя, показатель преломления выше 1,780, в иммерсионных препаратах и в полированных шлифах полупрозрачен. Цвет и густота внутренних рефлексов меняются от бесцветных до густо-бурых. Признаков динамометаморфизма в кристаллах сфалерита не наблюдается. Эмульсиевидных включений нет, в ультрафиолетовом свете не люминисцирует.

Галенит сравнительно мало распространен. Он образует крупные (до 2 см), резко идиоморфные кристаллы. Форма кристаллов обычно в виде куба. Очень редко наблюдается в виде зернистых масс и вкрапленных выделений неправильной формы. Характерной диагностической особенностью является наличие треугольников выкрашивания, одинаково ориентированных в пределах монокристалльных зерен (рис. 5).

Спектральными анализами для сульфидов цинка из различных рудовмещающих горизонтов известняков устанавливаются одни и те же элементы-примеси: Fe, Ca, Ga, Ge, Cd. Для мономинеральной фракции галенита установлены Mn, Sb, Sn.

Свинцово-цинковая минерализация в углях по своему составу и происхождению мало чем отличается от описанного оруденения в афанитовых известняках, так как эти два типа пород генетически связаны между собой.

Явно вторичные выделения сульфидов свинца и цинка распространены незначительно. Минерализация эпигенетическая и связана с выносом и переотложением сульфидов из рудовмещающих горизонтов афанитовых известняков и углей в выщелоченные, кавернозные, трещиноватые прослои и зоны. Главными рудными минералами вторичных сульфидов являются сфалерит и марказит. Сфалерит образует пластинчатые зерна коричне-

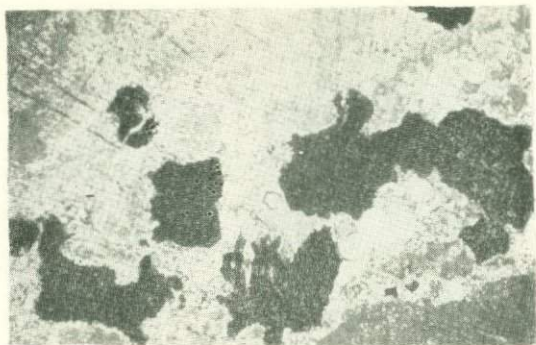


Рис. 1. Вкрапленность сфалерита в афанитовом известняке. Скв. К-41, гл. 244,0 м. Ник. ||. $\times 20$.

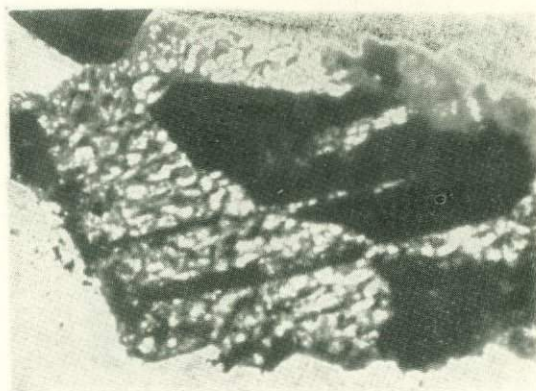


Рис. 2. Кристаллы фиолетового флюорита (черное) в сфалерите. Скв. Л-400, гл. 315,5 м. Ник. ||. $\times 20$.

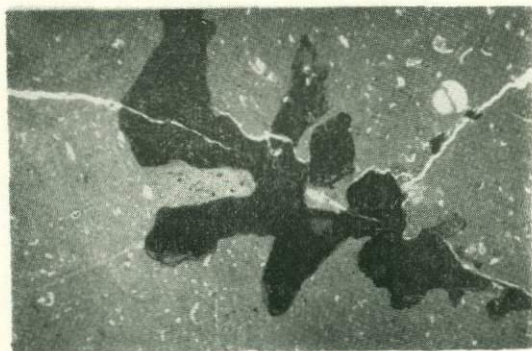


Рис. 3. Колломорфные выделения сфалерита. Скв. Л-400, гл. 345,0 м. Ник. ||. $\times 10$.

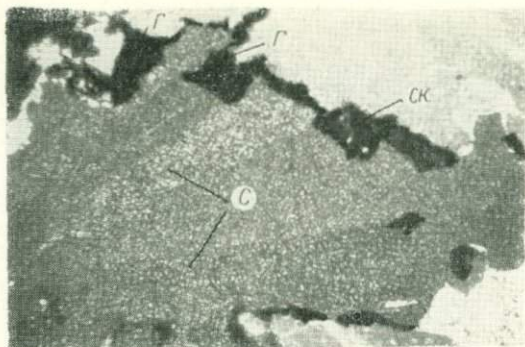


Рис. 4. Полиметаллический прожилок в афанитовом известняке:

г — галенит; с — сфалерит яснозернистый с двойниками; СК — сфалерит колломорфный. Скв. К-41, гл. 222,0 м. Ник. $\parallel \times 15$.

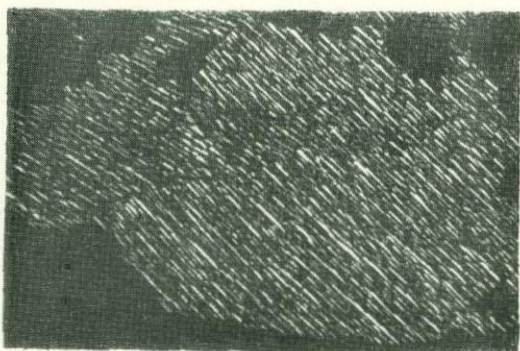


Рис. 5. Монокристалл галенита с треугольниками выкрашивания. Скв. К-41, гл. 224,0 м. Полированный шлиф. $\times 15$.

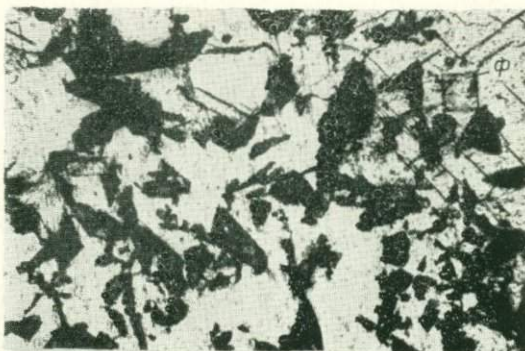


Рис. 6. Эпигенетическая вкрапленность сфалерита (черное) в кристаллах кальцита. Ф — бесцветный флюорит. Скв. Л-400, гл. 430,0 м. Ник. $\parallel \times 50$.

вого цвета, приуроченные к внешней стороне прожилков, в пустотах выщелачивания — мелкую вкрапленность в кристаллах вторичного кальцита (рис. 6), а также крупные кристаллы тетраэдрической формы в виде друз. Вторичные выделения сфалерита резко отличаются по содержанию примесей от первичных. Наблюдается повышенное содержание Al, Fe, Ti, Ni, Ga, Cd. Вторичные выделения галенита встречаются очень редко.

Вопрос о происхождении экзогенных сульфидов свинца и цинка в карбонатных породах спорный. Существуют две принципиально различные точки зрения: гидротермальная и седиментационно-осадочная. Дискуссия по этой проблеме подробно освещена в геологической литературе [5, 2, 7 и др.]. Теоретическая сторона процессов осадочного рудообразования обоснована в работах Н. М. Страхова [8].

В рассматриваемом случае в пользу осадочного, сингенетического накопления сульфидов свинца и цинка в осадках свидетельствуют следующие данные: отсутствие на южном склоне Воронежского массива магматических и вулканогенных образований и каких-либо гидротермальных изменений пород; приуроченность сульфидной минерализации к определенным стратиграфическим горизонтам афанитовых известняков и углей башкирского яруса при полном отсутствии сульфидов свинца и цинка в нижележащей мощной карбонатной толще нижнего карбона; площадной характер распределения оруденения; структурно-текстурная однотипность полиметаллических проявлений и их мономинеральность; наличие колломорфных структур.

Все приведенные данные далеко выходят за пределы случайного совпадения фактов. Ни одно из этих положений не объясняется с позиций гидротермальной природы оруденения. В то же время они достоверно отражают особенности процессов карбонатного осадкообразования и последующих превращений вещества вмещающих пород при диагенезе и эпигенезе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолтехиздат, М., 1950.
2. Бетехтин А. Г. — Изв. АН СССР, серия геол., 1954, 2, 81—92.
3. Блох А. М. — ДАН СССР, 1954, 99, 5, 835—836.
4. Жуковский А. А. и Молотков С. П. — Труды Воронежск. гос. ун-та, 62, 1963.
5. Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. Изд-во АН СССР, М., 1963.
6. Малиновский Ф. М. — Записки Всес. минер. об-ва, 1955, 84, 1, 30—43.
7. Смирнов В. И. — Разведка недр, 1962, 5, 10—13.
8. Страхов Н. М. — Изв. АН СССР, серия геол., 1953, 12—49.
9. Ферсман А. Е. К минералогии каменноугольных отложений г. Боровичей. Изв. Акад. наук, 1915, 15, 1959.

LEAD AND ZINC SULFIDES FROM THE MIDDLE CARBONIFEROUS CARBONACEOUS ROCK MASS OF THE SOUTHERN SLOPE OF THE VORONEZH MASSIF

Summary

The lead and exogenetic sulfides are represented by cleopane, marmatite, prshibramite and galenite. They are confined to the recrystallized sections of the limestones and are formed during the processes of diagenesis and epigenesis.

УЛЬВОШПИНЕЛЬ В ТИТАНОМАГНЕТИТАХ СССР

Титановая шпинель состава Fe_2TiO_4 впервые была получена экспериментально В. М. Гольдшмидтом [13], отметившим большое сходство параметров решеток магнетита и титановой шпинели.

В природных соединениях титановая шпинель долго не была замечена исследователями.

Рамдор [16, 17], изучая под микроскопом титансодержащие железные руды различных месторождений стран мира, высказал предположение, что в высокотемпературных магнетитах пластинчатые продукты распада твердых растворов, параллельные (100), представлены минералом состава Fe_2TiO_4 .

Лишь Могенсену [15] в рудах Седра Ульво (Северная Швеция) удалось впервые доказать, что эти продукты распада, расположенные в магнетитах в виде тончайших сеток, представлены главным образом Fe_2TiO_4 , названной им «ульвошпинелью».

Позднее Рамдор [18, 19] установил широкое распространение ульвошпинели в титансодержащих железных рудах, а также то, что ее выделения приурочены преимущественно к основным дифференциатам горных пород.

Хельмквист [14] дал подробное описание выделений ульвошпинели в титаномagnetитовых рудах Таберга (Швеция).

Жиро [12] в титаномagnetитовых рудах с оз. Блаш и других мест в Квебеке рентгенометрически и оптически установил наличие ульвошпинели, находящейся в тесном прорастании с магнетитом.

Е. А. Винсент и Р. Филлипс [20] в дифференцированных полосчатых габбро Скаергардской интрузии (Восточная Гренландия) установили, что магнетит из основных пород содержит значительно больше ульвошпинели, чем магнетит средних пород.

А. Ф. Баддингтон и др. [11] в своих физико-химических исследованиях по титансодержащим магнетитам также отмечают ульвошпинель, выделение которой тесно связано с магнетитом.

Из этого далеко не полного перечня работ видно, что ульвошпинель присутствует во многих титаносодержащих магнетитах и за последние годы привлекла к себе внимание исследователей, занимающихся титаномагнетитовыми месторождениями.

О нахождении ульвошпинели в СССР есть указание П. Рамдора [18], который в списке рассмотренных им 17 месторождений упоминает Денежкин Камень и Качканар (Северный Урал), где ульвошпинель устанавливается им лишь по микроскопическим данным в магнетитовом дифференциате в габбро. А в 1960 г. П. Рамдор в книге «Рудные минералы и их сростания» приводит фотографию ульвошпинели «ульвита» (так предложил Могенсен называть ульвошпинель) в титаномагнетите Карельской АССР.

Е. Н. Семенов [7] первым из исследователей СССР опубликовал работу об ульвошпинели — «Ульвошпинель в титаномагнетитах Хибинского щелочного массива», где в исследованных им образцах титаномагнетитов содержание ульвошпинели достигает 36% и более.

Т. А. Никольская [5] описала ульвошпинель в титаномагнетитах г. Патын (Горная Шория).

О. М. Глазунов и А. М. Кузьмин [1] в титаномагнетито-ильменитовых рудах Лысанских месторождений в Восточном Саяне установили, что ульвошпинель распространена не только в титаномагнетите, но и в ильмените. Ильменит и титаномагнетит в Лысанских месторождениях представляют собою акцессорные вкрапленники в крутопадающих псевдостратифицированных интрузивных массивах габбро-пироксенито-серпентинитового состава.

Как указывают авторы, в полированных шлифах в ильмените при увеличении 320 и более в масляной иммерсии можно заметить ульвошпинель в виде коротко вытянутых тончайших, но рельефных пластинок с четкими продольными границами и расплывчатыми торцами.

Визуально, согласно подсчетам в полированных шлифах точечным методом, количество ульвошпинели в ильмените определяется 15—20%, а по результатам химического анализа — составляет 40%, авторы допускают, что ульвошпинель в ильмените присутствует в тонкодисперсном состоянии, трудно уловимом даже при больших увеличениях.

Синтетическая ульвошпинель была получена Н. И. Щепочкиной [9], а также Б. А. Юниковым и И. К. Латышем [10].

При изучении титаномагнетитовых руд Урала мы встретили ульвошпинель в кусинском и качканарском типах месторождений.

Как известно, титаномагнетитовые месторождения Урала [3] пространственно и генетически связаны с габбро-перидотитовыми и габбро-диабазовыми формациями Урала и локализируются

в габбро, пироксенитах, горнблендитах и в меньшей степени — в перидотитах, оливинитах.

По содержанию двуокиси титана в титаномагнетите они подразделяются на три типа:

1. Высокотитанистый тип — Кусинско-Копанские месторождения и рудопроявления Малый Куйбас, которые связаны с габбро-диабазами. Содержание двуокиси титана в титаномагнетитах этого типа составляет 10—15%. Форма рудных тел представлена жилообразными телами и зонами вкрапленников значительных размеров.

2. Среднетитанистый тип представлен Волковским медно-титановым месторождением, залегающим в габбро в виде зон вкрапленности и шлировых выделений. Содержание двуокиси титана в титаномагнетитах 4,5—8%.

3. Малотитанистый тип, к которому относятся Первоуральское, Качканарское, Висимское и другие месторождения. Они локализируются в пироксенитах, горнблендитах, перидотитах (оливинитах) в виде густой вкрапленности и шлировых выделений.

Для примера рассмотрим одно из месторождений высокотитанистого типа — Копанское месторождение титаномагнетита.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОПАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Копанский габбровый массив расположен в Челябинской области, в 20 км на восток от г. Сатки; в геологическом отношении представляет собой согласную пластовую межформационную интрузию протяженностью 28 км и мощностью 1,6 км. На северо-западе интрузия согласно залегает на бакальской и саткинской свитах метаморфизованных осадочных отложений протерозоя, в состав которых входят сланцы, доломиты, кварциты и др.

На северо-востоке массив контактирует с рябиновскими гранитами, но непосредственный контакт скрыт под молодыми отложениями. Копанский массив сложен габбро, причем габбро является неоднородным по составу и текстурно-структурным особенностям. Для пород массива характерно наличие стратификации, параллельно которой располагаются залежи сплошных титаномагнетитовых руд мощностью от 0,3 до 2,5 м. Однако основную ценность составляют вкрапленные руды, очень распространенные в месторождении.

Выделение ульвошпинели в рудах Копанского месторождения

Титаномагнетитовые руды Копанского месторождения представляют собой минеральный агрегат, состоящий из магнетита и ильменита. При микроскопическом изучении руд месторожде-

ния нами еще в 1958 г. была обнаружена ульвошпинель, входящая в состав сплошных и вкрапленных руд, но распространенная крайне неравномерно не только в месторождении, но и в шлифе отдельных зерен титаномагнетита. Чаше всего ульвошпи-

Таблица 1

Сравнительная таблица свойств минералов шпинели и ильменита

Свойства	Магнетит	Ульвошпинель	Ильменит
Химический состав	$\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$	$2\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$	$\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$
Система	Кубическая	Кубическая	Тригональная
Размер элементарной ячейки	$a_0 = 8,37-8,40 \text{ \AA}$	$a_0 \approx 8,50 \text{ \AA}$	$a_0 = 5,09 \text{ \AA}$
Удельный вес	5,00	—	$c_0 = 14,09 \text{ \AA}$ 4,7
Твердость по Моосу	5,5—6,5	6—6,5	5—6
Относительная *твердость в шлифе по световой полоске	Наибольшая	Наименьшая	Средняя
Цвет	Железо-черный	—	Железо-черный
Цвет в *отраженном свете (при совместном нахождении)	Буровато-серый	Темно-серый с коричневым оттенком	Серовато-белый с коричневым оттенком
Отражательная способность	18	~15	17
Отношение к поляризованному свету	Изотропен	Изотропна	Анизотропен
Магнитность	Сильно магнитен	Магнитна	Немагнитен
Черта	Черная	—	Красновато-коричневая
Травление	HCl	Все обычные реактивы не действуют	

нель можно наблюдать в сплошных рудах. В. С. Мясников [4] при изучении руд Копанского месторождения высказывает предположение о возможном нахождении ульвошпинели в небольших количествах и отмечает, что она, возможно, сохранилась в виде незначительных реликтов.

При больших увеличениях под микроскопом (свыше 500 раз) с применением иммерсионных объективов ульвошпинель хорошо фиксируется там, где есть выделения герцинита и плеонаста. Как правило, ульвошпинель тесно ассоциирует с магнетитом и выделяется в нем по (100) (рис. 1) и параллельно удлинению пластинок герцинита и плеонаста. Для выделения ульвошпинели характерно образование в магнетите коробчатых структур — этот морфологический признак облегчает ее обнаружение в титансодержащих железных рудах. Размер выделений ульвошпи-

нели не превышает 1—2 мк. Цвет не является надежным критерием для различия между ульвошпинелью и ильменитом, иногда можно заметить более темные по сравнению с ильменитом ее выделения. Цвет ульвошпинели серый с коричневым оттенком.

Отражательная способность ульвошпинели несколько ниже отражательной способности ильменита — соответственно, примерно 15 и 17 (табл. 1).

Одним из основных критериев установления ульвошпинели в титаномагнетитах является химический анализ его, который показывает при наличии ульвошпинели избыток $\text{FeO}(\text{RO})$ над $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{RO}_2 + \text{R}_2\text{O}_3)$. Последний тем больше, чем выше содержание ульвошпинели.

Химический состав титаномагнетита Копанского месторождения приведен в табл. 2.

В рудах Копанского месторождения при процессах окисления за счет ульвошпинели образуются ильменит и магнетит. Реакция окисления ульвошпинели выражается следующим уравнением: $6\text{Fe}_2\text{TiO}_4 + \text{O}_2 = 6\text{FeTiO}_3 + 2\text{Fe}_3\text{O}_4$. При этом расположение ульвошпинели по (100) в магнетите сохраняется даже после ее уничтожения [18].

Под микроскопом это явление хорошо фиксируется во всех без исключения шлифах по неодновременному угасанию в поляризованном свете тонких пластин ильменита, образовавшихся по ульвошпинели параллельных (100) в магнетите. Часто можно наблюдать паркетную структуру ильменита, образовавшегося также в результате окисления ульвошпинели.

Эти процессы широко развиты в Копанском месторождении, и поэтому ильменит, образовавшийся по ульвошпинели, как и реликты ульвошпинели, остаются в магнетите неизвлекаемыми при магнитном обогащении, что затрудняет получение высокопроцентного титанистого концентрата.

Нахождение ульвошпинели в титаномагнетите Копанского месторождения может с некоторой вероятностью объяснить происхождение структур распада твердого раствора ильменита в магнетите.

По-видимому, первоначальный твердый раствор состоял из вещества магнетита ($\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$) и ульвошпинели ($2\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$),

Таблица 2
Химический состав титаномагнетита, выделенного из массивной руды Копанского месторождения (обр. 3343, скв. 20, гл. 139,5 м)*

Компонент	Вес. %	Мол. кол.
SiO_2	1,28	20
Fe_2O_3	49,5	311
FeO	34,10	474
TiO_2	12,5	156
MnO	0,24	3
CaO	сл.	—
MgO	1,04	26
V_2O_5	0,40	2
Cr_2O_3	0,32	3
Al_2O_3	0,48	5
Сумма	99,86	1000

*Анализ выполнен в лаборатории Горно-геологического института УФАН, аналитик Л. И. Меттих.

который при понижении температуры распался на магнетит и ильменит.

На рис. 2—8 представлены выделения ульвошпинели других месторождений Урала.

На основании изложенного можно сделать следующие общие выводы:

1. Ульвошпинель («ульвит») широко распространена в природе и локализуется в титаномагнетитах, главным образом основных и ультраосновных пород.

2. Ульвошпинель обнаружена еще в небольшом сравнительно количестве месторождений, что свидетельствует не об отсутствии ее в указанных породах, а о трудности ее диагностики.

3. Избыток FeO наблюдается во многих химических анализах мономинеральных магнитных фракций из пород габбро-перидотитовой формации Урала, Кольского полуострова, а также основных и ультраосновных пород Украинского кристаллического щита (габбро-норитов).

4. Титаномагнетиты с повышенным содержанием окиси железа необходимо тщательно микроскопически (увеличение 500 и выше с иммерсионными объективами) и рентгенографически проверять на присутствие ульвошпинели («ульвита»).

ЛИТЕРАТУРА

1. Глазунов О. М., Кузьмин А. М. — В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Изд. Томск. ун-та, 1962.
2. Искуль Е. В. — В кн.: Минералы Хибинских и Ловозерских тундр, Изд-во АН СССР, М., 1937.
3. Малышев И. И. — Закономерности образования и размещение месторождений титановых руд. Гос. научно-техн. изд-во лит. по геол. и охране недр, М., 1957.
4. Мясников М. С. — Геология рудных месторождений, 1959, 2, 50—62.
5. Никольская Т. А. — Изв. Томск. политехн. ин-та, 1962, 120, 50—54.
6. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. Под ред. А. Г. Бетехтина, ИЛ, М., 1962.
7. Семенов Е. Н. — Тр. Мин. муз. АН СССР, 1959, 3, 190—195.
8. Сердюченко Д. П. — Мин. сб. Львовск. геолог. об-ва, 1950, 4, 321.
9. Щепочкина Н. И. — Физико-химические исследования титанатов бария и железа. Труды Ин-та геол. руд. месторождений, петрогр., минер. и геохимии, 11, 1958.
10. Юников Б. А. и Латыш И. К. — Геология рудных месторождений, 1962, 4.
11. Buddington A. F., Fahey S. and Vlisidis A. — American Journal of Science, 1955, 253, 9.
12. Gireult S. P. — Le Naturaliste Canadien, 1953, 80, 307—311.
13. Goldschmidt V. M. Geochemische Verteilungsgesetze Norschke Vidensk. Akad. Sur., 1923—1938.
14. Nyelmgust Sv. — Sver. Geol. Undersör Arsbock, 1949, 43, 10, 1—55.
15. Mogensen E. — Geol. Foren. i. Stockholm Forh., 1946, 68, 578—588.
16. Ramdohr P. Winchtigelneue Beobachtungen an Magnetit, Hämatit und Rutil. Abhande. Berliner Ak. Wiss. Math-nat Kl 1939.

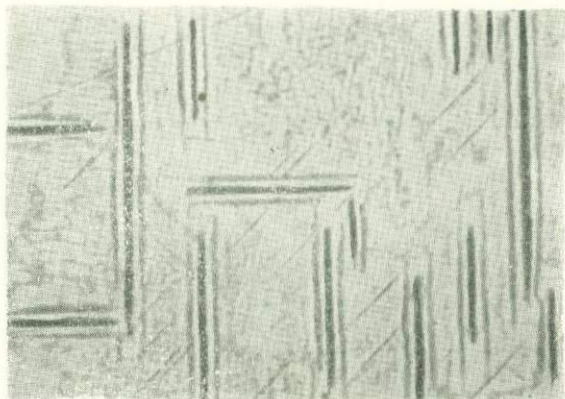


Рис. 1. Пластинки ульвошпинели (темно-серое) по (100) в магнетите, параллельно удлиненным пластинкам герцинита (черное). Пластинки ильменита (серое) по (111). Копанский массив. Полированный шлиф. Снято в иммерсии. $\times 1000$.

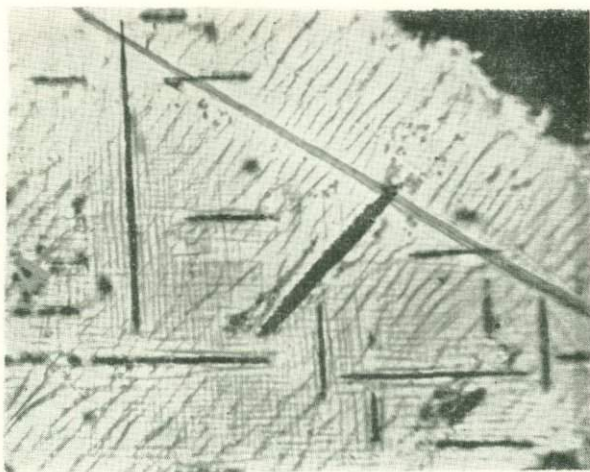


Рис. 2. «Титаномагнетит» с крупной пластиной ильменита по (111) и с большим количеством ульвошпинели, располагающейся параллельно (100); по третьей плоскости куба — полого падающие и в результате этого широкие пластинки ульвошпинели и герцинита. Пластинки ильменита — под $<45^\circ$ к рамке снимка. Малый Куйбас. Полированный шлиф. Снято в иммерсии. $\times 1000$.

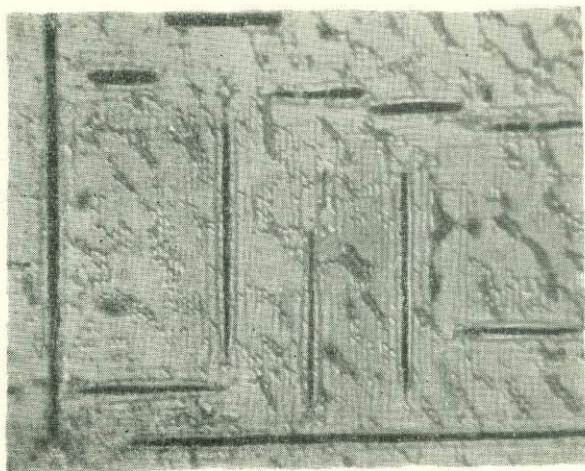


Рис. 3. «Титаномагнетит» с ульвошпинелью по (100), герцинитом и вторичным ильменитом в виде цепочек по (111). Малый Куйбас. Полированный шлиф. Снято в иммерсии. $\times 1000$.

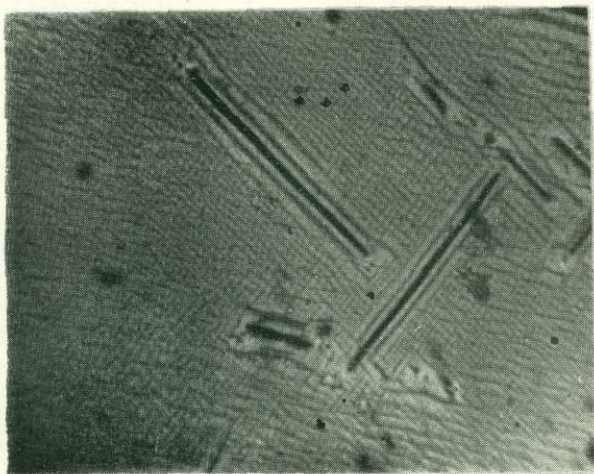


Рис. 4. Магнетит (белое) с тонкой сеткой ульвошпинели, вторичного ильменита и крупных выделений герцинита. Малый Куйбас. Полированный шлиф. Снято в иммерсии. $\times 1000$.

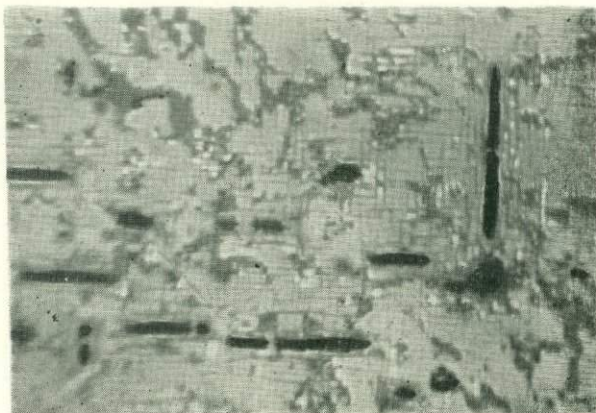


Рис. 5. «Титаномагнетит». Ульвошпинель окисленная (решетка), герцинит по (100); едва заметные пластинки ильменита под $<45^\circ$ к рамке снимка. Малый Куйбас. Полированный шлиф. Снято в иммерсии. $\times 1000$.

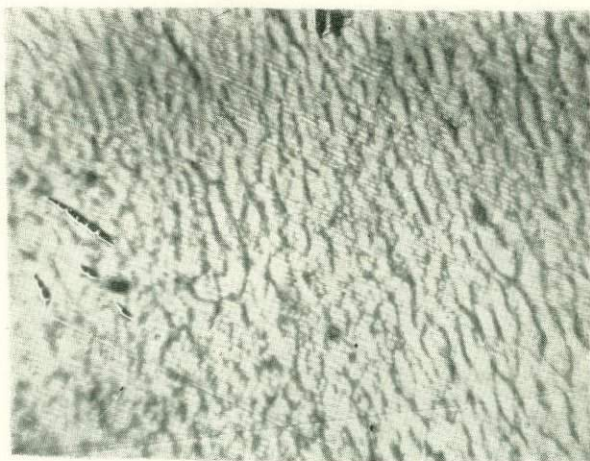


Рис. 6. «Титаномагнетит». Ажурная сетка ульвошпинели, шпинели (отдельные черные зерна) и ильменита. Малый Куйбас. Полированный шлиф. Снято в иммерсии. $\times 1000$.

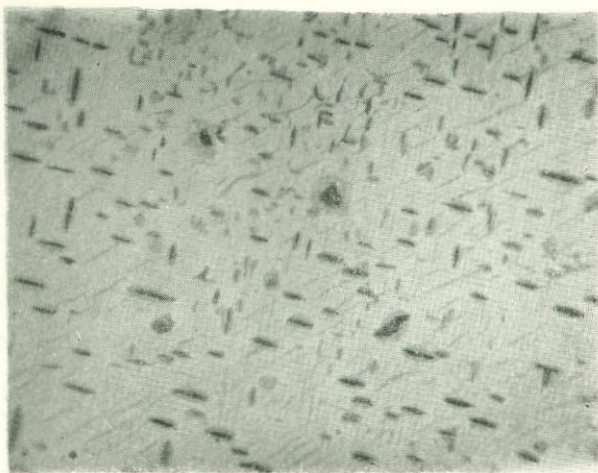


Рис. 7. «Титаномагнетит». Обычная шпинель по (100) и ажурная сетка ульвошпинели. Кумбинский массив. Полированный шлиф. Снято в иммерсии. $\times 575$.

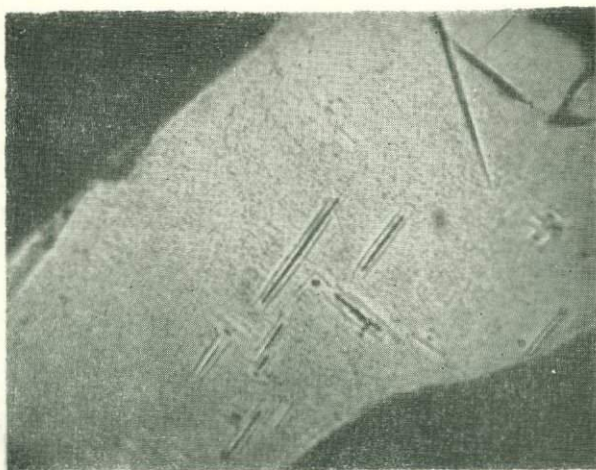


Рис. 8. Зерно магнетита, в котором видна коробчатая структура ульвошпинели; герцинит по (100) и пластинка ильменита по (111). Тобольская россыпь (Урал). Полированный шлиф. Снято в иммерсии. $\times 1000$.

17. Ramdohr P. Die Erzminerale in gewöhnlichen magmatischen Gestein; ibid, 1940, 2, 1—43.
18. Ramdohr P. Econ. Geol., 1953, 48, 677—688.
19. Ramdohr P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen; Akademieverlag, Berlin, 1955, 706—708.
20. Vincent E. A. and R. Phillips. Iron titanium minerals in layered gabbros of the Skaergaard intrusion. East Greenland, Part I. Chemistry and ore microscopy. Geochim. Cosmoch. Acta, V. 6. 1954, 1—26.

I. K. LATYSH

ULVOSPINEL IN TITANOMAGNETITES OF THE USSR

Summary

This article gives a short history of the discovery and discusses the occurrence of Ulvospinel (ulvite) in various deposits. The chief physicochemical properties and diagnostic signs of Ulvöspinel are described.

О ТУРМАЛИНАХ ИЗ ТИТАНО-ЦИРКОНИЕВЫХ РОССЫПЕЙ УКРАИНЫ

В последнее десятилетие на территории Украины выявлен ряд титано-циркониевых россыпей, приуроченных к песчаным отложениям полтавской серии (верхний олигоцен — средний миоцен) и сарматского яруса. Геологическое строение и условия образования их уже частично освещены в литературе [2, 14, 19, 22, 24].* Значительная часть работ [6—10, 15] посвящена также минералогии этих россыпей. Основное внимание уделялось ведущим полезным минералам — ильмениту и вторичным продуктам его изменения, рутилу, циркону и др. Вместе с тем в литературе почти нет сведений о таких широко распространенных минералах россыпей, как дистен, силлиманит, ставролит, турмалин и др. Материал, накопленный авторами при изучении вещественного состава титано-циркониевых россыпей Приднепровья, позволяет частично восполнить этот пробел.

Турмалин — постоянный компонент титано-циркониевых руд и вмещающих их отложений. Содержание его колеблется в широких пределах, составляя в среднем 0,06—0,12% в продуктивных отложениях сарматского яруса [7] и 0,10—0,25% и более в отложениях полтавской серии. Он играет также существенную роль в составе тяжелой фракции рудных песков и по количеству в ней стоит после ильменита и вторичных продуктов его изменения, рутила, циркона, дистена + силлиманит и ставролита. Содержание его в коллективном концентрате приднепровских россыпей обычно составляет 2—5%, но иногда достигает 10—15% и более. Установлено, что для участков, максимально обогащенных титано-циркониевыми минералами, характерно несколько пониженное содержание турмалина. В то же время разделяющие их горизонты, бедные измененным ильменитом, рутилом и цирконом, отличаются увеличенным его содержанием в тяжелой фракции. Такое закономерное изменение содержания турмалина обуславливается, видимо, гидродинамикой прибреж-

но-морской зоны осадконакопления, дробной гранулометрической и минералогической дифференциацией терригенного материала.

Турмалины из россыпей разных районов отличаются между собой размерами зерен, степенью окатанности, а значит, и формой зерен, соотношением разновидностей и в какой-то мере физическими и химическими свойствами. Среди них наиболее распространены магнезиальные (дравит), железистые (шерлит) и промежуточные, магнезиально-железистые разновидности. В резко подчиненных (аксессуарных) количествах встречаются рубеллит, индиголит и ахроит.

Наиболее крупными являются турмалины из среднеприднепровских прибрежно-морских россыпей сарматского возраста (рис. 1). Основная масса зерен их (60—70%) имеет размеры 0,18—0,12 мм; около 30% приходится также на долю более крупных (0,18—0,25 мм) зерен. Для большинства зерен характерны хорошая окатанность и отполированность поверхности; форма зерен округлая, удлинненно-округлая и эллипсоидальная. Реже встречаются призматические кристаллы со средним отношением ширины к длине 1:2—3. Грани бипирамиды развиты плохо, преимущественно односторонне. Грани призмы вертикально иштрихованы. В сечении кристаллы часто образуют характерные сферические треугольники (рис. 2 между стр. 128—129).

Турмалины из полтавских отложений отличаются меньшими размерами: преобладающее количество зерен его (>70%) имеет размеры 0,16—0,074 мм. Он, как правило, сохраняет кристаллографические формы; часто встречаются также неправильные угловатые обломки, почти не несущие на себе заметных следов окатывания и полировки поверхности, и слабо окатанные зерна. Значительное увеличение размеров и степени окатанности зерен турмалина наблюдается лишь в верхнем горизонте песчаных отложений полтавской серии северных районов Приднепровья. Здесь большинство зерен турмалина имеет размеры 0,25—0,31 мм. Они хорошо окатаны, шаровидной и эллипсоидной форм; изредка встречаются также призматические кристаллы.

Преобладающий цвет минерала — темно- и бурозеленый до черного. В подчиненном количестве находятся бледно окрашен-

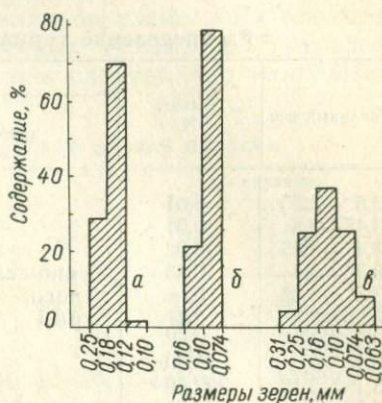


Рис. 1. Распределение турмалина в гранулометрическом спектре: а — россыпи сарматского возраста; б, в — россыпи полтавского возраста.

ные зерна желтых и зеленых оттенков (табл. 1). Встречаются также совершенно бесцветные (ахроит), голубые и синие (индиголит), розовые и красные (рубеллит) разновидности. Отмечен полихромный турмалин с полярным распределением окраски: одна часть зерна обычно бесцветная, другая — зеленовато-бурая.

Таблица 1
Распределение турмалинов по удельному весу

Удельный вес	Выход, %	Цвет зерен	
		преобладающий	подчиненный
3,5 — 3,55	0,01	Темно-зеленый до черного, зеленовато-бурый	—
3,45 — 3,5	0,01		—
3,4 — 3,45	0,02		—
3,35 — 3,4	0,03		—
3,3 — 3,35	0,05		—
3,25 — 3,3	2,47		—
3,2 — 3,25	6,67		Розовый, красный
3,15 — 3,2	38,50		" "
3,1 — 3,15	32,60		Розовый
3,05 — 3,1	17,80		Зеленый до темно-зеленого
3,0 — 3,05	1,47	Зеленый, желтый	Бесцветный, черный
2,8 — 3,0	0,37	" "	" "

Порошок турмалина зеленовато-серый. Блеск стеклянный у зерен с гладкой поверхностью и матовый — у шероховатых зерен; излом раковистый. Удельный вес варьирует в широких пределах (см. табл. 1), но основная масса зерен (~95%) имеет удельный вес 3,05—3,25. Турмалины, имеющие повышенный удельный вес, обычно окрашены в темно-зеленые и черные цвета.

Турмалины разного состава, удельного веса и окраски имеют различные магнитные свойства. Например, наиболее низкая магнитная восприимчивость у светло окрашенных турмалинов с низким удельным весом. Зерна одинакового цвета, но различного удельного веса также имеют разные магнитные свойства. Так, магнитная восприимчивость зеленовато-бурого турмалина с удельным весом 3,15—3,25 составляет 24×10^{-6} , а с удельным весом 2,9—3,15 — менее 20×10^{-6} единиц CGSM. Широкие пределы колебания значений магнитной восприимчивости характерны для турмалинов из россыпей вообще и обусловлены различием составов его разновидностей. По А. А. Кухаренко [13], например, удельная магнитная восприимчивость турмалина составляет $1,4—31 \times 10^{-6}$, по О. Т. Гребенниковой [5] — $13—50 \times 10^{-6}$ ед. CGSM.

Распределение турмалина по магнитной восприимчивости та-
ково:

$\chi \times 10^{-6}$	58	33	22,8	22	16,8	15	12	7,2	2,15
Выход, %	Зн.	4,1	52,8	20,8	6,1	2,4	1,1	0,5	12,2

Турмалин прозрачен, и лишь некоторые черные зерна его непрозрачны даже в тонких осколках в иммерсии. Плеохроизм отчетливый по обычной для турмалинов схеме $No > Ne$. Оптические свойства различно окрашенных турмалинов приведены в табл. 2. Из данных этой таблицы следует, что наибольшие

Таблица 2
Оптические свойства турмалинов разной окраски

Цвет зерна	No	Ne	$No-Ne$ (тысяч- ные)	Плеохроизм	
				No	Ne
Темно-зеленый и бурый	1,656—1,686	1,631—1,653	25—33	Темно-зеле- ный, чер- ный	Светло-зе- леный
Зеленый	1,642—1,66	1,63 —1,634	12—26	Зеленый	Бледно-зе- леный
Бесцветный	1,628—1,63	1,614—1,616	14	Серый	Бесцветный
Желтый	1,66	1,63	30	Темно-жел- тый	"
Голубой	1,645 —1,66	1,622—1,63	23—30	Голубой	"
Красный	1,652—1,691	1,63 —1,66	22—25	Красно-бу- рый	Розовый

показатели преломления и двупреломления характерны для турмалинов темно-зеленого, бурого и красного цвета. В пределах разновидностей одинакового цвета показатели преломления увеличиваются с увеличением удельного веса и магнитной восприимчивости (рис. 3).

Химический состав* основных разновидностей турмалина, отличающихся удельным весом и магнитными свойствами, и результаты пересчета приведены в табл. 3.

Минералообразующими компонентами являются SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO и B_2O_3 . Содержание бора и магния увеличивается, а железа — уменьшается в разностях с пониженными удельным весом и магнитной восприимчивостью. Количество бора в турмалине с удельным весом 2,9—3,15 выше содержаний этого элемента во многих турмалинах из различных кристаллических пород [21, 26, 27].

Преобладающее количество изученных турмалинов с удельным весом 3,15—3,25 (обр. 14) по химическому составу и опти-

* Химические, спектральные и рентгенометрические анализы выполнены в лабораториях Института минеральных ресурсов Министерства геологии СССР.

ческим свойствам относится к железо-магнезиальным разностям; турмалины с удельным весом 2,9—3,15 (обр. 15) по составу и свойствам приближаются к дравиту. Между отмеченными разновидностями существуют взаимные постепенные переходы.

Таблица 3

Химический состав и расчет кристаллохимических формул турмалина из титано-циркониевых россыпей Приднпровья (аналитик О. С. Шабер)

Оксиды	Обр. 14, уд. вес 3,15—3,25, магнитная восприимчивость 24×10^{-6} ед. CGSM					Обр. 15, уд. вес 2,9—3,15, магнитная восприимчивость 20×10^{-6} ед. CGSM				
	Вес. %	Мол. кол.	Ат. кол. кислорода	Число атомов кислорода, рассчитанное на 30	Число атомов катионов	Вес. %	Мол. кол.	Ат. кол. кислорода	Число атомов кислорода, рассчитанное на 30	Число атомов катионов
SiO ₂	34,89	581	1162	11,01	5,50	35,69	594	1188	10,94	5,47
TiO ₂	0,81	10	20	0,19	0,09	0,77	10	20	0,17	0,09
V ₂ O ₅	9,60	138	414	3,92	2,61	12,04	187	561	5,16	3,44
Al ₂ O ₃	31,74	311	933	8,84	5,89	32,16	315	945	8,77	5,85
Fe ₂ O ₃ + FeO	12,31	77	231	2,18	1,45	6,74	42	126	1,15	0,77
MnO	0,09	1	1	0,01	0,01	0,02	—	—	—	—
CaO	0,80	14	14	0,13	0,13	1,10	20	20	0,17	0,17
MgO	5,23	129	129	1,22	1,22	6,92	171	171	1,57	1,57
K ₂ O	0,05	—	—	—	—	0,06	—	—	—	—
Na ₂ O	0,73	11	11	0,10	0,20	0,78	12	12	0,11	0,22
F	0,05	3	3	0,03	0,03	0,06	3	3	0,02	0,02
H ₂ O ⁺	4,48	250	250	2,37	—	3,82	211	211	1,94	3,88
H ₂ O ⁻	0,25	—	—	—	—	0,50	—	—	—	—
Сумма	101,03	—	3168	30	—	100,66	—	3257	30	—
Поправка на F ₂ =0	0,01	—	1	—	—	0,01	—	1	—	—

Обр. 14—(Na_{0,2}Ca_{0,13})_{0,33}(Mg_{1,22}Mn_{0,01}Fe_{1,45}³⁺Al_{2,0})_{4,68}[Al_{3,89}B_{2,61}Si_{5,56}(O_{27,6}OH_{2,37}F_{0,03})₃₀]; общий делитель—3167:30=105,56;

обр. 15—(Na_{0,22}Ca_{0,17})_{0,39}(Mg_{1,57}Fe_{0,77}³⁺Al_{2,76})_{5,1}[Al_{3,09}B_{3,44}Si_{5,47}(O_{26,1}OH_{3,88}F_{0,02})₃₀]; общий делитель—3256:30=108,53.

По А. Н. Жердовой и В. К. Абулевич [7], в турмалинах из россыпей Украины содержится 37,14% SiO₂; 33,5% Al₂O₃; 8,18% V₂O₅; 7,17% Fe₂O₃; 1,9% FeO; 5,98% MgO.

Кроме элементов, приведенных в табл. 3, в исследованных турмалинах установлено 0,16% Cr₂O₃ (аналитик Н. А. Александрова) и 0,02% Nb₂O₅ (аналитик Р. П. Моисеева). Спектральными анализами в турмалинах обнаружены тысячные доли про-

цента V, Zr, Ni, следы Ga и Ag. В разностях с удельным весом больше 3,15, кроме того, отмечены следы Sn, а в турмалинах с удельным весом $< 3,15$ — тысячные доли процента Co.

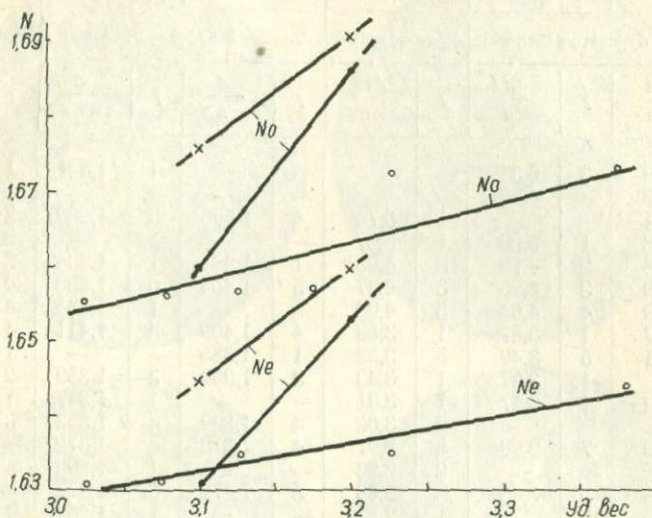


Рис. 3. Показатели преломления турмалинов разного удельного веса:

○ и ● — темно-зеленый и зеленовато-бурый, × — красный турмалин; магнитная восприимчивость: ○ $< 20 \times 10^{-6}$; ●, × $> 20 \times 10^{-6}$.

Рентгенометрическая характеристика минерала приведена в табл. 4. Дифракционные линии в основном четкие, ясные. Межплоскостные расстояния и интенсивность линий исследованных разновидностей, отличающихся удельным весом и магнитной восприимчивостью, близки между собой и с эталонными образцами.

Таким образом, в титано-циркониевых россыпях Приднестровья наиболее распространены железисто-магнезиальные, магнезиальные и железистые разности турмалинов.

Источником питания россыпей турмалином являются различные магматические и метаморфические породы Украинского кристаллического щита и их кора выветривания, содержащие его в тех или иных количествах. Данные о турмалиноносности кристаллических пород Украинского щита приведены в многочисленной литературе [1, 3, 4, 11, 12, 16—18; 20, 21, 23, 25—27].

По данным Ю. Ю. Юрка и др. [27], турмалин входит в состав биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсов и пород криворожской железорудной формации (талково-хлоритовых кварцево-серицитовых, талково-карбонатных, биотито-хлоритовых, кварцево-андалузито-ставролитово-слюдистых и других сланцев, арко-

Рентгенограммы турмалинов из титано-циркониевых россыпей
Приднепровья

Обр. 14		Обр. 15		Обр. 10		Обр. 14		Обр. 15		Обр. 10	
Темно- и буровато-зеленый				Ярко-зеленый		Темно- и буровато-зеленый				Ярко-зеленый	
<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$
1	7,29	3	6,34	—	—	—	—	1	1,541	1	1,548
5	6,49	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,517
1	5,61	—	—	1	5,74	4	1,508	5	1,509	2	1,507
3	5,08	1	5,09	1	5,07	—	—	—	—	2	1,500
3	4,68	2	4,70	3	4,65	1	1,485	1	1,484	2	1,478
6	4,28	3	4,25	3	4,27	5	1,454	6	1,458	4	1,458
6	4,09	4	4,04	5	4,06	—	—	1	1,434	4	1,437
1	3,87	1	3,87	1	3,88	4	1,409	5	1,411	4	1,414
6	3,51	5	3,49	5	3,52	1	1,385	—	—	1	1,392
—	—	1	3,37	1	3,43	3	1,359	3	1,359	2	1,358
2	3,29	1	3,27	1	3,31	—	—	1	1,347	1	1,345
—	—	—	—	2	3,02	4	1,329	4	1,333	3	1,333
8	2,99	7	2,98	5	2,97	4	1,312	4	1,312	4	1,311
—	—	—	—	2	2,93	—	—	1	1,293	—	—
2	2,88	3	2,85	2	2,88	5	1,272	6	1,277	4	1,277
—	—	—	—	1	2,81	—	—	1	1,264	1	1,262
1	2,74	—	—	1	2,71	1	1,240	1	1,246	1	1,247
10	2,59	10	2,60	10	2,60	1	1,230	1	1,230	2	1,237
1	2,51	—	—	1	2,52	1	1,215	1	1,214	1	1,218
—	—	—	—	3	2,46	—	—	1	1,200	—	—
—	—	3	2,40	1	2,41	2	1,184	2	1,181	3	1,181
4p*	2,38	2	2,35	2	2,37	1	1,160	1	1,160	1	1,164
—	—	—	—	1	2,29	2	1,150	3	1,150	1	1,151
2	2,27	2	2,27	1	2,27	1	1,136	2	1,137	1	1,130
2	2,19	3	2,19	2	2,20	2	1,125	3	1,127	1	1,128
—	—	—	—	2	2,17	1	1,111	1	1,112	1	1,116
3	2,13	4	2,13	3	2,13	1	1,095	2	1,096	2	1,096
8	2,05	8	2,05	8	2,06	1	1,087	2	1,084	4	1,084
5	1,925	6	1,923	7	1,933	1	1,072	1	1,063	—	—
—	—	1	1,884	—	—	1	1,059	1	1,053	5	1,054
1	1,870	1	1,854	1	1,863	1	1,042	1	1,042	—	—
1	1,833	1	1,828	1	1,824	2	1,034	1	1,035	2	1,030
1	1,780	1	1,787	1	1,789	3	1,029	4p	1,030	2	1,028
—	—	—	—	1	1,273	3p	1,020	5p	1,020	1	1,022
—	—	1	1,737	—	—	1	1,012	1	1,012	1	1,012
1	1,700	1	1,696	1	1,705	1	1,004	1	1,004	1	1,009
5	1,658	5	1,667	3	1,674	1	0,996	2p	0,996	—	—
—	—	1	1,647	3	1,648	1	0,988	1	0,988	—	—
5	1,598	5	1,606	5	1,605	1	0,985	1	0,986	1	0,984
1	1,551	1	1,562	2	1,567	—	—	—	—	—	—

* p — линия размыта.

Условия съемки: Fe-излучение; 35 кв; 12 мА; экспозиция 11—15 с;
 $r=0,25$ мм; $D=57,3$ мм; обр. 14—уд. вес 3,15—3,25; магнитная восприимчивость $\sim 24 \times 10^{-6}$; обр. 15—уд. вес 2,9—3,15; магнитная восприимчивость $< 20 \times 10^{-6}$; обр. 10—уд. вес 2,9—3,05; магнитная восприимчивость $< 15 \times 10^{-6}$.

Аналитики Р. Г. Сизова и Д. В. Бугаенко.

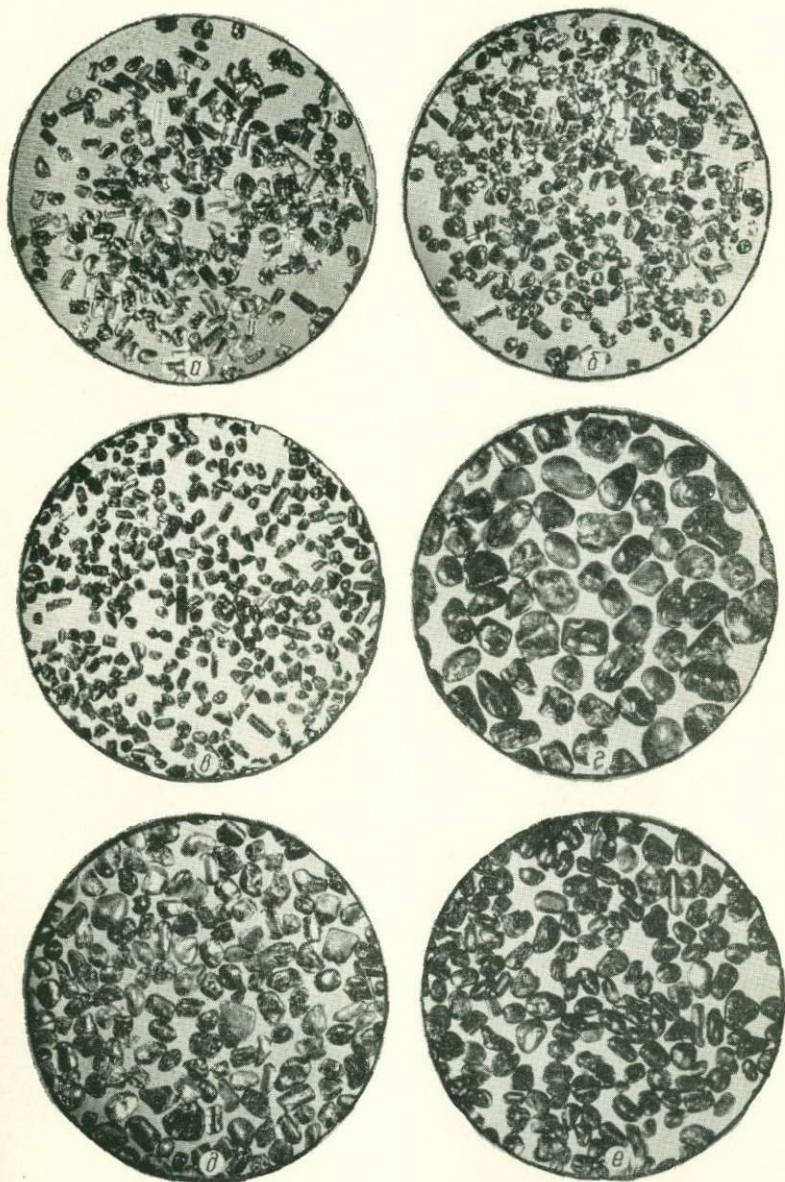


Рис. 2. Турмалин из титано-циркониевых россыпей Украины. ($\times 200$):
 а, б, в — полтавская серия, средний горизонт; г — полтавская серия,
 верхний горизонт; д, е — сарматский ярус.

зо-кварцевых песчаников и филлитов, кварцитов и т. д.) и представлен преимущественно магнизиальной разностью (дравитом).

Не менее широко распространен турмалин и в интрузивных породах; его содержат пегматиты, генетически и пространственно связанные с интрузиями плагногранитов, чудново-бердичевских, кировоградско-житомирских и днепровско-токовских гранитов. Здесь турмалин представлен главным образом железистой разностью (шерлитом); в подчиненных количествах отмечается дравит и в редких случаях — аксессуарный эльбаит.

Значительное суммарное площадное развитие турмалинсодержащих пород в пределах центральной и северо-западной частей Украинского кристаллического щита предопределило наличие турмалина в россыпях и вмещающих их осадочных породах полтавской серии и сарматского яруса, а условия их формирования способствовали интенсивной концентрации его. Это нашло свое выражение в преимущественном развитии и преобладающем содержании в россыпях тех разностей турмалинов, которые характерны для пород областей питания, а именно: магнизиальных, железистых и промежуточных, магнизиально-железистых. Особенности турмалиновой минерализации отдельных районов и типов пород проявляются также в морфологических, физических и химических свойствах и количественном содержании разновидностей турмалинов разных россыпных месторождений и рудопроявлений. Для доказательства этого еще мало данных, так как турмалины из кристаллических и осадочных пород данного района изучены недостаточно. Более отчетлива их пространственная связь; например, преимущественное развитие магнизиальных, в меньшей мере — железисто-магнизиальных разностей турмалинов в кристаллических породах Криворожско-Кременчугского железорудного района и в близлежащих титано-циркониевых россыпях, с одной стороны, и преобладание железистых и в меньшей мере магнизиально-железистых разностей в кристаллических породах северо-западной части щита и близлежащих россыпях — с другой. Эти отличия уже значительно затухают в силу многократного переотложения терригенного материала и усреднения его состава.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович Ю. М. — Геол. журн. АН УРСР, 1936, 3, 2.
2. Вадимов Н. Т. — В кн.: Материалы по методике разведки полезных ископаемых, Госгеолтехиздат, М., 1962.
3. Гаврусевич Б. А. — Тр. Минер. музея АН СССР, 1930, 4.
4. Горошников Б. И. — Геол. журн., 1956, 16, 3.
5. Гребенникова О. Т. — Труды Иргиредмета, 10, Госгортехиздат, 1961.
6. Жердева А. Н., Абулевич В. К. — В кн.: Минеральное сырье, 1, М., 1960.
7. Жердева А. Н., Абулевич В. К. Минералогия титановых россыпей. «Недра», М., 1964.

8. Дядченко М. Г., Цимбал С. М. — ДАН УРСР, 1963, 12.
9. Дядченко М. Г., Цимбал С. М. — ДАН УРСР, 1964, 1.
10. Дядченко М. Г., Цымбал С. Н. — Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1964, 18, 2.
11. Иванов Л. Л. — Труды Об-ва исслед. Волини. XI. III, 1914; IV, 1925.
12. Каниболоцкий П. М. Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна. Изд-во Черновиц. ун-та, 1946.
13. Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. Госгеолтехиздат, 1961.
14. Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, 1957.
15. Полканов Ю. А. — В кн.: Материалы по минералогии Украины, в. 2, Изд-во АН УССР, К., 1961.
16. Родионов С. П. — Геол. журн. АН УРСР, 1940, 5, 4.
17. Родионов С. П. Ингулецкий кристаллический комплекс. Науч. зап. Киев. гос. ун-та, IX, X; Геол. сб. № 3, 1950.
18. Родионов С. П. — Геол. журн. АН УРСР, 1948, 9, 1, 2.
19. Романов И. С. — Геология рудных месторождений. Изд-во АН СССР, 1961, 3.
20. Семененко М. П. — Геол. журн. АН УРСР, 1940, 6, 4.
21. Сливко М. М. — Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1955, 9.
22. Цымбал С. Н., Бондарь И. И. — В кн.: Третья конференция молодых геологов ИГН АН УССР. Тезисы докладов. «Наукова думка», К., 1964.
23. Шендерова А. Г. — Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, 1955, 9.
24. Эльянов М. Д. и др. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. «Недра», 1964.
25. Юрк Ю. Ю. Граниты и пегматиты Украинского кристаллического щита. Изд-во АН УССР, К., 1956.
26. Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф. — Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, II.
27. Юрк Ю. Ю., Рябоконь С. М., Шнюков Е. Ф. — В кн.: Матер. з мінер. України. Вид-во АН УРСР, К., 1960.

J. A. POLKANOV, S. N. ZIMBAL

ON TOURMALINES FROM THE TITANO-ZIRCONIUM FIELDS OF THE UKRAINE

Summary

Tourmalines are the invariable components of titano-zirconium ores and the enclosing sedimentary rocks. They are represented mainly by magnesian (dravite), ferruginous (schorlite) and intermediate (ferro-magnesian) varieties. The presence of these minerals in deposits is due to the development on a large scale in the drift areas of tourmaline crystalline rocks. In this paper the optical, magnetic and other physical properties, the chemical composition and X-ray characteristics of the tourmalines are presented.

ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ МАРГАНЦА В ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ ОКТЯБРЬСКОГО МАССИВА (ПРИАЗОВЬЕ)

На значительное участие марганца в породах щелочной серии Восточного Приазовья уже обращалось внимание [9]. При изучении минералогии и геохимии Октябрьского щелочного массива нами получены некоторые новые данные, расширяющие представление об особенностях поведения этого элемента.

Как известно, среднее содержание марганца в нефелиновых сиенитах обычно выше, чем в гранитоидных породах, причем в агапитовых нефелиновых сиенитах марганца содержится даже больше, чем в основных породах. Для щелочных и, особенно, нефелинсодержащих пород, по сравнению со щелочноземельными, характерна большая величина марганец-железного отношения [1].

Из табл. 1 видно, что содержание марганца в щелочных породах Октябрьского массива даже несколько выше, чем среднее для этих типов пород — по Р. О. Дэли [7]. По В. И. Герасимовскому [6], среднее содержание MnO в миекитовых нефелиновых сиенитах составляет 0,19%, в агапитовых — 0,35%. В Октябрьском массиве содержание марганца особенно возрастает в апогранитовых щелочных метасоматитах сиенитового состава, где оно достигает 0,71% MnO .

Марганец в щелочных породах Октябрьского массива связан главным образом со щелочными амфиболами, слюдами, в меньшей степени — с пироксенами и акцессорными минералами (ильменитом, магнетитом, бритолином и др.).

Наблюдается широкий диапазон содержания марганца в отдельных минералах, что обусловлено различной активностью марганца в разных процессах (табл. 2). Так, щелочные магнетиальные амфиболы трещинных зон ощелачивания (кроссит-крокидолиты) имеют более высокие содержания марганца, чем более ранние — гастингситовые амфиболы сиенитов. Для одной эндоконтактной зоны зафиксировано, соответственно, в кроссит-крокидолите 1,36% MnO , в ферригастингситах 0,19% MnO .

При постмагматической карбонатизации ультраосновных пород Октябрьского массива образуются характерные магарфведсонит-биотит-кальцитовые метасоматиты, в которых содержится 0,5—0,9% MnO, в то время как в исходных пироксенитах — около 0,2%.

Наиболее показательным усиление роли марганца в определенных условиях при процессе мариуполитизации. В одной из

Таблица 1
Содержание марганца в породах Октябрьского массива (MnO, вес. %)

Порода	Количество образцов	Пределы колебаний	Среднее	Среднее для данного типа по [7]
Габбро, габбро-пироксенит	9	0,12—0,24	0,19	0,15
Щелочной сиенит	4	0,17—0,41	0,27	0,11
Фойзит	3	0,17—0,24	0,19	0,05
Мариуполит (эгириновый)	3	0,10—0,18	0,14	—
Мариуполит (лепидомелановый)	1	0,52	0,52	—

Таблица 2
Содержание марганца в минералах из пород Октябрьского массива

Минерал	MnO, вес. %	Минерал	MnO, вес. %
Эгирин (эгирин-авгит)	0,31—2,1	Лепидомелан	2,6—5,0
Гастингсит	0,7 —1,9	Биотит	0,4
Кроссит-крокидолит	0,6 —5,4	Магнетит	0,5—1,4
Ильменит	1,3 —1,7	Бритолит	0,5—0,8

мариуполитовых жил, залегающих среди пироксенитов балки Дехтеревой, мы обнаружили весьма редкую марганцевую разновидность астрофиллита — куплетскит, возникающую только в случае высокой концентрации марганца в нефелиновых породах.

Куплетскит образует небольшие радиально-лучистые и снопидные выделения темно-коричневого цвета. Минерал хрупкий, с хорошей слюдоподобной спайностью. При выветривании покрывается черными налетами гидроокислов марганца.

Относительная плотность куплетскита 3,36—3,45. Показатели преломления: $N_g = 1,734 \pm 0,003$; $N_m = 1,702 \pm 0,003$; N_p (выч.) = 1,660. Двуосный отрицательный. Плоскость оптических осей перпендикулярна плоскости спайности и удлинению кристаллов. Угол оптических осей 82° .

Термограмма куплетскита приведена на рис. 1.

При сравнении дебаграмм минерала из Октябрьского массива и куплетскита Кольского полуострова [13] видна их близость.

Особенностью химического состава исследуемого минерала является повышенное содержание алюминия и магния, что несколько сближает его с железо-магнезиальными слюдами. Сходство структур слюд и минералов группы астрофиллита доста-

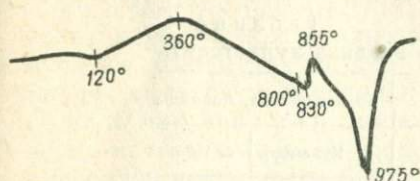


Рис. 1. Кривая нагревания куплетскита.

точно очевидно и неоднократно подчеркивалось [5], хотя отличительной особенностью структуры астрофиллита является анионообразующая роль титана при его октаэдрической координации, с несомненностью установленная в последнее время. Ti-октаэдры располагаются в анионных листах, но вы-

ступают из них вершинами, скрепляя совместно с Na и K листы в стопы [3].

Исходя из кристаллохимических соображений [4], можно предположить трехвалентную форму марганца в куплетските. К аналогичному выводу приводят и данные измерения удельной магнитной восприимчивости, которая для данного образца со-

Таблица 3

Межплоскостные расстояния куплетскита

Приазовье		Кольский п-ов				Приазовье		Кольский п-ов			
I	$\frac{d/n}{10^{-10} \text{ см}}$	I	$\frac{d/n}{10^{-10} \text{ см}}$	I	$\frac{d/n}{10^{-10} \text{ см}}$	I	$\frac{d/n}{10^{-10} \text{ см}}$	I	$\frac{d/n}{10^{-10} \text{ см}}$	I	$\frac{d/n}{10^{-10} \text{ см}}$
9	11,92	—	—	—	—	7	2,11	3	2,099	2	2,10
9	10,45	—	—	—	—	7	1,763	—	—	4	1,757
10	3,52	8	3,505	6	3,50	4	1,747	—	—	—	—
—	—	1	3,249	—	—	—	—	3	1,732	—	—
—	—	1	2,998	—	—	1	1,660	1	1,665	1	1,665
1	2,77	1	2,764	4	2,77	2	1,624	—	—	—	—
7	2,64	8	2,642	2	2,64	1	1,586	1	1,590	3	1,579
4	2,58	4	2,573	4	2,57	—	—	1	1,553	—	—
1	2,50	—	—	1	2,48	1	1,512	—	—	—	—
1	2,43	1	2,423	—	—	2	1,437	1	1,438	—	—
1	2,32	1	2,294	2	2,29	2	1,407	1	1,408	—	—
2	2,24	1	2,212	1	2,23	1	1,382	—	—	—	—

Условия съемки: Fe-излучение, камера РКД—57,3 мм, диаметр образца 0,25 мм. Аналитик Д. В. Бугаенко.

ставляет $47,1 \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM, что близко соответствует рассчитанной из предположения Mn^{3+} ($45,1 \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM) и значительно отличается от рассчитанной из предположения Mn^{2+} ($55,9 \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM). Близкое совпадение первых двух величин станет еще более очевидным, если учесть, что при измерении магнитной восприимчивости слюдоподобных минералов более

вероятно получение результатов, несколько завышенных против средних расчетных.

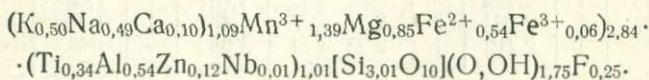
С учетом изоморфных замещений и трехвалентной формы марганца, при пересчетах на различные варианты формулы,

Таблица 4
Результаты химического анализа куплетскита

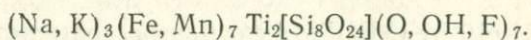
Компонент	Приазовье		Кольский п-ов, Ловозеро	
	Вес. %	Ат. кол.	г. Куйвчорр	г. Непха
			Вес. %	
SiO ₂	36,10	0,610	32,60	33,54
TiO ₂	5,50	0,069	12,04	10,64
ZrO ₂	3,10	0,025	1,19	нет
Nb ₂ O ₅	0,65	0,002	0,66	2,48
Al ₂ O ₃	5,47	0,107	1,68	1,00
Fe ₂ O ₃	0,94	0,012	6,44	7,80
FeO	7,80	0,108		5,35
MnO	19,73	0,278	27,65	23,60
MgO	6,88	0,171	2,98	1,63
CaO	1,10	0,020	3,60	1,45
K ₂ O	4,75	0,101	4,38	5,63
Na ₂ O	3,04	0,098	2,14	2,14
H ₂ O ⁺	4,08	—	3,83	3,90
H ₂ O ⁻	0,44	—	1,08	0,80
F	1,00	0,050	1,22	—
Сумма	100,58		100,49	100,18
--O=F ₂	0,43		0,51	
	100,15		99,98	

Химический анализ куплетскита, взятого в Приазовье, производил аналитик Т. Л. Лысенко, на г. Куйвчорр — Т. А. Бутова, на г. Непха — В. А. Молева.

наиболее хороший результат получаем с основой (O,OH,F) = 12, как это предлагалось в свое время И. Д. Старынкевич-Борнеман [15],



Последний вариант кристаллохимической формулы астрофиллита [3] имеет вид



Таким образом, в исследуемом минерале соотношение катионов различных групп (1:2,60:0,83:2,76) промежуточное между таковым в последнем варианте формулы астрофиллита (1:2,33:0,67:2,67) и в формуле железисто-магнезиальных слюд (1:3:(1+3)).

По-видимому, это объясняется тем, что при замене $Ti \rightleftharpoons Al$ в слюдоподобных силикатах возможны какие-то промежуточные варианты построения анионных слоев по сравнению с теми, которые осуществлены в классических структурах биотита, астрофиллита и бафертисита. Косвенным доказательством тому может служить присутствие в некоторых лепидомеланах значительного количества титана, по-видимому, всегда имеющего в слюдах шестерную координацию [3].

Роль марганца в процессах высокотемпературного щелочного метасоматоза вплоть до образования собственно марганцевых минералов повышается благодаря зависимости активности оснований от общей щелочности постмагматических растворов, согласно принципу кислотно-основного взаимодействия [8].

Известно, что повышение щелочности раствора благоприятствует широкому распространению в щелочных породах темноцветных минералов с максимальной степенью железистости. Так как марганец является по основности близким, хотя и менее сильным основанием, чем железо ($Mn < Fe < Mg$), то условия для проявления значительной активности марганца и железа сходны, чем и вызывается характерный для данного мариуполита парагенезис куплетскита с эгирином. В то же время выделение куплетскита происходит значительно позднее эгирина и, по-видимому, только после значительного уменьшения концентрации железа в минералообразующей среде.

В коре выветривания Октябрьского массива распространены гипергенные гидроокислы марганца в виде прожилков, конкреционных образований и натечно-почковидных масс. Характерна тесная их ассоциация с галлуазитом. Галлуазитовые прожилки часто имеют отдельные линзовидные выделения сажистых марганцевых минералов.

Натечно-почковидные массы гидроокислов марганца из трещин в выветрелых альбититах характеризуются концентрически-зональным строением и состоят из криптокристаллического вещества (рис. 2). При микроскопическом изучении полированных шлифов в центральных частях почек заметна слабая радиально-лучистая структура раскристаллизации.

Химический и рентгенометрический анализы показали, что почковидные образования являются по существу мономинеральными и почти не содержат примесей алюмосиликатных минералов и окислов железа.

Термограммы (рис. 3) оказываются идентичными термограммам бариевого псиломелана и синтетического полиперманганита бария [12].

По рентгенометрическим данным (табл. 5) приазовские гидроокислы марганца также близки к моноклинному Ва-псиломелану (романешиту) из Шнееберга — ГДР [16] и месторождений Полуночного и Джезда в СССР [2], но отличаются от характер-

ного для щелочных массивов тетрагонального бариевого крипто-мелана — голландита [14] отсутствием интенсивной линии с меж-плоскостным расстоянием $3,12 \cdot 10^{-10}$ см. И, наконец, данные

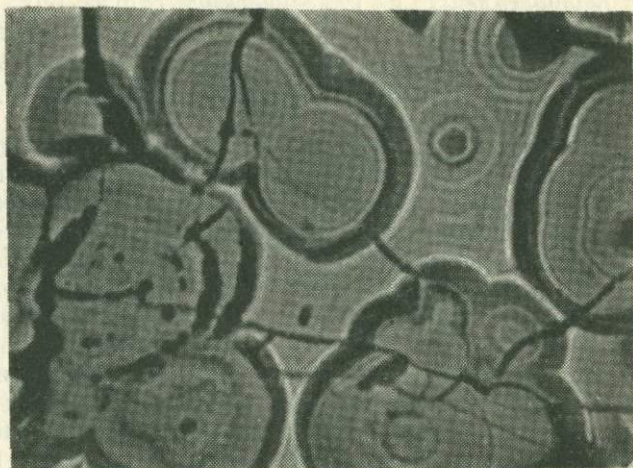


Рис. 2. Концентрически-зональное строение почковидных выделений Ва-псиломелана. Снято в отраженном свете. $\times 7$.

химического анализа (табл. 6) также говорят в пользу Ва-псиломелана.

Структура Ва-псиломелана расшифрована А. Д. Уодсли [17]. В крупных каналах, образуемых в решетке минерала построй-

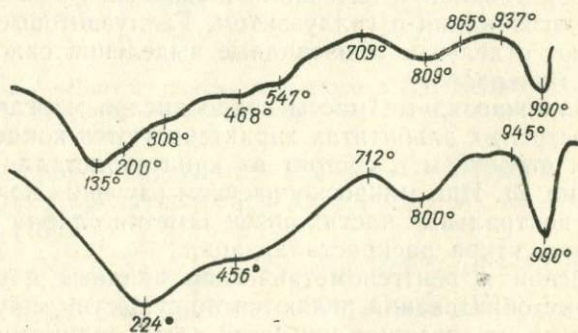
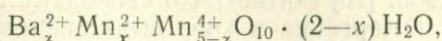


Рис. 3. Кривые нагревания Ва-псиломелана.

ками из марганец-кислородных октаэдров, располагаются ионы Ba^{2+} и молекулы воды; при этом соотношение $\text{Ba}^{2+} : \text{H}_2\text{O}$ может несколько колебаться, составляя в среднем 1 : 2. Число ионов бария в псиломелане соответствует числу ионов Mn^{2+} , и с этой точки зрения Ва-псиломелан, как и голландит, является представителем естественных полупроводников с контролируемой валентностью [11]. Положение ионов Mn^{2+} и Mn^{4+} в структуре

минерала, по-видимому, неупорядоченное. Исходя из данных А. Д. Уодсли [17] и приведенных соображений, идеализированную формулу Ва-псиломелана можно записать в следующем виде:



где x составляет примерно 0,6 ÷ 0,7.

Пересчет на эту структурную формулу анализов наших образцов (при условии $\text{O} = 10$) приводит к следующим результатам:

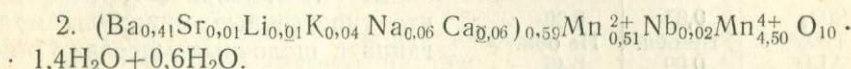
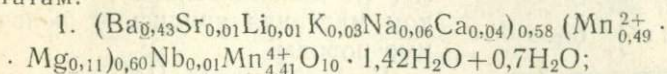


Таблица 5
Межплоскостные расстояния Ва-содержащих гидроокислов марганца

Ва-псиломелан						Голландит			
Приазовье		Шнееберг [16]		Полуночное		Джезда [2]		Монголия [14]	
I	$d/n, 10^{-10} \text{ см}$	I	$d/n, 10^{-10} \text{ см}$	I	$d/n, 10^{-10} \text{ см}$	I	$d/n, 10^{-10} \text{ см}$	I	$d/n, 10^{-10} \text{ см}$
—	—	—	—	—	—	—	—	7	6,96
—	—	1	4,205	1	4,200	—	—	4	4,93
—	—	1	3,825	—	—	—	—	—	—
—	—	8	3,488	—	—	1	3,47	—	—
—	—	2	3,318	2	3,324	1	3,32	—	—
—	—	1	3,217	—	—	1	3,21	10	3,12
1	2,94	1	2,972	—	—	—	—	—	—
2	2,74	4	2,842	—	—	—	—	—	—
—	—	1	2,663	—	—	—	—	—	—
8	2,40	8	2,402	8	2,385	5	2,39	7	2,41
—	—	1	2,364	—	—	3	2,34	—	—
—	—	3	2,251	2	2,248	2	2,226	—	—
6	2,19	10	2,191	10	2,191	5	2,19	2	2,21
—	—	2	2,138	—	—	3	2,15	5	2,17
1	2,02	—	—	1	1,987	—	—	—	—
1	1,828	4	1,816	—	—	2	1,82	4	1,840
—	—	2	1,734	—	—	—	—	—	—
—	—	2	1,712	—	—	1	1,71	—	—
1	1,643	2	1,636	—	—	—	—	2	1,648
2	1,562	1	1,562	3	1,548	3	1,56	3	1,552
—	—	1	1,524	—	—	—	—	—	—
3	1,426	4	1,424	4	1,419	3	1,42	1	1,434
3	1,398	6	1,403	—	—	1	1,39	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1,36	1	1,359

Условия съемки приазовского образца: Fe-излучение, диаметр камеры 57,3 мм, диаметр образца 0,5 мм. Аналитик Д. В. Бугаенко.

Таким образом, исследуемый минерал соответствует по составу Ва-псиломелану, если допустить возможность ограниченного изоморфного замещения Ва→Са, Sr, Na, K и Mn→Mg.

Г. В. Писемский [10] считает, что свободные окислы и гидроксиды железа и марганца в коре выветривания Октябрьского массива образуются в результате глубокого гипергенного разложения, главным образом, ультраосновных пород. Добавим к этому, что дополнительным источником марганца явились и щелочные породы.

Е. Н. Семенов [14] отметил, что гипергенные минералы марганца в щелочных массивах обогащены некоторыми редкими элементами. Наши данные также свидетельствуют об определен-

Таблица 6
Результаты химического анализа Ва-псиломелана (вес. %)

Компонент	Обр. 1	Обр. 2
SiO ₂	0,37	0,30
TiO ₂	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	0,09	0,46
Fe ₂ O ₃	0,31	0,14
FeO	Не обн.	Не обн.
MnO	6,32	6,47
CaO	0,91	0,91
MgO	0,76	Не обн.
Na ₂ O	0,32	0,28
K ₂ O	0,24	0,36
Li ₂ O	0,02	0,02
SrO	0,16	0,17
BaO	11,78	11,38
CO ₂	0,37	0,26
MnO ₂	69,84	69,70
Nb ₂ O ₅	0,34	0,54
Ta ₂ O ₅	0,0143	0,0162
H ₂ O ⁻	1,86	1,72
H ₂ O ⁺	5,34	5,28
Сумма	99,24	98,00

Аналитики Л. К. Ленская и О. Ф. Кириченко; ниобий и тантал определены Р. П. Моисеевой и Р. П. Лебедевой.

Таблица 7

Содержание ниобия и тантала в Ва-псиломеланах из коры выветривания Октябрьского массива

№ образца	Кол. Nb ₂ O ₅ , вес. %	Кол. Ta ₂ O ₅ , вес. %	Отношение Nb/Ta
1	0,34	0,0143	23,8
2	0,54	0,0162	33,3
3	0,117	0,0060	19,5
4	0,050	Не опр.	—
5	0,156	0,0069	22,6
Среднее	0,24	0,011	22

ной подвижности ниобия и тантала при выветривании щелочных пород Октябрьского массива. Вторичными концентраторами этих элементов являются Ва-псиломеланы и, возможно, гидроксиды железа.

Приведенные данные позволяют считать марганец весьма характерным элементом щелочных пород Приазовья. Главными концентраторами марганца в породах Октябрьского щелочного массива являются темноцветные породообразующие минералы. Собственно марганцевые минералы образовывались как в стадии эндогенного щелочного метасоматоза (куплетскит), так и в гипергенном процессе (Ва-псиломелан). Марганцевые минералы

коры выветривания щелочных пород могут быть вторичными концентраторами ряда редких элементов, в частности ниобия и тантала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович И. И., Высокоостровская Е. Б., Дорофеева Э. Ф. — *Геохимия*, 1963, 11.
2. Андрущенко П. Ф. — *Минералогия марганцевых руд Полуночного месторождения*. Тр. Ин-та геол. наук, 1954, 16.
3. Бакакин В. В., Белов Н. В. — *Геохимия*, 1964, 2.
4. Белов Н. В. и Симонов В. И. — *ДАН СССР*, 1959, 125, 4.
5. Белов Н. В. — *Зап. Всес. минер. об-ва*, 1964, 93, 3.
6. Герасимовский В. И. — *Геохимия*, 1956, 5.
7. Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины земли. ОНТИ НКТП СССР, М., 1936.
8. Коржинский Д. С. — В кн.: *Магматизм и связь с ним полезных ископаемых*, Госгеолтехиздат, М., 1960.
9. Лучицкий В. И., Лебедев П. И. *Петрография Украины*. Изд-во АН СССР, Л., 1934.
10. Писемский Г. В. — *Труды Центр. н.-и. горно-разведочного ин-та*, 29, 1959.
11. Риз А. *Химия кристаллов с дефектами*. ИЛ, М., 1956.
12. Роде Е. Я. — *Труды первого совещания по термографии*. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1955.
13. Семенов Е. Н. — *Труды Минер. музея АН СССР*, 9, 1959.
14. Семенов Е. Н. — В кн.: *Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах*. Труды Ин-та минер., геохим. и кристаллохимии редких элементов, 17. Изд-во АН СССР, М., 1963.
15. Старынкевич-Борнеман И. Д. — В кн.: *Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности*, 2. Изд-во АН СССР, 1936.
16. Fleisher M. a. Richmond W. E. — *Economic Geology*, 1943, 38, 4.
17. Wadsley A. D. — *Nature*, 1952, 170, 4336.

G. K. ERYOMENKO, A. A. WALTER

GEOCHEMISTRY AND MINERALOGY OF MANGANESE IN THE ALKALINE ROCKS OF THE ASOV SEA REGION

Summary

In the alkaline rocks of Oktyabrsky massif manganese is contained in the alkaline amphiboles, micas, pyroxenes and in other minerals.

In mariupolite a rare manganese variety of astrofillite — kupletskite — was found. The peculiarity of the mineral from this location is its high content of Al and Mg.

In the weathering crust nodular formations of Ba-psilomelane enriched by some rare elements occurs.

ОБ АМОРФНОЙ РАЗНОСТИ ФЕЛЬШЕБАНИТА ИЗ КРИВОГО РОГА

В горных выработках шахты им. Кирова (горизонт 130 м, квершлаг вост. 52 оси под залежь карьера № 11) был обнаружен белый порошковатый осадок, выпадавший из источника подземных вод, изливавшегося из трещины на северной стенке выработки. Осадок вы-

Таблица 1
Химический анализ воды (рН 7),
из которой выпал осадок

Компонент	мг/л	мг-экв	экв. %
CO ₂ своб	329,4	—	—
CO ₂ связ	17,6	—	—
Fe ₂ O ₃	0,45	—	—
Al ₂ O ₃	5,45	—	—
SiO ₂	9,2	—	—
Сухой остаток	4088,0	—	—
HCO ₃	329,0	5,4	7,8
Cl	1479,8	41,73	60,6
SO ₄	1045,06	51,74	31,6
Ca	198,57	9,90	14,5
Mg	183,73	15,10	22,2
Na и K	992,7	43,18	63,3

Жесткость общая—70,67 мг-экв; жесткость устранимая — 55,55; жесткость постоянная—15,12 мг-экв.

относится к типу сульфатно-хлоридных, отличается прозрачностью и имеет нейтральную реакцию. В табл. 1 приводится химический состав воды из этой точки; обращает внимание сравнительно высокое содержание глинозема и кремнезема, а также свободной CO₂.

Аналогичный по внешнему виду и химическому составу осадок встречен также в восточном квершлагe того же блока на

падал и накапливался непосредственно на стенке вдоль трещины и в канавке, в которую стекала вода, образуя шлейф белого порошкового вещества, толщиной до 5—7 см, на протяжении 7—8 м. Количество осадка по мере удаления от трещины постепенно уменьшалось, и на расстоянии около 10 м осаждение совершенно прекращалось. Вода, вытекающая из трещины,

горизонте 277 м. Здесь выпадение осадка значительно менее интенсивное, в виде тонкого шлейфа на стенке вдоль трещины, почти полностью прекращающееся у подошвы выработки.

Исследование этих новообразований позволило установить, что данный минерал относится к водным сульфатам алюминия, содержащим небольшие примеси алюмо-кремневого гидрогеля и некоторых галоидных и сульфатных минералов.

Химические анализы обонх этих проб приведены в табл. 2. В ней же для сравнения даны очень близкие химические анали-

Таблица 2

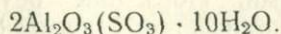
Химические анализы гидросиликатов алюминия

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	0,89	—	6,28	—	2,40	—	3,60	—
Al ₂ O ₃	41,52	44,50	41,52	44,60	43,00	43,5	41,30	42,2
Fe ₂ O ₃	2,92	—	2,90	—	0,30	—	0,20	—
CaO	0,58	—	0,39	—	—	—	—	—
MgO	0,50	—	0,05	—	—	—	—	—
Na ₂ O	1,55	—	1,26	—	—	—	—	—
K ₂ O	0,17	—	0,17	—	—	—	—	—
SO ₃	17,66	19,42	10,58	15,50	15,6	17,40	14,2	16,9
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	0,94	—	—	—	—	—	—	—
+H ₂ O	34,15	36,08	36,85	39,60	38,7	39,10	39,7	40,9
Сумма	100,88	100,0	100,02	99,70	100,00	100,00	100,0	100,0

1—образец из шахты им. Кирова, гор. 130 м, проба № 1; 2—тот же анализ после исключения примесей аллофана, натрита, гидрогетита и др.; 3—образец из шахты им. Кирова, гор. 277 м, проба № 2; 4—тот же анализ после исключения аллофана и других примесей; 5 и 7—образцы базалуминита и гидробазалуминита [3]; 6 и 8—анализы 5 и 7 после пересчета; исключен аллофан.

зы базалуминита и гидробазалуминита, заимствованные из работы Холлингворта и Банистера [3]. Анализы приводятся двух видов: 1) фактические, отражающие состав выпавшего осадка, и 2) приведенные к чистому гидросульфату алюминия, исключая примеси алюмо-кремневого гидрогеля, галоидных солей натрия и калия и гидросульфатов железа, кальция и магния.

По пересчету приведенных химических анализов обеих проб формула основного слагающего из минералов имеет следующий вид:

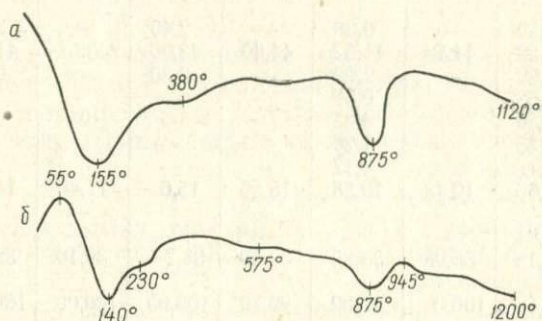


Эта формула соответствует формуле фельшебаниита. Однако фельшебаниит, как известно, — кристаллический минерал, относящийся к ромбической сингонии. Исследуемый же нами

минерал аморфный. Об этом свидетельствует то обстоятельство, что при рентгеноструктурном анализе не удалось получить рентгенограмму, хотя исследование производилось неоднократно. При этом использовались трубки с различными антикатадами — железным, медным, кобальтовым, молибденовым. Кроме того, у исследуемых минералов показатель преломления несколько ниже (1,504—1,509), чем у фельшбаниита (1,516—1,533).

Эти данные позволяют считать, что минерал в изучаемых пробах представляет собой коллоидную разность фельшбаниита. Возможно, он является порошковатым базалумипитом, образовавшимся при дегидратации гидробазалуминита.

Термический анализ показал, что кривые нагревания этих двух проб типичны для гидросульфатов алюминия, хотя несколько различны в деталях (см. рисунок). Кривая нагревания пробы



Кривые нагревания двух проб осадка из шахты им. Кирова:

а — проба № 1, гор. 130 м; б — проба № 2, гор. 277 м.

№ 1 характеризуется несколькими эндотермическими эффектами. Первый эндоэффект при температуре 155° С соответствует, по-видимому, дегидратации — удалению адсорбированной воды. Второй эндоэффект, весьма слабо выраженный при температуре 380° С, обусловлен, очевидно, также гидратацией, но удалением уже конституционной воды. Наконец, третий, наиболее резкий эффект при температуре 875° С фиксирует, надо полагать, момент разложения минерала на окись глинозема и сернистый газ — SO_2 .

Во второй пробе кривая нагревания в общем сохраняет сходство с кривой пробы № 1, но отличается некоторыми характерными особенностями. Последние обусловлены, очевидно, более значительным количеством примеси других минералов, особенно алюмо-кремневого гидрогеля. Здесь фиксируются два экзотермических и четыре эндотермических эффекта.

Первый экзотермический эффект при температуре 55° С связан, возможно, с частичной перестройкой аморфного алюмо-

кремневого гидрогеля, а возможно, и гидросульфатов Fe, Ca, Mg. Далее, установлены эндотермические эффекты при температуре 140° С — хорошо выраженный и при 230 и 575° С — очень слабо выраженные. Все три эффекта связаны с последовательной дегидратацией минерала. Хорошо выраженный эндотермический эффект при температуре 835° С соответствует, надо полагать, диссоциации минерала на Al_2O_3 и SO_2 . Последний экзотермический эффект при 945° С, возможно, отмечает температуру превращения аморфного алюмо-кремневого гидрогеля (близкого, по-видимому, аллофану) в кристаллический минерал, близкий к силлиманиту. Этот эффект, вероятно, не имеет отношения к основному минералу.

Относительно происхождения описываемого минерала можно высказать следующие соображения. По архивным геологическим материалам удалось установить, что на данном участке залегающие на размытой поверхности докембрия третичные красные глины в основании обогащены стяжениями самородной серы. Эти стяжения были встречены еще в начале 30-х годов при вскрыше карьера № 11. Выработка на горизонте 130 м, в которой обнаружен описанный минерал, находится непосредственно под карьером.

Исходя из этого, образование аморфной разности фельшебаниита можно представить в таком виде. Грунтовые воды, вблизи у поверхности богатые кислородом, циркулируя по рыхлой осадочной толще, растворяли самородную серу с образованием серной кислоты. Получившиеся в результате кислые воды, попадая в толщу сланцев докембрия (4-й сланцевый горизонт средней свиты криворожской серии) растворяли алюминий и другие элементы, содержащиеся в алюмосиликатах и уносили их вниз в растворенном состоянии. Циркуляция подземных вод была довольно активной, так как участок этот находился в зоне депрессионной воронки, образованной современными горными работами рудника им. Кирова.

При выходе подземных вод в горную выработку, по которой циркулировал свежий воздух, содержащий много кислорода, временное равновесие раствора нарушалось и происходило выпадение в осадок гидросульфата алюминия и частично других коллоидных и кристаллических минералов.

Следует сказать, что близкий ход процесса мог осуществляться и при разложении сульфидов, вкрапленность которых — довольно обычное явление в породах 4-го сланцевого горизонта железорудной формации, не захваченных выветриванием. Однако приуроченность гидросульфата алюминия к участку распространения самородной серы позволяет считать, что именно ей нужно приписывать основную роль в образовании аморфной разности фельшебаниита.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дэна Д. Система минералогии, т. II, полутом I. ИЛ, М., 1953.
2. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.
3. Hollingworth S. E. and Bannister F. A. — *Miner. Mag.*, 1950, 29, 208, 1—17.

G. V. ТОКНТУЕВ

NON-CRYSTALLINE FELSOBANYITE FROM KRIVOY ROG REGION

Summary

The author describes a case of precipitation of a powderlike white sediment in the Kirov mine of Krivoi Rog region. This sediment was identified as amorphous felsobanyite.

A chemical analysis of the water in which the precipitation took place is given in table I. For comparison the chemical analyses of the sediment of aluminium hydrosulfates described by Hollingworth and Banister (3), are given in table 2. Fig. 1 gives the thermograms of the sediment tests.

The conclusion can be drawn that felsobanyite formation was due to evacuation of aluminium from the Precambrian crystalline schists by acid waters with subsequent aluminium hydrosulfate precipitation when the waters entered an exploratory opening.

О ДИККИТЕ ОДНОГО ИЗ РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Известно, что глинистые минералы группы каолинита являются обычными в парагенетической ассоциации с минералами ртутных и сурьмяно-ртутных месторождений. Как впервые показала Н. Г. Демидова [1], для ртутных месторождений Центрального Кавказа глинистым минералом, тесно ассоциирующим с киноварью, является диккит. Для ртутных рудопроявлений Северо-Западного Кавказа, открытых за последние годы, диккит — также характерный спутник киновари. При этом распространение диккита в зонах оруденения и рудах довольно четко контролируется составом вмещающих пород. Наиболее широко минерал развит в рудопроявлениях ртути, локализующихся в песчано-глинистых брекчиях, аргиллитах и песчаниках. Меньшее количество диккита обнаруживается, если вмещающими породами служат карбонатные глины и переслаивающиеся песчаники и известняки. Диккит совершенно неизвестен в рудопроявлениях ртути, локализующихся в известняках и мергелях.

В настоящей статье описывается диккит одного из месторождений ртути на Северо-Западном Кавказе, где он весьма широко распространен.

Месторождения ртути располагаются на северном крыле крупной антиклинальной складки вблизи ее осевой части. Складка сложена песчано-глинистыми породами нижнего мела. Рудные тела месторождения локализируются в зоне крутопадающих дизъюнктивных нарушений, в месте пересечения ими линзовидного горизонта песчаников и конгломератов, залегающего среди аргиллитов. Руды месторождения представлены исключительно киноварью; пирит, марказит, арсенопирит и другие гидротермальные минералы обнаружены в незначительных количествах. Среди жильных минералов месторождения, в число которых входят кварц, серицит, хлорит, чрезвычайно широко распространен диккит.

Обычно этот минерал встречается в виде белых, иногда желтовато-белых ветвящихся прожилков мощностью до 2 см в мно-

гочисленных полых трещинах окварцованных песчаников в ассоциации с киноварью или в мелких кливажных, часто притертых трещинах в аргиллитах, на удалении от рудных тел на 100—200 м. Как показывают петрографические наблюдения, основная масса диккита на месторождении образовалась в сульфидную стадию одновременно с киноварью и позже ее. Под микроскопом в иммерсионных препаратах диккит представлен мелкими (0,02—0,15 мм в поперечнике) пластинками гексагонального очертания. Показатели преломления диккита: $N_g=1,567$, $N_p=1,561$; двупреломление — 0,006, угол угасания 17—23° с (001). Минерал оптически положительный с $2V=49-51^\circ$. Удельный вес диккита, замеренный пикнометрическим методом, составил 2,575. Впервые была измерена твердость диккита на твердомере ПМТ-3, которая равна 10,3—15,4 кг/мм².

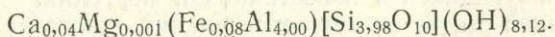
Таблица 1
Химический анализ диккита

Компоненты	Содержание, %	Мол. кол.
SiO ₂	45,18	752
Al ₂ O ₃	39,03	373
Fe ₂ O ₃	1,25	—
FeO	—	—
MnO	Следы	—
MgO	0,12	—
CaO	0,21	—
P ₂ O ₅	Следы	—
Na ₂ O	0,061	—
K ₂ O	—	—
П. п. п.	14,07	787
С у м м а	100,143	

Химический анализ диккита * представлен в табл. 1.

При пересчете химического анализа минерала была получена структурная формула, почти полностью совпадающая с теоретической формулой диккита и близкая к данным, приведенным в статье Н. В. Логвиненко и В. А. Франк-Каменецкого [3].

Формула диккита имеет вид:



Спектральным анализом в дикките обнаружены тысячные доли процента марганца, хрома, ртути.

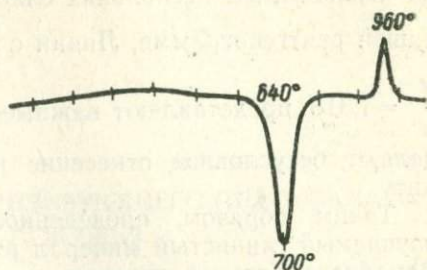
Для описываемого минерала была получена термограмма на термоустановке ТУ-1 (скорость нагревания 100°С в 1 мин, навеска 0,15 г). Как видно из приведенной термограммы (рисунок), дифференциальная кривая нагревания диккита характеризуется эндотермическим эффектом, соответствующим выделению гидроксильной воды в интервале 550—710°С, и экзотермическим эффектом, начало которого фиксируется при 940°С. Термовесовой анализ показал, что основная часть конституционной воды выделилась в интервале температур 500—720°С, что соответствует данным термического анализа.

* Анализ выполнен в химической лаборатории Северо-Кавказского геологического управления.

Результаты наших термических исследований точно соответствуют таковым для диккита, указанным в литературе [2, 3].

Рентгенометрическое изучение диккита производилось методом порошков на рентгеновском аппарате УРС-60. Применялось неотфильтрованное излучение с железным антикатодом. Диаметр камеры 57,3 мм; диаметр образца 0,6 мм. Проверяли расстояния между дебаевскими линиями с помощью компаратора ИЗА-2.

Расчетные данные порошкограммы диккита представлены в табл. 2, в которую для сравнения включены данные Бриндли [4].



Кривая нагревания диккита.

Таблица 2

Рентгенограммы диккита

Диккит по Бриндли		Диккит из ртутного месторождения		Диккит по Бриндли		Диккит из ртутного месторождения	
<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$
10	7,16	10	7,151	1/2	1,762	—	—
1/2	4,462	—	—	1	1,720	1	1,717
4	4,439	3	4,449	1	1,686	—	—
4	4,370	4	4,386	5	1,652	8	1,651
3	4,270	4	4,240	1	1,613	1	1,607
7	4,131	8	4,147	1	1,586	1	1,590
2	3,950	5	3,946	4	1,555	6	1,559
6	3,795	6	3,789	1/2	1,508	—	—
10	3,587	10	3,576	5	1,489	7	1,488
3	3,427	4	3,427	3	1,458	4	1,455
2	3,272	—	—	2	1,429	3	1,433
2	3,101	2	3,093	1	1,395	2	1,393
2	2,938	1	2,926	3	1,374	2	1,388
2	2,794	3	2,800	5	1,318	7	1,318
4	2,560	6	2,553	2	1,287	3	1,287
5	2,510	6	2,497	1	1,263	—	—
1	2,400	—	—	1	1,253	2	1,252
2	2,376	2	2,375	2	1,236	3	1,234
9	2,322	10	2,320	—	—	1	1,202
1	2,106	3	2,202	—	—	4	1,192
1/2	2,025	1	2,116	—	—	1	1,153
5	1,976	6	1,980	—	—	1	1,136
1	1,937	—	—	—	—	1	1,124
2	1,898	1	1,896	—	—	3	1,102
3	1,859	3	1,861	—	—	1	1,098
1	1,805	2	1,816	—	—	4	1,074
1	1,785	2	1,791	—	—	1	1,044
						5	1,032

Как можно видеть, рентгенометрические данные диккита ртутного месторождения полностью согласуются с данными Бриндли, за исключением нескольких слабых линий, не проявившихся на нашей рентгенограмме. Линии с $\frac{d}{n} = 3,576$, $\frac{d}{n} = 2,320$, $\frac{d}{n} = 1,651$, $\frac{d}{n} = 1,318$ представляют важные диагностические линии и определяют безусловное отнесение исследуемого минерала к диккиту.

Таким образом, проведенное исследование показало, что изучаемый глинистый минерал ртутного месторождения Северо-Западного Кавказа является диккитом. Учитывая широкую распространённость диккита в зонах оруденения и тесную парагенетическую связь с ртутными рудами в алюмосиликатных и силикатных породах, можно говорить о дикките, как о важном минералогическом «поисковом» минерале ртутных руд, локализующихся в алюмосиликатных породах Северо-Западного Кавказа.

Экспериментальные исследования и вся работа в целом выполнены на кафедре минералогии и кристаллографии Днепропетровского горного института.

ЛИТЕРАТУРА

1. Демидова Н. Г. — Вестн. Моск. ун-та, сер. биол., почв., геол. и географии, 1959, 2.
2. Наконовник Н. И. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1941, 70, 1.
3. Логвиненко Н. В. и Франк-Камеицкий В. А. — ДАН АН СССР, 1962, 143, 5.
4. X-ray Identification and crystal structures of clay minerals. Ed. by G. Brown, London, 1961.

V. I. ZUBOV

DICKITE OF A MERCURIC DEPOSIT OF NORTHWESTERN CAUCASUS

Summary

In this article the author describes the clayey mineral of the group of kaolinite from the mercuric deposits of the Caucasus.

On the basis of optical, thermal, chemical and roentgenostructural analyses, with which the author deals in his article, the mineral was defined as dickite. The association of dickite with mercury in ores of deposits in aluminosilicate rocks is noted in the article.

Taking into account the wide development of dickite in mercuric are manifestations the conclusion is drawn that dickite is an important searching mineral of mercuric ores of Northwestern Caucasus.

О НАХОДКЕ ИРИЗИРУЮЩЕГО ПЛАГИОКЛАЗА В ПЕГМАТИТАХ ПОБУЖЬЯ

На левом берегу р. Южного Буга, ниже с. Люшневатого, одним из действующих карьеров вскрыты темно-зеленые средне-зернистые габбро-амфиболиты. Макроскопически в габбро-амфиболите отмечаются обыкновенная роговая обманка, гиперстен, диопсид, плагиоклаз, рудные минералы. Габбро-амфиболиты в ряде мест пересечены жилами пегматита основного состава и менее мощными жилами, сложенными кварцем с диопсидом или с роговой обманкой.

Иризирующий плагиоклаз встречен в жиле пегматита, расположенной в центральной части карьера. Мощность жилы до 1,5 м, простирание северо-северо-западное, падение близкое к вертикальному. Основной пегматит состоит из крупных зерен полевого шпата, пироксена и кварца, в виде мелких вкраплений постоянно присутствуют рудные минералы.

Зерна полевого шпата серого и темно-серого цвета, таблитчатой формы, размером 2—10 см. Замеры на федоровском столике показали принадлежность полевого шпата к лабрадору № 50—55.

Размер удлиненных призматических кристаллов темно-коричневого гиперстена — 6—8 см. Угол $cNg=6^\circ$, $2V=-59^\circ \frac{x}{x}$. Реже встречается диопсид темно-зеленого цвета, призматические кристаллы его достигают 3—4 см длины. Оптически положительн, угол $2V=52^\circ \frac{x}{x}$, $cNg=38^\circ$.

Серый кварц встречается в виде неправильных зерен размером до 2—3 см. Рудные минералы представлены магнетитом, пиритом, халькопиритом и пирротинном.

Плагиоклаз из пегматитовой жилы примечателен своей иризацией с разным сочетанием цветов: желтого, зеленого, синего, фиолетового, розовато-красного и серебристо-серого тонов. Подобное разнообразие цветов иризации плагиоклазов из одного месторождения, а также необычные розовые, розовато-красные

и серебристо-серые тона иризации отмечаются на Украине впервые. Кроме того, обращает на себя внимание иризация плагиоклаза в трех плоскостях (это явление также не было ранее известно). Наиболее сильная иризация наблюдается по плоскостям (010) и (100) и очень слабая — в плоскости совершенной спайности (001). Рисунки иризации очень разнообразны. Наиболее распространены пятнистые рисунки разных цветов, менее — каемчатые, в которых ядро одного цвета окружено неширокой каймой другого. Часто иризирующие плагиоклазы имеют ядра розовато-красных тонов с голубыми и зелеными каемками вокруг них. Нередко встречается полосчатая иризация по плоскости (100) в виде иризирующих тонких голубых, зеленых и розовато-красных полосок. Ширина таких полосок изменяется в пределах 0,01—0,1 мм. Этот рисунок отражает полисинтетическое двойникование кристалла, причем каждая система двойников разного цвета.

Как известно, причины иризации до сих пор точно не установлены. Многие исследователи объясняют иризацию интерференцией света, обусловленной закономерно ориентированными включениями тончайших пластинок рудных минералов или шпинели.

Другая группа исследователей склоняется к мысли, что иризация — это рассеивание света, вызванное гетерогенностью кристаллов плагиоклаза в связи с различного рода условиями его кристаллизации. Всестороннее изучение морфологии кристаллов, их химизма, структуры и всех особенностей иризации плагиноклазов из пегматита в габбро-амфиболитах Побужья даст дополнительные сведения в познании этого интересного явления. До последнего времени иризирующий плагиоклаз был известен лишь в лабрадоритах коростенского комплекса на Воляни и в Среднем Приднепровье. Находка иризирующего плагиоклаза в пегматитах Побужья свидетельствует о широком распространении явления иризации в различных комплексах горных пород Украинского щита.

М. М. КОНОНОВА, В. А. КУТНИЙ

ON A FIND OF IRIDESCENT PLAGIOCLASE IN PEGMATITES OF THE BUG AREA

Summary

The author describes iridescent plagioclase from the pegmatitic vein in gabbro-amphibolites at the village. Luschnevatoe on the left bank of the Yuzhny Bug river. The plagioclase irises into yellow, green blue, red colours in three planes: (010), (001) and (100).

Striated irisation, which reflects the polysynthetic twinning of the mineral is noted besides the ordinary spotted and limbate patterns.

О КНИГЕ Р. К. ЭВАНСА «ВВЕДЕНИЕ
В КРИСТАЛЛОХИМИЮ»*

Первое издание книги профессора Кембриджского университета Р. К. Эванса «Введение в кристаллохимию» вышло в свет в 1939 г. В 1948 г. оно было переведено (со стереотипного издания 1946 г.) на русский язык под редакцией Е. С. Макарова. Второе издание книги вышло в 1964 г., т. е. ровно через четверть века. За этот период в молодой науке — кристаллохимии произошли очень большие изменения как по линии фактического содержания, так и в части теоретических ее основ и обобщений. Советскому читателю, изучающему кристаллохимию, безусловно интересно узнать, что же нового внесено автором в это, в прошлом весьма популярное учебное пособие. С этой целью мы рассмотрим новое издание по существу и дадим сравнительную оценку содержанию каждой главы, учитывая одновременно и общее состояние достижений кристаллохимии в настоящий момент.

Рецензируемая книга разделена, как и в первом издании, на две части. Первая часть посвящена общим вопросам кристаллохимии и состоит из шести глав (вместо двух глав — в первом издании), в которых излагаются представления о строении кристаллов и типах химической связи, действующих между атомами. Во второй части дается систематическая кристаллохимия.

Следует сказать, что в новом издании книги автор не разобцает в изложении теорию химической связи и строение кристаллов, как это было в первом издании, а рассматривает их в единстве, опираясь на примеры характерных реальных структур, соответствующих тому или иному типу связи. Да и в целом план книги изменен, расположение глав стало более логичным, как и распределение материала в каждой из них.

В главе I дается исторический обзор кристаллохимии (включая и кристаллографию), дополненный новыми сведения-

* R. C. Evans, An Introduction to Crystal Chemistry, 2 Ed., Cambridge, 1964.

ми, которые относятся главным образом к современному периоду, характеризующемуся огромным прогрессом в области рентгеноструктурного анализа строения кристаллов. Автор справедливо указывает, что в связи с обилием нового фактического материала кристаллохимии теоретические обобщения несколько отстают, и Эванс в своей книге стремится дать с современных позиций такое связанное обобщение.

Глава 2 посвящена межатомным связующим силам и структуре атома. Здесь, как и в первом издании, но более подробно, рассматривается строение электронной оболочки атомов на основе квантовой механики (схема Бора — Резерфорда), приводится пространственная конфигурация *s*- и *p*-орбит и относительная шкала уровней атомных орбит, как функция атомного номера. Здесь же дается детальная характеристика строения элементов по всем периодам и предлагаются две формы периодической системы элементов (с отражением и без отражения лантаноидов и актиноидов). Типы химических связей в этой главе только перечисляются без какой-либо их характеристики, которая приводится далее (главы 3, 4, 5 и 6).

В главе 3 рассматривается ионная связь с наиболее характерными (и простейшими) для нее структурными типами (CsCl , NaCl и ZnS или CuCl). Дается элементарное изложение «механизма» образования ионов и ионной связи на основе электростатического взаимодействия атомов, причем автор правильно отмечает, что легкость процесса ионизации находится в прямой зависимости от величины потенциала ионизации (I) элемента. При очень высоком значении I образование положительных ионов затрудняется, и они не возникают, а наоборот, — у них проявляется тенденция к превращению в отрицательные ионы. Это верное положение полностью нашло отражение в приводимых автором графике и таблице ионных радиусов, в которых уже не фигурируют такие совершенно невозможные положительные ионы, как C^{4+} , N^{5+} , O^{6+} , P^{5+} , S^{6+} и т. п.

Касаясь мелкоком переменной валентности, характерной для ряда элементов (например, переходные элементы, элементы с оболочкой типа $18+2$ и др.), автор, однако, не заостряет внимания читателей на том факте, что наличие в межатомном пространстве не участвующих в химической связи электронов самым непосредственным образом влияет на образование структуры соединений соответствующих элементов и на все их свойства.

Разбирая в этой же главе геометрические основы морфотропии, базирующейся на представлении о радиусах ионов, автор книги не апеллирует к ставшему ныне уже одиозным «правилу» Магнуса — Гольдшмидта, а обращает внимание на энергетическую сторону (электростатическую компоненту энергии решетки) атомного взаимодействия, которая резко различна для разных координационных чисел ионов.

Глава 4 посвящена ковалентной связи и разбору некоторых относящихся к ней структур. Здесь в сжатой форме излагаются основы теории валентных связей, основные типы гибридизации электронных орбит с соответствующими валентными конфигурациями, обуславливающими координационное число атомов. В качестве примеров структур с ковалентными связями рассматриваются структуры алмаза и сфалерита. По сравнению с первым изданием существенно расширен и по существу заново изложен вопрос о переходе между ионной и ковалентной связями (так называемый резонанс). Опираясь в определении разности электроотрицательностей на эмпирическое уравнение Л. Полинга (и используя его данные по величинам ЭО), автор приводит несколько иную номограмму для определения степени ионности промежуточной связи, которая охватывает весь диапазон от полностью ковалентных до полностью ионных соединений. Но, характеризуя состояние связи в соединениях некоторых групп элементов, он ошибочно относит окислы Be и Al к существенно ковалентным соединениям, хотя по величине ЭО последние уступают Si, для окисла которого SiO_2 он вычисляет состояние связи со степенью ионности, равной 40%.

Для сравнения в этой же главе приводится теория молекулярных орбит, причем скорее с целью ознакомления читателя, что таковая вообще существует, чем по необходимости, так как в конце главы указывается на значительные преимущества и наглядность теории валентных связей.

В главе 5 рассматриваются металлическая связь и структуры некоторых металлов. В этом издании книги автор не внес существенных дополнений со стороны фактического материала, но значительно полнее изложил теорию металлического состояния, особенно теорию Блоха, на основе которой строятся зоны Бриллюэна. Автор допускает также правомерность применения к металлам теории валентных связей, иллюстрируя ее на примере структуры металлического никеля.

В главе 6 дается теория остаточной (или вандерваальсовской) связи примерно в том же объеме, что и в первом издании книги, но фактические данные по величинам ориентационного, индукционного и дисперсионного эффекта для молекулярных соединений уточнены по результатам новых исследований. В конце главы приведена сводная таблица свойств и структурных особенностей характерных для четырех типов связей, полностью аналогичная по содержанию таблице II первого издания.

Вторая часть книги Р. К. Эванса — «Систематическая кристаллохимия» — начинается с описания структур простых веществ (элементов), которым посвящена глава 7. Материал представлен автором во втором издании значительно полнее и сопровождается большим количеством чертежей структурных типов. Дана характеристика строения инертных газов (в твер-

дом состоянии), галогенов, серы и ее химических аналогов, азота, фосфора, мышьяка и всех прочих важнейших гомеоатомных соединений, в том числе состоящих из атомов переходных элементов, лантаноидов и актиноидов.

В главе 8 автор объединил важнейшие из простых кристаллических структур различного как изо-, так и анизодесмического характера. Описаны они в следующем порядке: структуры валентного типа $AХ$, затем $AХ_2$, A_2X , A_mX_p и $A_mB_nX_p$. Перечислим структурные типы, которые здесь рассмотрены. Для $AХ$ -структур — это типы $CsCl$, $NaCl$, ZnS (сфалерита и вюрцита), PdO , $NiAs$ и BN ; для $AХ_2$ -структур — типы CaF_2 , TiO_2 , SiO_2 (кristобалит), $CdCl_2$, HgJ_2 , $PdCl_2$, $HgCl_2$, $Mg(OH)_2$, SrO_2 , CO_2 , MoS_2 , FeS_2 (пирит и марказит), SiS_2 и ThC_2 ; для A_2X -структур — Cu_2O ; для A_mX_p -структур — AlF_3 и Al_2O_3 ; для $A_mB_nX_p$ -структур — $CaTiO_3$, $FeTiO_3$ и $MgAl_2O_4$. Описание структур сопровождается в большинстве случаев соответствующими иллюстрациями, указаны основные их особенности, координационные числа атомов и типы конфигурации валентных связей, а также приведены полные списки изоструктурных соединений для каждого типа. Но отделив в этом издании структуры кристаллических веществ от типов химической связи, автор почти забыл об их характеристике именно в этом плане. Он лишь мельком о ней упоминает, останавливаясь больше на разделении структур по степени их анизодесмичности, особенно выделяя среди них цепные и слоистые структуры. Лишь в конце главы весьма кратко характеризуются с точки зрения связи и химизма структуры окислов и сульфидов.

Глава 9 посвящена некоторым общим структурным принципам, среди которых рассматриваются многие важные вопросы, например: структура — как сочетание координационных полиэдров, кристаллическая структура и морфология, дефектные структуры и др. В связи с первым вопросом автор указывает, что форма координационных полиэдров имеет различный генезис в ионных и ковалентных соединениях: в первых она является следствием отношения радиусов ионов, во вторых — определяется типом гибридизации ковалентных связей. Целесообразно говорить об электростатическом усилении связей лишь ионных соединений и применять для структурных прогнозов так называемые правила Полинга. Касаясь связи структуры кристаллов с их морфологией, автор все свел лишь к одному ее виду — полиморфизму, для которого он дает подробную систематику типов, чего не было в первом издании книги. Эти типы проиллюстрированы соответствующими примерами и таблицами. Вслед за полиморфизмом рассматривается изоморфизм, но только в смысле изоструктурности, так что одно из важнейших явлений кристаллического мира в книге осталось совершенно неосвещенным. Зато с достаточной полнотой разобраны здесь де-

фектные структуры, структурные дислокации и несовершенства кристаллов.

В главах 10 и 11 описаны структуры неорганических соединений ярко выраженного комплексного (островные структуры) и промежуточного типов. К первым относятся нитраты, карбонаты, сульфаты, фосфаты и т. п. с существенно ковалентными связями внутри радикала, ко вторым — силикаты и бораты с полуковалентными связями внутри полиэдра и электростатическим усилием связей, равным $1/2$. Относительно характеристики структур, принадлежащих к этим двум типам соединений, следует сказать, что автор не захотел в достаточной степени обновить материал (а изменения в этой области произошли большие) и преподнес его почти без дополнений. Особенно это касается боратов, кристаллохимия которых существенно изменилась, и силикатов, заметно пополнивших свой структурный инвентарь, который обогатился совершенно новыми структурными типами. В этом отношении второе издание книги Р. К. Эванса оказалось не на высоте и безусловно требует переработки.

Напротив, глава 12, в которой дается характеристика структур соединений, содержащих в составе водород, значительно расширена и содержит много нового интересного материала. В ней достаточно детально обрисована специфика гидроксильной и водородной связей, показан переход между ними, описаны структуры гидроокислов, оксигидроокислов и кристаллогидратов. Последние автор подразделяет на две большие группы — с координационной и структурной (кристаллизационной и цеолитной) водой, что в первом издании не было подчеркнуто.

Глава 13 посвящена структуре металлических сплавов, а глава 14 — структуре органических соединений. В обеих главах материал несколько обновлен и дополнен новыми структурными примерами, но принципиальных изменений здесь не внесено, что, правда, объясняется объективными причинами.

Подводя итог нашему обзору, следует сказать, что в целом второе издание книги Р. К. Эванса «Введение в кристаллохимию» лучше первого и могло бы сойти за вполне современное учебное пособие, если бы автор попытался охватить все важнейшие достижения науки более широко как с фактической, так и с теоретической стороны. Заметно сказывается игнорирование достижений советской кристаллохимической школы, возглавляемой Н. В. Беловым. К существенным недостаткам книги следует отнести также незначительное внимание к вопросу взаимосвязи структуры и свойств кристаллов — одной из важнейших проблем кристаллохимии. Конечно, читатель может почерпнуть из рецензируемой книги много полезного, однако при переводе ее на русский язык потребуются дополнения и изменения.

СОДЕРЖАНИЕ

А. С. Поваренных. Принцип рациональной номенклатуры минеральных видов	5
В. Е. Тепикин. О координации титана в слюде	19
М. Н. Пономарева. О типах рядов сложных сульфидов	25
Г. И. Князев, В. К. Куделя. Изменчивость термоэлектрических свойств и микротвердости некоторых сульфидов с глубиной	30 ✓
Б. И. Сребродольский, Н. П. Юшкин. Исследование твердости кристаллов самородной серы методом вдавливания	35
И. Б. Щербаков. О фациальных особенностях породобразующих минералов Среднего Побужья	46
Ю. Р. Данилович. Пироп-альмандиновые гранаты из кристаллических сланцев Раховского массива	53
М. М. Кононова. Состав и свойства пироксенов из чарнокитовых пород Верхнего Побужья	58
В. Л. Бойко, А. Л. Литвин. Волокнистые и сопровождающие их амфиболы Чертомлыкско-Соленовского района	67
В. В. Байраков, Б. И. Горошников. Минеральный состав и изменение силлиманитсодержащих гнейсов Северо-Лозоватского участка Кривого Рога	78
Т. Г. Хмарук. Акцессорные минералы метаморфических пород бассейна р. Токмака (Приазовье)	87
С. М. Рябоконт. Рудные минералы в метаморфических породах Сурской и Конкской магнитных аномалий	95
А. Г. Коваленко. Сульфиды свинца и цинка в карбонатной толще среднего карбона южного склона Воронежского массива	110 ✓
И. К. Латыш. Ульвошпинель в титаномагнетитах СССР	115
Ю. А. Полканов, С. Н. Цымбал. О турмалинах из титаноциркоциневых россыпей Украины	122

<i>Г. К. Еременко, А. А. Вальтер.</i> Геохимия и минералогия марганца в щелочных породах Октябрьского массива (Приазовье)	131
<i>Г. В. Тохтуев.</i> Об аморфной разности фельшебаниита из Кривого Рога	140
<i>В. И. Зубов.</i> О дикките одного из ртутных месторождений Северо-Западного Кавказа	145
<i>М. М. Кононова, В. А. Кутний.</i> О находке призирующего плагисклаза в пегматитах Побужья	149
<i>А. С. Поваренных.</i> О книге Р. К. Эванса «Введение в кристаллохимию»	151

CONTENTS

A. S. Povarennykh. Principle of Rational Nomenclature of Minerals	18
V. E. Tepikin. On Titanium Coordination in Mica	24
M. N. Ponomareva. On Types of Series of Compound Sulfides	29
G. I. Knyazev, V. K. Kudelya. Variability of the Thermo-electric Properties and Microhardness of Some Sulfides with Depth	34
B. I. Srebrodolsky and N. P. Yushkin. Investigation of the Hardness of Native Sulfur Crystals by the Method of Pressing	45
I. B. Shcherbakov. On Facial Peculiarities of Rock-forming Minerals in the Middle Bug Area	52
J. R. Dcnilovich. Pyrope-almandine Garnet from the Crystalline Schists of the Rakhov Massif	57
M. M. Kononova. Composition and Properties of Pyroxenes from the Charnokitic Rocks of the Upper Bug Area	66
V. L. Boiko, A. L. Litvin. Fibrous and Associated Amphiboles from Chertomlyk-Solenaya Region	77
V. V. Bayrakov, B. I. Goroshnikov. Mineral Structure and Change in the Sillimanite Gneisses of the Severo-Lozovatsky Section of Krivoy Rog	86
T. G. Khmaruk. Accessory Minerals from the Metamorphic Rocks of the Tokmak River Basin (Azov Sea Area)	94
S. M. Ryabokon. Ore Minerals in Metamorphic rocks of the Sura and Konka Magnetic Anomalies	109
A. G. Kovalenko. Lead and Zinc Sulfides from the Middle Carboniferous Carbonaceous Rock Mass of the Southern Slope of the Voronezh Massif	114

I. K. Latysh. Ulvospinel in Titanomagnetites of the USSR	121
J. A. Polkanov, S. N. Zimbal. On Tourmalines from the Titan-zirconium Fields of the Ukraine	130
G. K. Eryomenko, A. A. Walter. Geochemistry and Mineralogy of Manganese in the Alkaline Rocks of the Asov Sea Region	139
G. V. Tokhtuyev. Non-crystalline Felsobanyite from Krivoy Rog Region	144
V. I. Zubov. Dickite of a Mercuric Deposit of Northwestern Caucasus	148
M. M. Kononova, V. A. Kutniy. On a Find of Iridescent Plagioclase in Pegmatites of the Bug Area	150

КОНСТИТУЦИЯ И СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

*Печатается по постановлению ученого совета
Института геологических наук АН УССР
и редколлегии*

Редактор *Р. И. Бычкова*
Художественный редактор *И. П. Антонюк*
Оформление художника *С. М. Габович*
Технические редакторы *Г. А. Машуренко,*
Д. В. Вирич
Корректор *Р. С. Борисова*

БФ 06282. Зак. № 2174. Изд. № 72. Тираж 1200.
Бумага № 2, 60×90/16. Печ. физ. листов
10+5 вкл. Услови. печ. листов 10,625. Учетно-
изд. листов 10,49. Подписано к печа-
ти 2. IV 1966 г. Цена 74 коп.

Издательство «Наукова думка», Киев, Репина, 3.
Областная книжная типография Львовского
областного управления по печати, Львов,
Стефаника, 11.

5350

« НАУКОВА ДУМКА »

74 коп.