

Аналіз даних, наведених у табл. 2 і 3, показує, що процентний вміст газотворюючого компонента в заряді ВР істотно впливає на ефективність окремих технологічних процесів виробництва щебеню. З економічної точки зору оптимальним слід вважати введення 30 %-ї домішки газотворюючого компонента в склад заряду ВР.

Аналіз роботи ККУ «Кварц» показує, що на цей час обсяг випуску продукції з переподіблених фракцій становить 25 %. При підірванні зарядів з вмістом газотворюючого компонента в кількості 30 % вихід відсіву після вибуху знизиться до 4,3 %. Це дозволить на 5 % збільшити випуск щебеню. При річній продуктивності кар'єру 100 тис. м³ це дасть додатково 5000 м³ щебеню або 40 тис. грн. прибутку (при середній вартості 1 м³ щебеню 8 грн.)

1. *Комир В. М., Воробьев В. В., Нападайло В. И.* Влияние добавки газообразующего вещества в ВВ на эффективность разрушения горных пород // Взрывное дело. – № 90/47. – М.: Недра, 1991. – С. 23–25.

2. *Воробьев В. В., Комир В. М.* Механизм взрывного разрушения твердых тел и пути повышения его КПД // ФТПРПИ. – 1989. – № 6. – С. 19–20.

3. *Комир В. М., Назаренко В. Г.* Совершенствование работы предприятий по производству щебня. – К.: Будівельник, 1985. – 80 с.

УДК 549.2

ПРОЯВ ГРАФИТУ ПОБЛИЗУ МАЛИНА

О. В. Зінченко, канд. геол.-мін. наук, І. А. Сергієнко, магістр геохімії та мінералогії (КНУ ім. Тараса Шевченка)

Описаны необычные по форме и размерам шаровидные выделения (сфероиды) графита из кислых магматических пород Коростенского плутона (Украинский щит). Сфероиды имеют сложное концентрически-зональное, скорлуповатое строение. Кроме графита, в них содержатся различные силикаты (плаггиоклаз, хлорит, биотит и пр.), сульфиды и другие минералы (апатит, циркон). Описаны эпигенетические изменения сфероидов, которые сопровождалось выносом графита.

Одним з головних районів поширення докембрійських графітоносних метаморфічних формацій в Україні є північно-західна частина Українського щита [3]. Для багатьох магматичних комплексів і метасоматичних утворень цього регіону характерним є підвищений вміст вуглецю, зокрема у вигляді графіту. Його присутність відмічена у породах Букинського масиву [4], в гранітах і пегматитах житомирського комплексу, в дайках габро-долеритів і діабазових порфіритів, у польовошпатових метасоматитах [1] тощо, особливо коли ці породи розвинуті в межах поширення графітоносних метаморфічних товщ. Не є виключенням у цьому відношенні і породи Коростенського плутону.

Найбільша кількість відомих на сьогодні проявів графіту в магматичних породах Коростенського плутону зосереджена південніше м. Малина Житомирської обл., в східній частині плутону [2, 5]. У будові цього району беруть участь основні і кислі магматичні породи (анортозити, габро, рапаківидні граніти), які дещо південніше безпосередньо контактують з метаморфічними породами тетерівської серії. У складі останньої поширені параметаморфічні графітоносні породи (гнейси і сланці), а також такі високовуглецеві утворення як мармури і кальцифіри.

Саме в цьому районі (с. Гранітне, кар'єр № 3) був знайдений прояв графіту, не описаний раніше в літературі. Судячи з його положення в нижній частині кар'єру, що активно розробляється, він був розкритий порівняно недавно, на початку 90-х років.

У кар'єрі розкриті темні, зелено-сірі рапаківидні граніти. Дайкою діабазу кар'єр розділений на дві майже рівні частини – західну і східну. За 100 м на захід від дайки діабазу, в південній стінці кар'єру, розкрите тіло графітоносного сірого граніту. Це відносно вузька жила з видимою потужністю до 2 м в донній частині кар'єру, яка поступово виклинюється вгору. Простягання жили строго меридіональне, падіння на схід під кутом 45–50°. По простяганням тіло графітоносного граніту простежене в північному напрямку на 300 м. Вмішувочими породами для графітоносного тіла є рапаківидні граніти двох відмін: зі сходу жили (тобто в її всячому боці) – нечітко порфіровидні піроксен-біотит-амфіболові граніти з гіпідіоморфнозернистою структурою основної маси, а на заході (лежачий бік) – дрібноовоїдні біотит-амфіболові з реліктами піроксену і олівину граніти з пойкило-аплітовою і пойкило-пегматитовою структурою.

Контакти жили з вмішувочими рапаківидними гранітами нерізкі, без зон закалки і візуально помітних метасоматичних перетворень. Проте в шліфах вмішувочих гранітів всячого боку, принаймні на відстані до 0,5 м від контакту з жилою, фіксуються суттєві зміни в темноколірній складовій породі: рогова обманка і біотит інтенсивно хлоритизовані, часом повністю розкладені і заміщені агрегатом вторинних продуктів (оксидами заліза, гідрослюдами, хлоритом, сидеритом, сфеном тощо). У гранітах лежачого боку подібні зміни не зафіксовані.

Поруч з графітоносним тілом спостерігається система малопотужних (до 1 м) пегматитових жил звичайної зональної будови, з таким самим простяганням, але з падінням на захід під кутом 40–50°. Тіло графітоносного граніту пересікається пегматитовими жилами під кутом, близьким до 90°. Контакти між ними також нерізкі, проте добре видно, що жили пегматитів накладені на тіло сірого граніту. Не виключено, що графітоносний граніт і безграфітові пегматити займають дві взаємоперпендикулярні системи різновікових прототектонічних тріщин [2].

Графітоносне тіло має нечітку зональну будову. В основному воно складене сірим гранітом, проте місцями, переважно в північній частині кар'єру, в складі тіла спостерігаються ділянки іншого кольору, контакти між якими нечіткі та розмиті. Так, в напрямку до центру жили, в сірому граніті спочатку з'явля-

ються плями і смуги рожевого кольору. Поступово кількість плям збільшується і в осьовій частині вони зливаються, змінюючи колір граніту на рожевий.

Графітоносний сірий граніт являє собою суттєво кварц-калішпатову дрібно-середньозернисту, нерівномірнозернисту породу масивної текстури. Структура переважно гранітна, що переходить місцями у грубопайкілопегматодну і мікрографічну. Головні мінерали: ортоклаз (60–70 %), кварц (20–25 %); другорядні: альбіт-олігоклаз (2–5 %), біотит, хлорит, блакитно-зелена рогова обманка. Вміст темноколірних мінералів звичайно не перевищує 2–3 %, але поблизу ксенолітів метаморфічних порід може зростати до 5 % і більше, переважно за рахунок амфіболу і хлориту. Найчастіше такі ділянки сірого граніту мають суцільну мікрографічну структуру. Графіт представлений двома різновидами: сфероїдальним (в середньому 2–5 %) і лускуватим (до 1–2 %).

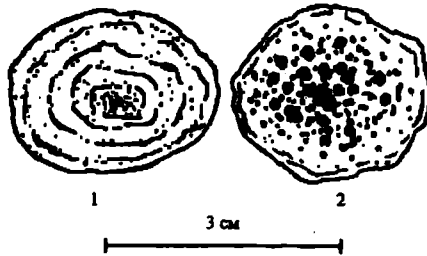
У сірому граніті виявлено два головних морфогенетичних типи графіту, які утворюють тісну асоціацію. Це метаморфогенний тип, представлений графітом, що знаходиться в ксенолітах графітових сланців, і магматогенний, представлений графітовими сфероїдами. Зустрічаються вони найчастіше разом. У вміщуваних рапаківидних гранітах, розкритих у цьому кар'єрі, ми знайшли лише один ксеноліт графітових сланців, а сфероїди в них взагалі відсутні.

Ксеноліти сланців у сірому граніті розподілені нерівномірно, їхній вміст коливається від 1–5 до 20–30 % за об'ємом породи. Розмір їх також коливається в широких межах: від мікроуламків до кількох десятків сантиметрів у поперечнику. Для ксенолітів характерна дуже тонка листувата чи пластинчаста форма. При довжині уламку, наприклад, 10–20 см його товщина складає 2–3 см. Контакт ксенолітів з вміщуваними гранітами чіткий і різкий. Характерним є збагачення графітом екзоконтактових зон ксенолітів. Часто сланці із ксенолітів набувають вигляду ін'єкційних мігматитів, в яких роль лейкосоми відіграють тонкі прожилки граніту, а роль меланосоми – прошарки графітового сланцю. Схоже на те, що такі ксеноліти утворилися внаслідок укорінення розплаву по площинам сланцюватості метаморфічних графітоносних порід.

Кристалічні сланці, ксеноліти яких містять сірий граніт, представлені трьома різновидами: графіт-біотитовими, а також біотитовими і біотит-роговообманковими сланцями. Головними мінералами є плагіоклаз, мікроклін і кварц, які складають основу породи. Їхній сумарний вміст становить 70–80 %. Темноколірні мінерали – біотит і рогова обманка – утворюють великі (до 2 мм) пайкілобластичні зерна. Графіт зустрічається у вигляді дрібних викривлених лусочок довжиною 0,05–0,1 мм у всіх породоутворюючих мінералах. З рудних мінералів у сланцях спостерігається пірит. Він утворює ксеноморфні, витягнуті по сланцюватості зерна розміром до 0,5 мм.

Магматогенний тип графіту представлений переважно округлими утвореннями складної будови, які ми називаємо сфероїдами. Сфероїди в граніті, як і ксеноліти, розподілені нерівномірно. Їхній вміст звичайно складає, як зазначалося, 2–5 % за об'ємом породи, проте місцями підвищується до 30–70 %. Спостерігається деяке тяжіння сфероїдів до центру жили. Їхня форма кулеподібна або еліпсоїдальна. Діаметр звичайно коливається від 0,5 до 3 см, але зустрічаються поодинокі екземпляри до 7–8 см у поперечнику.

Сфероїди найчастіше мають концентрично-зональну, шаралупчасту внутрішню будову, яка проявляється в чергуванні оболонок, складених суцільним графітом, і оболонок, складених графітом з включеннями силікатного матеріалу і сульфідів (рисунок). Найкраще така концентрична будова виражена на периферії сфероїду, в центральній частині звичайно переважає однорідна силікатно-графітова маса. В окремих сфероїдах ці два головні структурні різновиди комбінуються у різних кількісних співвідношеннях. Відносно рідко зустрічаються еліпсоїдальні сфероїди з паралельно-шаруватою внутрішньою будовою. Спостерігаються також сфероїди сегментарної будови, одна половина яких складена майже суцільним графітом, а інша має концентрично-зональну будову. Нерідко сфероїди зростаються разом по 3–5 штук, утворюючи таким чином великі поліцентричні скупчення. Поруч з концентрично-зональними сфероїдами в окремих зразках зустрічаються дрібні (до 1–2 мм в поперечнику) радіально-променисті сфероліти графіту.



Внутрішня будова найбільш типових сфероїдів графіту: 1 – концентричного, 2 – масивного. Чорним кольором зображені включення силікатів у графітовій матриці

Вміст силікатного матеріалу коливається в межах 10–60 % від загального об'єму і має тенденцію до зростання в напрямку до центру сфероїду. Розмір силікатних включень і їхня форма взаємопов'язані. Дрібні (0,01 мм і менше) мономінеральні включення мають неправильну ізометричну форму і містяться в центральних частинах. Великі (до 1 мм) включення – видовжені, серповидні, витягнуті паралельно зовнішньому краю сфероїда, біля якого вони і концентруються. Великі включення звичайно полімінеральні, вони містять кілька зерен плагіоклазу, стильпномелану, біотиту, хлориту, голчасті кристали апатиту. Межі між зернами плагіоклазу звичайно перпендикулярні до стінок включень, а біотит вистилає ці стінки. Треба відзначити, що розмір зерен силікатів всередині сфероїду в 10–100 разів менший, ніж у сірому граніті, з чого можна зробити висновок, що ці зерна не були захоплені під час утворення сфероїду, а кристалізувалися в ньому. Про це свідчить підлегле значення у складі сфероїдів калішпату і кварцу – головних породоутворюючих мінералів вміщуючого граніту.

Крім силікатів, у сфероїдах визначені також сульфіді – пірит і піротин. Вони утворюють невеликі (до 1 мм) неправильні зерна і тонкі жилкуваті виділення, які спостерігаються звичайно на периферії сфероїдів. За даними термомагнітного аналізу можлива присутність двох різновидів піротину – гексагонального і моноклінного. Дані про хімічний склад окремих сфероїдів, наведені в таблиці, дозволяють зробити висновок, що у них можлива присутність також сульфідів Zn, Pb та Cu.

Хімічний склад окремих графітових сфероїдів із сірого граніту

Компоненти	Номери проб графітових сфероїдів											
	3-1	5-2	6-1	6-4	6-5	6-6	6-7	6-8	6-13	6-14	6-15	6-16
(%)												
SiO ₂	17,15	11,5	8,68	20,8	25,0	36,00	41,1	9,80	48,0	29,33	6,93	17,53
TiO ₂	0,53	0,41	0,23	0,49	0,05	0,57	0,20	0,23	0,38	0,07	0,10	0,76
Al ₂ O ₃	4,04	1,95	1,65	5,65	5,55	8,16	8,90	3,16	10,1	5,94	1,68	3,12
FeO(сум)	12,10	5,69	4,78	12,2	7,26	8,14	9,21	17,40	10,0	8,24	5,56	16,27
MnO	0,07	0,07	0,04	0,09	0,09	0,10	0,07	0,09	0,13	0,08	0,06	0,13
MgO	0,66	0,49	0,34	0,80	0,64	0,81	0,54	0,67	1,45	1,21	0,34	0,90
CaO	1,21	1,43	0,24	0,85	0,25	0,79	0,28	0,37	0,56	0,51	0,27	1,07
Na ₂ O	0,91	0,67	0,50	1,64	2,71	4,86	6,34	0,19	6,93	1,88	0,27	0,00
K ₂ O	1,68	0,22	0,30	0,72	0,22	0,30	0,22	0,08	0,70	0,34	0,14	0,22
P ₂ O ₅	0,08	0,07	0,07	0,20	0,04	0,17	0,10	0,04	0,11	0,09	0,07	0,23
S	0,16	0,25	0,21	0,02	0,07	0,09	2,59	0,01	0,36	0,18	0,03	0,02
H ₂ O	0,29	0,30	0,17	0,26	0,37	0,25	0,38	0,48	0,34	0,58	0,65	0,56
ppp	60,74	76,4	82,41	55,7	57,3	39,38	29,6	67,06	20,5	51,14	83,5	58,81
(г/т)												
Cu	339	239	605	34	18	14	9	31	16	3	41	1
Zn	190	70	3891	22	36	4	4	46	7	5	12	11
Ga	<3	4	8	17	17	12	7	22	8	10	8	5
Rb	95	14	12	38	8	16	7	3	22	7	8	10
Sr	98	50	50	85	84	114	103	39	104	66	47	41
Y	33	45	35	38	20	51	63	57	41	29	35	65
Zr	89	258	146	223	151	1074	277	447	171	247	261	1033
Nb	27	21	14	36	7	29	10	24	19	<8	<8	40
Pb	9	10	694	22	41	15	53	9	22	15	15	17
Ba	740	73	122	452	129	240	156	90	400	147	100	189
La	31	22	18	20	26	39	47	25	45	21	23	43
Ce	71	53	36	45	24	93	87	55	82	54	52	106
Nd	26	20	17	25	14	34	29	23	31	23	21	44

Примітка: ppp – втрати при прожарюванні до 1050 °C (приблизно відповідають вмісту графіту); визначення елементів виконане рентген-флуоресцентним методом аналізу.

Звертають на себе увагу (див. таблицю) значні коливання вмісту петрогенних і малих елементів, що викликані різним кількісним співвідношенням головних фаз сфероїдів: графіту, силікатів, сульфідів тощо. Не є витриманими також величини відношень кристалохімічно близьких пар елементів, наприклад K/Rb, Zr/Y та інших, які, у своїй більшості, дуже відрізняються від таких у графітоносних гранітах. Так, наприклад, відношення Ba/Sr у сфероїдах здебільшого у 3–4 рази менше ніж у гранітах, а Sr/Rb, навпаки, у 5–15 разів більше. Відношення $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ у сфероїдах (1,7–29,1) кардинально відрізняється від такого у граніті (0,46–0,49), підкреслюючи зворотнє співвідношення кислого плагіоклазу і калішпату.

Таким чином, геохімічні дані свідчать про те, що сфероїди графіту в цілому формувалися в суттєво інших фізико-хімічних умовах, ніж кристалізація силікатної частини граніту. Перш за все, вони незвично збагачені залізом і магнієм, а також гідроксилвмісними шаруватими силікатами, що передбачає значну участь у їх кристалізації цих елементів і води (судячи по варіаціям співвідношень петрогенних і малих елементів). Водночас умови утворення окремих угруповань сфероїдів також значно відрізнялися один від одного.

Характерним морфологічним типом графіту в сірому граніті є, нарешті, розсіяний графіт, розподілений у породі дуже нерівномірно. Звичайно ним збагачені ділянки гранітів, що містять ксеноліти графітових сланців. Тут виразно помітно, як окремі луски графіту в гранітній матриці при наближенні до мікроксеноліту поступово укрупнюються, утворюючи надалі скупчення різноманітної форми. На зовнішньому контакті ксенолітів метаморфічних порід новоутворений графіт нерідко формує суцільні смуги полігональної внутрішньої будови. Можливо, деякі з мікроксенолітів слугували зародками кристалізації крупних графітових сфероїдів з паралельно-шаруватою внутрішньою будовою. В окремих сегрегаціях графіту досить чітко простежуються елементи морфологічних ознак, притаманних сфероїдам, а саме: поява правильних напівсферичних опуклих або, навпаки, угнутих поверхонь на зовнішніх контурах графітових скупчень. В останньому випадку складається враження, що графітова маса різко ксеноморфна відносно породоутворюючих мінералів граніту і заповнює міжзерновий простір, заміщуючи, можливо, польові шпати і кварц. Очевидно, в сірому граніті присутній розсіяний графіт кількох різновікових генерацій.

В зоні суцільного рожевого граніту, яка тяжіє до центру жили, спостерігаються ділянки, на яких сфероїди руйнуються. Графіт майже повністю зникає, від нього залишаються окремі сильно кородовані релікти. На його місці кристалізуються голчасті, сноповидні агрегати хлориту, які й складають основну масу псевдоморфоз по сфероїдам. Виразно відокремлюються скупчення зерен плагіоклазу з відносно великими поодинокими кристалами сфену і циркону. На кінцевих стадіях змінення псевдоморфоз руйнуються (вилугуюються) і ці мінерали. Замість сфероїду залишається міаролова порожнина, на стінках якої ростуть правильні прозорі кристали кварцу. Процес руйнування сфероїдів супроводжується повною хлоритизацією амфіболу і

біотиту. Зміну кольору породи можна пов'язати з окисненням заліза і утворенням в польовошпатовій складовій рожевого граніту численних пелітоморфних, субмікроскопічних включень, найімовірніше, гематиту, який і надає породі рожевого забарвлення.

Суттєво відрізняється також вміст акцесорних мінералів у сірому і рожевому (цифри у дужках) гранітах (у г/т): магнетит – зн. (зн.), піротин – 758 (немає), ільменіт – 670 (9), пірит – 358 (1729), сфалерит – 14 (3), халькопірит – 123 (немає), арсенопірит – немає (47), молібденіт – зн. (50), флюорит – 62 (немає), циркон – 277 (137), апатит – зн. (391), сидерит – 799 (немає).

Як бачимо, в породах прояву існує тісний просторовий і, безумовно, генетичний зв'язок ксенолітів графітових сланців і сфероїдів графіту. У породах, в яких відсутні графітоносні ксеноліти (рапаківи, пегматити), немає і сфероїдів графіту. Це наводить на думку, що джерелом вуглецю в сірому граніті послужили вміщуючі метаморфічні породи: графітові кристалічні сланці і гнейси. При взаємодії з ними гранітного розплаву вуглець був асимільований і надалі кристалізувався у вигляді сфероїдів. За даними ізотопного аналізу, люб'язно виконаного Загнітко В. М. (ІГМР НАНУ), вуглець графітоносних ксенолітів характеризується величиною $\delta^{13}\text{C} = -32,8 \text{ ‰}$, яка притаманна вуглецю безкарбонатних графітоносних сланців Українського щита, зокрема для графітів відомого Завалівського родовища [6]. У графіті сфероїдів відбувається помітне поважчення ізотопного складу вуглецю ($\delta^{13}\text{C} = -22,9\text{--}25,1 \text{ ‰}$), викликане фракціонуванням ^{12}C і ^{13}C під час переходу вуглецю з твердої фази (ксеноліти) у рідку (магма) і потім знов у тверду (сфероїди). При цьому утворення сфероїдів, як свідчать мікроскопічні спостереження за їх складом і структурними особливостями, відбувалося дещо раніше, ніж кристалізація основної тканини графітоносного граніту. Подальші епігенетичні зміни останнього сприяли повторному переведенню вуглецю в рухомі форми, що й спричиняло руйнування графітових сфероїдів.

Таким чином, у магматичних породах прояву зустрічаються два генетичні типи графіту: метаморфогенний (ксеногенний) і магματοгенний (сингенетичний). Метаморфогенний графіт входить до складу ксенолітів метаморфічних графітоносних порід. Магματοгенний графіт утворився при кристалізації вуглецю, асимільованого з цих метаморфічних порід. Характерною формою виділень графіту є сфероїди складної будови з більш-менш вираженою концентричною зональністю. Крім графіту, в сфероїдах зустрічається значна кількість силікатного матеріалу (польові шпати, біотит, хлорит та інші), а також сульфіди.

Графітові прояви Коростенського плутону, особливо Малинський, заслуговують подальшого вивчення з метою уточнення їх речовинного складу, мінералогії, геохімії та визначення термодинамічних і фізико-хімічних умов генезису. Унікальні сфероїдальні утворення графіту Малинського прояву можуть бути джерелом видобутку цінних колекційних штуфів.

Автори висловлюють щиру подяку працівникам лабораторії рентгеновських методів дослідження речовини геологічного факультету Київського

університету, які виконали мінералогічний аналіз (Омельчук О. Д.), а також визначення петрогенних (Загородній В. В.) і малих (Андреев О. В.) елементів.

1. *Зинченко О. В., Латыш В. Т., Щербина Р. Н.* Распространенность и парагенетические ассоциации акцессорных минералов в породах северо-западной части Украинского щита // Минерал. сб. Львов. ун-та, 1985. – № 40, Вып. 1. – С. 54–61.

2. *Зинченко О. В., Сергієнко І. А.* Графіт у магматичних породах Коростенського плутону // Вісник КНУ імені Тараса Шевченка. Серія «Геологія». – К.: ВПЦ «Київський університет», 2000. – Вип. 17. – С. 45–51.

3. *Іванців О. Є.* Геологія та генезис графітових родовищ України. – К.: Наукова думка, 1972. – 148 с.

4. *Галий С.А. и др.* Петрогенезис никеленосных габброидных интрузий Волинского мегаблока Украинского щита // К.: Наукова думка, 1991. – 140 с.

5. *Щербань І. П.* Рудопрояв графіту в гранітах рапаківі східної частини Коростенського плутону // Геол. журнал. – 1959. – 19. – Вип. 4 – С. 107–109.

6. *Яценко В. Г.* Структурно-морфологические и генетические типы графита на примере месторождений Украинского щита: Автореф. дис... канд. геол. наук / Киев, 1996. – 24 с.

УДК 622.235.213.7

ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА СТОЙКОСТЬ ВОДОНАПОЛНЕННЫХ ВЗРЫВЧАТЫХ ВЕЩЕСТВ ПРИ ИХ КОНТАКТЕ С ПИРИТОМ

***М. Ф. Буллер, А. Ю. Мараховская, кандидаты технических наук,
М. А. Маренец, С. П. Ярманова, инженеры (ГосНИИХП, г. Шостка)***

Визначено основні фактори, що впливають на розвиток екзотермічних реакцій окислення сульфїду заліза при його взаємодії з вибуховими речовинами на основі нітрату амонію по механізму теплового вибуху – концентрація сульфід-іонів у гірській породі, температура і наявність ґрунтових вод у зоні контакту вибухової речовини з сульфїдовмісною рудою.

При проведении взрывных работ с использованием водонаполненных взрывчатых веществ (ВВ) известны случаи самопроизвольного возгорания и преждевременного взрыва составов в скважинах. Считается, что причиной самопроизвольного возгорания является экзотермическая окислительно-восстановительная реакция взаимодействия нитрата аммония, входящего в состав ВВ, с сульфидами металлов, присутствующими в горных породах и рудах [1].

В Украине природные сульфидные минералы (пирит, марказит, халько-