

2. Розробити нову класифікацію, яка наблизить до світового розуміння істинного потенціалу мінерально-сировинної бази України, усуне можливості помилок та спекуляцій в цьому питанні.

3. Відповідно треба замінити порядок і процедуру оцінки запасів і затвердження їх в ДКЗ.

### Бібліографічний список

1. Еремін Н.И., Дергачев А.А. Экономика минерального сырья. - М.: Университет, 2007. - 504 с.
2. Герт А., Волкова К. и др. Экономические критерии в новой классификации запасов и прогнозных ресурсов нефти и горючих газов // Технологии ТЭК. - 2007. - №3. - С. 12-19.
3. Ампилов Ю.П., Герт А.А. Экономическая геология. - М.: Геоинформмарк, 2006. - 329 с.
4. Denisov M.N., Kavun K.P. Draft Russian classification for solid minerals: International format and national traditions.// APCOM. - 2003 - pp. 93-98.

© Галецький Л.С., Ремезова О.О., 2008

УДК 553.431

Канд. геол.-мін. наук ДЕРЕВСЬКА К.І. (Інститут геологічних наук НАНУ, м. Київ), канд. геол. наук ПРИХОДЬКО В.Л., інж. КОСОВСЬКИЙ Я.О. (ДРГП «Північгеологія»), магістрант РУДЕНКО К.В. (Київський національний університет ім. Тараса Шевченка)

### МІНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПОРІД ТРАПОВОЇ ФОРМАЦІЇ ВЕНДУ ВОЛИНИ (РАФАЛІВСЬКА РУДОНОСНА ПЛОЩА)

В останні роки в Україні активізувались роботи з пошуків і оцінки таких видів корисних копалин як мідь, свинець, цинк, молібден, ванадій, золото та рідкісноземельні елементи. По багатьом з них можливо не тільки задовольнити власні потреби, але й створити певний експортний потенціал.

Волино-Подільська плита в даний час визначилася як перспективна для виявлення промислових родовищ міді. Мідна мінералізація локалізована в утвореннях волинської серії венду. Загальна сумарна потужність волинської серії близько 450 м. Формування трапової формації відбувалось циклічно, тобто виливам базальтової лави передували значні викиди пірокластичного матеріалу. У товщі базальтів і туфів (трапової формації) виявлено самородно-мідну мінералізацію. Раніше Л.Г.Бернадською [1], О.В.Крашенінніковою [2], Є.К.Лазаренком [3] та іншими дослідниками були вивчені мінералогічний склад та петрографічні властивості рифей-вендських відкладів Волині. Протягом останніх 10 років, внаслідок проведення пошуково-оціночних робіт в межах Волино-Поліського прогину на мідь, отримано значний фактичний матеріал, який дозволяє по новому розглядати мінералого-петрографічні особливості вулканогенних порід, як пошукову ознаку на самородну мідь [4].

За даними мінералого-петрографічних досліджень постмагматичних перетворень вулканогенних порід ратненської світи у межах Рафалівської рудоносної площі (2 км на північний схід від с. Маюничі, свердл. 4237), було виділено три базальтові потоки та два прошарки туфів та лавобрекчій між ними (рис. 1). Крім того, проведений детальний спектральний аналіз базальтів з розрізу, який вивчався.

**Базальти.** Нижній (перший) потік був розкритий в інтервалі глибин 56,9-80,0 м. Він має складну будову. Тут присутні афірові, порфірові та мигдалекам'яні різновиди базальтів, які поступово змінюють один одного. В дольній частині потоку поширені афірові хлоритизовані базальти (гл. 80-76 м). Базальти слабо тріщинуваті. Тріщини переважно субвертикальні, виповнені хлоритом, рідше зустрічається пилоподібна мідь.

		потужність	
2,0		2	Грунтово-рослинний шар
3,7	P.dp	1,7	Пісок, галька, жовто-сірий кварцовий
	K <sub>2</sub> d <sub>1</sub>	5,5	Крейда біла
9,2	L L L L L L L L L L L L		Базальти афірові дрібнозернисті
24,9	U U U		Туфи
29,0	L L L L L L L L L L L L L L L	70,6	Базальти
	V,rt		Мигдалекам'яні, дрібнозернисті, афірові
	L L L L L L L L L L L L		Афірові, дрібнозернисті
52,1	L L L L L L		Мигдалекам'яні, дрібнозернисті афірові
	U U U		Туфи
56,9	L L L L L L L L L L L L L L L L L L		Базальти
	L L L L L L L L L		Мигдалекам'яні, дрібнозернисті афірові
	L L L L L L L L L		Афірові, дрібнозернисті
	L L L L L L L L L		Мигдалекам'яні афірові
	L L L L L L L L L		Порфірові
	L L L L L L L L L		Афірові, дрібнозернисті
	L L L L L L L L L		Порфірові
	L L L L L L L L L		Афірові, дрібнозернисті
80,0	U U U U V,bb U U U U		Туфи

Рис. 1. Петрографічні особливості порід ратненської світи в межах Рафалівської рудоносної площі (свердл. 4237 глибиною 96,0 м, абс. відмітка 166,40 м, масштаб 1:200)

Мінеральний склад цих базальтів: плагіоклаз (42%), піроксен (34%), палагоніт (11%), магнетит (8%), хлорит (до 4%), гідроксиди заліза (до 1%), халцедон. Структура дрібнозерниста (розмір зерен до 0,2 мм), повнокристалічна, афірова, рівномірнозерниста, алотріоморфнозерниста, толейтова. Текстура смугаста.

Вторинні зміни проявлені, в головному, у палагонітизації, соскоритизації та хлоритизації. Палагоніт представлений окремими зернами неправильної форми, що займають інтерстиційний простір. Він забарвлений у коричневий до рудого з зеленим колір. Місцями палагоніт заміщується хлоритом. Хлорит утворює кайми навколо зерен палагоніту, а також заміщує клінопіроксен та плагіоклаз. Гідроксиди заліза коричневого та темно-коричневого до чорного кольору утворюють облямівки навколо магнетиту.

На глибинах 80,0-76,6 м спостерігається зменшення ступеню хлоритизації та сосюритизації. Відповідно до цього знижується кількість піроксену, проте збільшується кількість палагоніту та хлориту. Далі по потоку афірові базальти поступово переходять у порфірові. Потужність прошарку порфірових базальтів складає близько 1 м (інт. гл. 75-76 м). Мінеральний склад порфірових базальтів: плагіоклаз (46%), піроксен (37%), палагоніт (7%), магнетит (8%), хлорит (до 2%). Присутні мигдаліни, які виповнені хлоритами з голочками цеолітів. Структура дрібнозерниста (розмір зерен до 0,1-0,2 мм), порфірова, повнокристалічна, алотріоморфнозерниста, толейтова. Порфірові утворення складені зернами плагіоклазу (до 1,2 мм) та магнетиту (до 0,5 мм).

На глибинах 75,0-72,5 м виявлено шар афірових базальтів потужністю 2,5 м. Мінеральний склад цих базальтів: плагіоклаз (50%), піроксен (33%), палагоніт (11%), рудний мінерал (4%), хлорит (2%). Структура дрібнозерниста (розмір зерен до 0,2 мм), повнокристалічна, афірова, рівномірнозерниста, алотріоморфнозерниста, толейтова. Текстура смугаста: чергуються прошарки змінених базальтів з менш зміненими.

В інтервалі глибин 72,5-70,5 м поширені порфірові базальти. Мінеральний склад: плагіоклаз (48%), піроксен (35%), палагоніт (10%), магнетит (7%), хлорит, гідроксиди заліза. Структура дрібнозерниста (розміри зерен до 0,1-0,2 мм), порфірова (розміри порфірових включень плагіоклазу та рудного мінералу до 0,5 мм), повнокристалічна, алотріоморфнозерниста, толейтова.

В інтервалі глибин 70,5-69,0 м виявлені мигдалекам'яні базальти. Мінеральний склад таких базальтів: плагіоклаз (50%), піроксен (35%), палагоніт (7%), магнетит (5%), хлорит (2%), халцедон, цеоліти, гідроксиди заліза. Присутні мигдаліни округлої форми розміром до 4 мм: зовнішня облямівка – гідроксиди заліза та хлорит, у центральній частині – халцедон з голочками цеолітів. Вторинні зміни – хлоритизація та сосюритизація, незначне поширення гідроксидів заліза.

Інтервал 69,0-65,0 м складений афанітовими базальтами. Мінеральний склад порід: плагіоклаз (47%), піроксен (36%), палагоніт (7%), магнетит (9%), хлорит (1%), гідроксиди заліза. Структура дрібнозерниста (розміри зерен до 0,2 мм), повнокристалічна, афірова, рівномірнозерниста, алотріоморфнозерниста, толейтова. Спостерігається незначне утворення гідроксидів заліза.

Перший (нижній) потік завершується мигдалекам'яними базальтами потужністю 10 м (інтервал гл. 65,0-55,0 м). Мінеральний склад: плагіоклаз (45%), піроксен (32%), палагоніт (15%), магнетит (5%), хлорит (до 1%), гідроксиди заліза. Магнетит представлений зернами неправильної та призматичної форми, розміри яких досягають 0,1 мм. Спостерігаються окремі ромбічні зерна розміром менше 0,01 мм – можливо новоутворення. Кількість мигдаліни у породі поступово зменшується зверху до низу від 25-30% до 5-10%. Розміри їх близько 8 мм. Форма невеликих за розміром мигдаліни переважно кругла чи овальна. Для великих мигдаліни характерна овальна та неправильна форма (рис. 1). Мигдаліни різняться між собою за характером виповнення. Можна виділити декілька видів мигдаліни: 1) великі (розміром до 8 мм) виповнені анальцимом з хлорит-гідроксидною облямівкою; 2) дрібні (розміром до 0,4 мм) виповнені хлорит-монтморилонітовим агрегатом; 3) дрібні виповнені хлоритом з голочками цеолітів; 4) складного виповнення (хлорит, анальцим, цеоліти, кварц, мідь).

Структура базальтів дрібнозерниста (розміри зерен до 0,2 мм), повнокристалічна, афірова, рівномірнозерниста, алотріоморфнозерниста, толейтова.

Другий базальтовий потік представлений афіровими та мигдалекам'яними базальтами на глибині 29,0-52,1 м. Породи містять переважно вертикальні тріщини, які виповнені темно-зеленим до чорного хлорит-палагонітовим матеріалом, іноді з вкрапленістю міді і зерен піриту. В потоці відмічається пилоподібна вкрапленість або поодинокі зерна самородної міді розміром до 0,1 мм.

В інтервалі глибин 52,1 - 51,0 м залягає прошарок мигдалекам'яних афірових базальтів. Мінеральний склад таких порід: плагіоклаз (45%), піроксен (30%), палагоніт (11%), магнетит (5%), хлорит (9%). Присутні мигдалини виповнені лускуватим хлорит-серицитовим агрегатом. Розміри мигдалин досягають 3,5 мм. Магнетит представлений окремими непрозорими зернами, розміри яких досягають 0,1 мм. Крім того, спостерігаються дендритоподібні виділення титаномагнетиту розміром до 0,01 мм. Структура базальтів дрібнозерниста (розмір зерен до 0,6 мм), повнокристалічна, афірова, рівномірнотзерниста, алотріоморфнотзерниста, толейтова. Порода хлоритизована та палагонітизована.

Мигдалекам'яні базальти змінюються афіровими базальтами (див. рис. 1). Мінеральний склад: плагіоклаз (47%), піроксен (34%), палагоніт (13%), магнетит (5%), хлорит (1%). Структура дрібнозерниста (розміри зерен до 0,2 мм), повнокристалічна, афірова, рівномірнотзерниста, алотріоморфнотзерниста, толейтова. Спостерігається пористість.

Афірові базальти змінюються мигдалекам'яними майже незміненими базальтами (інтервал гл. 47-29 м). Мінеральний склад порід: плагіоклаз (47%), піроксен (33%), палагоніт (12%), магнетит (7%), вулканічне скло (1%), гідроксиди заліза. Мигдалини мають зональну будову і представлені (від зальбандів до центру): хлорит—гідроксиди заліза—цеоліти—кварц. Новоутворений магнетит представлений окремими непрозорими зернами ромбічної форми розміром до 0,01 мм. Гідроксиди заліза утворюють своєрідні смуги і розповсюджуються навколо зерен магнетиту або розвиваються по клінопіроксену і утворюють свої власні кайми у мигдалинах. Структура дрібнозерниста (розмір зерен до 0,2 мм), неповнокристалічна, афірова, рівномірнотзерниста, алотріоморфнотзерниста, толейтова. У породі присутні пори розміром до 4 мм у довжину.

*Верхній потік* розкрито на глибинах 9,2-24,9 м від поверхні. Він складений афанітовими дрібнозернистими базальтами слабо тріщинуватими, з поодинокими дрібними мигдалинами, які виповнені цеолітами та хлоритом. У верхній частині потоку у вулканогенних породах зустрічаються субгоризонтальні карбонатні прожилки потужністю 0,1–1,0 см. У центральній частині потоку базальтів відмічається бідна пілоподібна вкрапленість самородної міді. Знизу вверх спостерігається зменшення інтенсивності вторинних змін (хлоритизації, сосюритизації, палагонітизації тощо). Майже по всьому інтервалу базальти містять субгоризонтальні смуги флюїдальності.

На глибині 24,9 м розміщуються змінні базальти. Мінеральний склад: плагіоклаз (50%), клінопіроксен (37%), палагоніт (8%), магнетит (4%), гідроксиди заліза (1%) та хлорит (менше 1%). Вулканічне скло повністю відсутнє. Магнетит представлений окремими непрозорими зернами, які забарвлені у чорний колір, розмір окремих зерен досягають 0,5 мм. Форма неправильна, призматична. Зустрічаються скелетні утворення титаномагнетиту. Навколо окремих зерен спостерігаються кайми гідроксидів заліза. Структура дрібнозерниста (розміри зерен до 0,2-0,4 мм), повнокристалічна, афірова, рівномірнотзерниста, алотріоморфнотзерниста, толейтова.

Найменш змінена частина потоку розташована у інтервалі глибин 13,3-20,5 м. Мінеральний склад цих базальтів: плагіоклаз (47%), піроксен (40%), палагоніт (5%), вулканічне скло (2%), магнетит (6%), хлорит (менше 0,5%). Структура дрібнозерниста (розмір зерен до 0,5-0,4 мм), неповнокристалічна, інтерсертальна, афірова, рівномірнотзерниста, алотріоморфнотзерниста, толейтова. На відміну від раніше описаних змінених базальтів, тут виявлене вулканічне скло забарвлене в світло-коричневий колір. Плагіоклаз та піроксен майже незмінні, відсутні гідроксиди заліза. Магнетит свіжий, не змінений. Хлорит зрідка утворює облямівки навколо палагоніту.

**Туфи.** В розрізі (інтервали 25,1–29,0 м; 52,1–56,9 м та 80,3–96,0 м) виявлені попелові вітрокластичні туфи, субгоризонтально-шаруваті, слабо зцементовані та тріщинуваті. Тріщини переважно «сухі». Вітрокласти представлені вулканічним склом коричневого кольору і частками попелу неправильної форми, що заміщені монтморилонітом, розмір останніх досягає 0,01 мм. Крім того, присутні вітрокласти складені більш темним вулканічним склом. Розміри таких вітрокластів досягають 0,1 мм. Присутні також рудні мінерали (магнетит, іноді зерна міді).

Туфи містять жили, каверни та пори виповнені анальцимом в асоціації з хлоритом, кварцом та, зрідка, самородною міддю.

Дані спектрального аналізу базальтів показують, що збагаченням міддю (0,02–0,03 г/т) є інтервал 11,4–24,9 м у верхньому майже незміненому базальтовому потоці. Але в даному випадку знахідки міді є рідкісними і ця мідь скоріше створює геохімічний фон трапової формації, ніж формує магматичні рудні тіла.

Загалом спостерігається зменшення концентрації Cu, Ag, Sn, Mo, Co, Zn, V, Ti від верхнього потоку до нижнього, а також збільшення концентрації Li та Cr у тому ж напрямку. Такі дані вказують на винос розчинами рудних компонентів під час постмагматичних перетворень вулканогенних порід.

Для Yb, Ga, Y, Sc, Nb, Zr характерне спочатку зменшення концентрації від нижнього до середнього потоку і збільшення від середнього до верхнього. Для Pb, Ni, Mn, P, Ge характерне спочатку зменшення концентрації від нижнього до середнього потоку і збільшення від середнього до верхнього.

Як відомо [4], найбільша частина самородної міді бере участь у створенні епігенетичних рудних покладів, де вона тісно асоціює з цеолітами, хлоритом-монтморилонітом, анальцимом, халцедоном та кварцом. Ці мінерали заповнюють газові порожнини в покрівлі і подошві лавових потоків, цементують лавобрекчії, утворюють вкраплені рудні тіла в туфах. Зазвичай ці зміни магматичних порід відносять до аутометасоматичних і пов'язують з перетворенням порід під дією магматичних (на глибині) або будь-яких нагрітих (біля денної поверхні) підземних вод. Зміни носять не метаморфічний, а «гідротермальний» характер, оскільки стають за участю води, яка надходить в породи, безводні мінерали (плагіоклази, амфіболи) заміщуються водомісткими (хлоритом-монтморилонітом, халцедоном тощо). Разом з тим лужний характер процесу і відсутність дорудних змін типу кислотного вилуговування (аргілізитів) указує на те, що рудоутворювальні розчини не були генетично пов'язаними з магматичним вогнищем. Припускається, що це були підземні води Волинського гідрогеологічного басейну – поховані або змішані води пісковикової рифейської водоносною товщі, потужність якої в центральній частині басейну досягає 900 м. Вони мали хлоридний аніонний склад, а катіони були представлені  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{Fe}^{+2}$ ,  $\text{Ba}^{+2}$ , тобто тими елементами, які переважно брали участь в процесі. Відкладання епігенетичних мінералів у вулканогенній товщі пов'язане з підвищенням температури підземних вод, яке супроводжувало виливи базальтів, та рівнем підземних вод, який поступово підвищувався, що призводило до утворення на великих площах горизонтальних рудних горизонтів у туфах та у порожнинах і тріщинах в базальтах.

Отже, проведені мінералого-петрографічні дослідження трапової формації венду Рафалівської рудної площі (на прикладі свердл. 4237) дають змогу зробити наступні висновки.

У складі ратненської світи виділені три потоки базальтів, які відрізняються між собою за кількісним складом пороодоутворювальних мінералів та вторинних змін, структурно-текстурними параметрами, а також за характером поширення та заповнення мигдалин, прожилків та пустот.

Нижній потік має складну будову. В його межах виділено три різновиди базальтів: афірові, порфірові та мигдалекам'яні. Загалом вони всі мають дрібнозернисту, повнокристалічну, толейтову структуру. Вулканічне скло повністю заміщене. У мигдалекам'яних базальтах мигдалини виповнені хлоритом, цеолітом, халцедоном. У порфірових базальтах порфірові вкраплення представлені магнетитом та плагіоклазом.

Другий потік має зональну вертикальну будову: мигдалекам'яні – афірові – мигдалекам'яні базальти. Структура їх дрібнозерниста (розмір зерен до 0,2-0,6 мм), повнокристалічна, афірова, рівномірнотзерниста, алотріоморфнотзерниста, толейтова. Вулканічне скло майже повністю заміщене палагонітом та хлоритом. Мигдалини виповнені хлоритом, цеолітом, анальцимом та кварцом.

Верхній потік азональний і представлений найменш зміненими афіровими базальтами. Структура дрібнозерниста (розмір зерен до 0,5-0,4 мм), неповнокристалічна, інтерсертальна, афірова, рівномірнотзерниста, алотріоморфнотзерниста, толейтова. В базальтах присутнє вулканічне скло, що свідчить про збереження первинного мінерального складу і відсутність впливу розчинів басейну.

Вітрокластичні туфи в межах території, яка досліджується, сильно змінені і містять жили, прожилки та пори, виповнені вторинними мінералами (анальцимом, хлоритом, самородною міддю та кварцом).

Отже, можна стверджувати, що постмагматичні перетворення порід добре корелюються в розрізі, при цьому максимальні зміни співпадають з найбільш проникними зонами, до яких належать туфи та амигдалоїдні базальти. Утворення трапової формації венду зазнали різних за мінеральним складом, інтенсивністю та морфологією постмагматичних змін. Найбільш ранньою та поширеною формою вторинних змін серед базальтів є інтерстиційне заміщення вулканічного скла палагонітом, просякнення гідроксидами заліза та наступне заміщення палагоніту хлоритом. Хлорит утворює облямівки та смуги навколо мінералів, які він заміщує. Крім того, хлорит поширений також в мигдалинах. Карбонати, халцедон, кварц, більша частина самородної міді та цеоліти виповнюють переважно мигдалини, пустоти, прожилки або жили. Такі дані підтверджують можливість ремобілізації самородної міді, її транспортування і утворення промислових концентрацій міді у проникних ділянках розрізу.

### Бібліографічний список

1. **Бернадская Л.Г.** Вулканиты Ровенской области. - К.: АН СССР, 1956. – В. 5.– 132 с.
2. **Крашенинникова О.В.** Литогенез рифейских отложений юго-запада Русской платформы. – К.: Изд АН УССР, 1962. – 212 с.
3. **Лазаренко Є.К., Матковський О.І., Винар О.М. та ін.** Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині. – Львів: Львівський ун-тет, 1960. – 509 с.
4. **Мідь Волині.** – К.: Логос, 2006. – 200 с.

© Деревська К.І., Приходько В.Л., Косовський Я.О., Руденко К.В., 2008