
ІСТОРІЯ НАУКИ

СТИСЛА ІСТОРІЯ ДОСЛІДЖЕНЬ ЗОНАЛЬНОСТІ ЗРУДЕНІННЯ ГІДРОТЕРМАЛЬНИХ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

Микола Павлунь

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
e-mail: geology.faculty@lnu.edu.ua*

Історія досліджень зональності зруденіння (ЗЗ) невіддільна від історії пізнання РКК – виявлення закономірностей їхньої будови, природи процесів утворення, розробки розшукових ознак. Зацікавленість у її дослідженнях зростала паралельно й синхронно із загальним розвитком гірничої справи і геологічної науки загалом.

Цю історію можна розділити на три умовні періоди, оскільки чіткі хронологічні межі провести досить складно і зазедве чи потрібно.

Перший період (XV–середина XIX ст.) стихійного (суто утилітарного, прагматичного) використання певних і здебільшого фрагментарних закономірностей (тенденцій) зміни складу руд у просторі.

Основу сучасних уявлень про рудні родовища було закладено в XVI ст. Георгіусом Агріколою. Його спостереження і висновки на рудних родовищах були просто неперевершеними для людини того часу, і тому його вважали батьком рудної геології. Зокрема, в частині зональності він писав: "... вапняковий шпат, що знайдений у жилі і з глибиною дещо нижче, не є сприятливим вказівником..." [1]. Агрікола також сформулював два важливі положення:

- 1) рудоносними каналами слугують вторинні розломи, молодші, ніж вмісні породи;
- 2) руди відкладаються з розчинів, що циркулюють по цих каналах.

Однак з часу діяльності Агріколи до початку XIX ст. дослідження ЗЗ слабо просулюлося вперед.

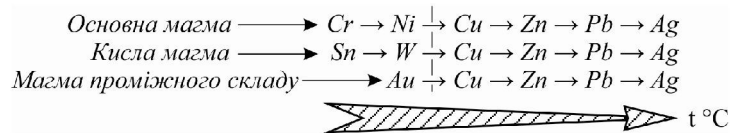
Другий період цілеспрямованого нагромадження даних про ЗЗ (середина XIX–20-ті роки XX ст.). Тоді вперше повну ЗЗ виявлено на Cu–Sn родовищі Корнуолл в Англії [2, 3]. Згодом зональність кардинально неодноразово розглядали Ф. Колінз [4], Р. Макалістер [5], Е. Девідсон [6] та ін. Як наслідок, на цьому родовищі вирізнені мінеральні зони (зверху вниз): карбонатів Fe і Mn; сульфідів (PbS, ZnS, Cu₃FeS₄, CuFeS₂); оксидів з халькопіритом CuFeS₂, вольфрамітом (Fe, Mn)[WO₄], каситеритом SnO₂. Щодо жильних мінералів, то на верхніх горизонтах цього родовища поширений флюорит, на нижніх – турмалін, а кварц є на всіх горизонтах. Водночас на о. Тасманія (родовище

Зіан) О. Уоллер [7] описав майже аналогічну зональність, лише в середній зоні тут ще поширений станін SnFeS_2 , а на нижній – каситерит з вольфрамітом і магнетитом Fe_3O_4 . В обох випадках передбачали, що така зміна складу руд з глибиною відповідає підвищенню температури рудоутворення.

У цей період досить інтенсивно в цьому напрямі працювали Т. Като [8], Т. Ватанабе [9], Г. Шумахер [10] та особливо інтенсивно – американські геологи [11, 12] та ін.

Третій період (з 20-х років ХХ ст. і до нашого часу) відомий першими крупними узагальненнями, створенням теоретичних основ формування ЗЗ і подальшим інтенсивним продовженням досліджень з теорії причин утворення і її практичного використання.

У цей третій і дуже важливий період таким першим великим узагальненням і ґрунтовною спробою сформулювати загальну теорію зональності родовищ корисних копалин (РКК) належить Дж. Сперра [13]. Зокрема, він вирізнив три головні ряди низхідної зональності родовищ, що, на його думку, зумовлені зниженням температури під час кристалізації магми:



Утім, найповніше узагальнення і спробу “реконструювати ідеальну жильну систему” (у напрямі від ядерної частини батоліту до його поверхні) зробив В. Емонс [14], який вирізнив у цьому напрямі 16 зон, відповідно до напрямку зменшення температури (Т, °С) рудоутворення: 1) безрудна-1 (кварцові жили); 2) олов’яна (кварц-каситеритові жили з топазом); 3) вольфрамова (кварцові жили з вольфрамітом, шеелітом, арсенопіритом); 4) миш’якова (жили кварцу з арсенопіритом і халькопіритом); 5) вісмутова (кварцові жили з піритом і вісмутином); 6) золото-сульфідна (золото-кварцові жили з сульфідами); 7) мідна (халькопірит-бляклі руди-енаргіт у кварці); 8) цинкова (кварцові жили зі сфалеритом, галенітом, халькопіритом); 9) свинцева (PbS і ZnS); 10) срібна (Ag_2S і сульфосоли Ag); 11) безрудна-2 (кварц-карбонатні жили); 12) і 13) золото-срібні руди з телуридами і сульфосолями; 14) сурм’яна (кварцові жили з Sb_2S_3 - PbS - Au); 15) ртутна (HgS); 16) безрудна-3 (барит, кварц, халцедон).

Як наслідок, В. Емонс розробив і запропонував ідеальну й універсальну (як він уважав) температурно-батолітову концепцію ЗЗ, більше відому за назвою “батолітова гіпотеза”, яку донині підтримують чимало американських геологів. Назагал у ній нічого аж такого “тріховного” немає, треба лише не забувати, що вона – це дуже загальний і збірний варіант зональності, пристосований винятково лише для батолітів, а температури рудоутворення тут важливі, однак не головні. Стисло суть цієї гіпотези охоплює:

- наявність універсального осередку (джерела) рудної речовини – крупних батолітових гранітів (поперек $n \times 10$ – $n \times 100$ км, на глибину батоліт розширюється, а його покрівля нерівна, з апікальними виступами);

- під час його становлення леткі компоненти нагромаджуються у верхній частині батоліту, формуючи так звану “мінералізаційну оболонку” в ендоконтакті потужністю 1,5–3,5 км, у якій локалізовані всі гідротермальні родовища;

- нижню межу цієї оболонки, за В. Емонсом, називають “мертвою лінією” (dead line), глибше якої в ядрі батоліту родовищ немає;

– родовища формуються лише на ранній стадії розвитку батоліту з єдиної порції розчинів під час їхнього охолодження синхронно до застигання силікатного розплаву (зверху вниз), тобто внаслідок занурення його теплового поля (рис. 1);

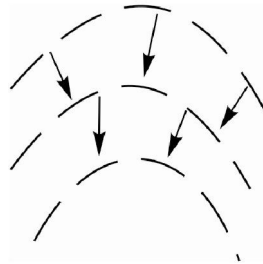


Рис. 1. Схема занурення теплового поля внаслідок застигання силікатного розплаву.

– батоліт і родовища формуються на великих глибинах і з'являються на поверхні внаслідок подальшої ерозії (розкривання денудацією);

– залежно від ступеня ерозії стосовно верхньої частини батоліту В. Емонс вирізняє шість зон з відповідними типами родовищ (рис. 2). Найпродуктивнішими зонами є *акробатолітова*, що розкривається на вершинному куполі (він особливо інтенсивно мінералізований), і *епібатолітова* (на глибинних його схилах). Умовно продуктивними є *ембатолітова* і *ендобатолітова*, що розкриваються в проміжному і денудаційному куполах. Непродуктивною є *гіпобатолітова* зона, що розкриває немінералізовану ядерну частину батоліту;

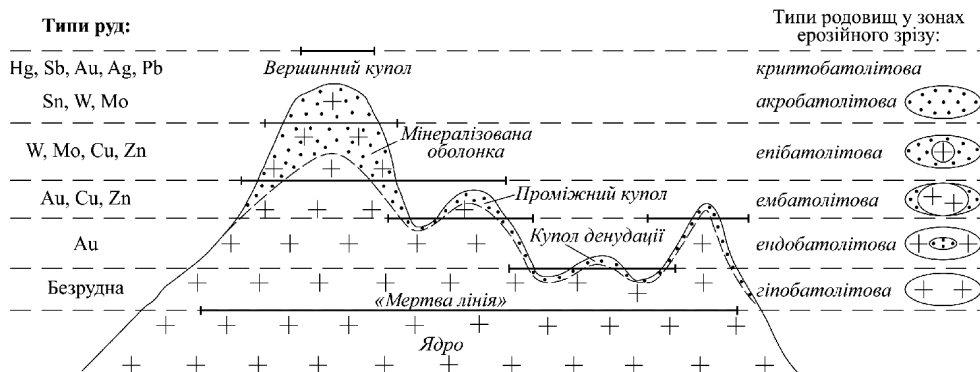


Рис. 2. Схема температурно-батолітової концепції зональності гідротермального зруденіння.

– родовища розташовані зонально, довкола застиглого батоліту у вертикальній і горизонтальній площинах (16 зон): безрудна – Sn → W → As → Bi → Au → Cu → Zn → Pb → Ag → безрудна → Au → Ag → Sb → Hg → безрудна;

– зональність зумовлена зниженням температури з віддаленням від центру батоліту.

У підґрунті цих побудов є два принципи:

1) “висхідні мінералізовані гарячі гідротерми відкладають мінерали в порядку, зворотному до їхньої розчинності під час входження в холодніші частини батоліту (зниження розчинності речовини і її кристалізація)”;

2) “зміни складу руд з наближенням до батоліту відображають зміну їхнього складу в межах окремих рудних жил унаслідок заглиблення”, а нижче за текстом В. Емонс ще додав “... хоча спостереження над жилами в жодній з них не знайшло усіх цих змін, однак вони, мабуть, існують” !??? Такі його уявлення ілюструє рис. 3.

Незважаючи на очевидні хиби і слабку генетичну аргументацію, *позірна стрункість* і, головню, *простота гіпотези* сприяли її широкій популярності. На пострадянському просторі її із захопленням підхопили навіть академіки О. Ферсман і В. Обручев. Однак усе ж таки її більше критикували, особливо і здебільшого В. Ліндгрєн [16] та дуже радикально і докладно С. Смірнов [17].

До головних її недоліків, за С. Смірновим, треба зачислити таке:

– уявлення про “бездонність” батолітів не підтвердилися: вони – це замкнуте геологічне тіло, хоч і великих розмірів, переходить з глибиною в цілу множину пошарових магматичних ін’єкцій (рис. 4);

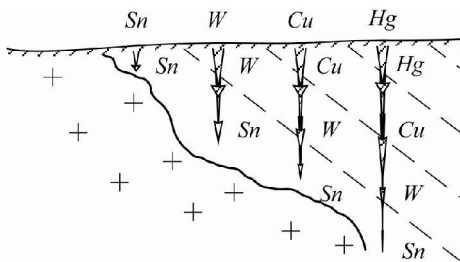


Рис. 3. Зональність зруденіння щодо відстані від батоліту (“ізоглибинне”, за В. Емонсом).

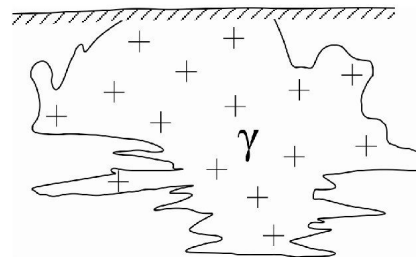


Рис. 4. Схема геологічної будови гранітоїдного батоліту (за С. Смірновим).

– відбулася переоцінка запропонованої В. Емонсом гіпертрофовано-виняткової ролі кислих гранітних інтрузій як універсальних джерел речовини. З одного боку, як відомо, багато таких інтрузивів різко спеціалізовані, з якими відтак пов’язана металогенічна спеціалізація цілих районів (Cu зруденіння в Арізоні, США; Pb–Zn – на Рудному Алтаї; там же Sn–W – у Калба-Наримі; Au–Ag – в Охотсько-Чукотському вулканоплутонічному поясі тощо). З іншого, зруденіння часто пов’язане і з основними інтрузіями, у зв’язку з якими відомі дуже великі родовища Cu у базальтоїдах (озеро Верхне, США); “гігантські” Cu–Ni – у габроїдах (Норильська група, Росія); Cr – в ультраосновних породах (Кемпірсай, Південний Казахстан) та багато ін.;

– постмагматичні РКК поширені не лише в порівняно вузькій (1,5–3,5 км) “мінералізованій області”, а й під “мертвою лінією”, тобто в ядерній частині батоліту, яка, за В. Емонсом, безрудна. Інакше під час зниження температури ця область має “мігрувати” вгору;

– постмагматичні РКК формуються не лише на початковому етапі становлення інтрузивів (тобто одноактно, з однієї порції розчинів) – на більшості родовищ процес рудоутворення переривається активізацією жильного магматизму з розвитком дайок

(тобто родовища формуються в середню і кінцеву стадію становлення інтрузиву з різних порцій (пульсацій) розчинів).

Загальний ряд В. Емонса не є універсальним і не може бути пояснений винятково зниженням температури. Зокрема, тому що:

1) на глибинних щодо синрудної палеоповерхні РКК, особливо метаморфогенно-гідротермального класу, ЗЗ на дуже великому інтервалі майже не виявлена (Колар, Індія, ~3 000 м; жила Материнська – 1 000 м; Бендіго і Калгурлі, Австралія; Порк'юпайн, Канада; Хоумстейк, США – до 2–3 км);

2) на приповерхневих малоглибинних родовищах ЗЗ не контрастна через просторове суміщення (накладання, телескопування) різночасових (пізніх на ранні) парагенезисів;

3) відомі непоодинокі й відмінні від схеми В. Емонса випадки зворотної зональності (з глибиною зростає роль низькотемпературних мінералів);

4) немало є прикладів РКК з невідповідною зональністю такій, за В. Емонсом, наприклад, Pb–Zn середньо-низькотемпературні поклади концентруються у високотемпературних асоціаціях (Суліван, Канада і Брокен-Хілл, Австралія); SnO₂ поширений у верхніх зонах каситерит-срібних родовищ Болівії (Потосі); високотемпературний ферберит Fe[WO₄] домінує в низькотемпературній асоціації з HgS і Sb₂S₃ (кіновар-антимоніт-ферберитова формація, Забайкалля в Росії).

Ця критика гіпотези В. Емонса та похідна багаторічна дискусія і нова фактологія визначили і спричинили необхідність розробки багатьох питань теорії рудоутворення: природи розчинів, їхнього зв'язку з магматизмом, ролі чинника часу і тривалості процесу, його перервності-неперервності, багатofакторності зональності тощо. Багато з цих питань аргументовано вирішив саме С. Смірнов [17]. У чому ж суть так званої "пульсаційної", відмінної від уявлень В. Емонса, теорії С. Смірнова? Ось її головні постулати:

– РКК формуються в умовах багаторазового (багатостадійного) відщеплення (пульсацій) розчинів – реювенації – з поступово охолоджуваного магматичного осередку під час його застигання, а не лише з однієї порції розчину! (на початкових і особливо на кінцевих стадіях його становлення);

– склад розчинів (набір металів) не є універсально-постійним (сталим), а змінюється в процесі еволюції магми, яка кристалізується, що й призводить до формування послідовної (у часі) низки мінеральних комплексів і родовищ;

– розчини кожної порції кожен раз циркулюють не за одними і тими самими, а за новими шляхами (тріщинами), відкладаючи нові парагенезиси в стороні від попередніх, чим власне й пояснюють зональність у поширенні мінеральних парагенезисів родовищ у просторі;

– у випадку суміщення шляхів формуються багатостадійні родовища, часто комплексні, з текстурами руд дроблення, цементації і перетинання;

– шляхи і напрям циркуляції визначають розвитком синрудних тріщинних деформацій, що мають [20, 21] доцентровий або ж відцентровий характер (пряма–обернена зональність).

Отже, порівнюючи батолітову гіпотезу В. Емонса та пульсаційну теорію С. Смірнова, доходимо висновку, що:

– відокремлення розчинів і формування багатьох парагенезисів відбувається не одноактно (з однієї порції розчинів), а багаторазово (з *n*-різних порцій). Чим більше стадій мінералізації, тим продуктивнішим буває родовище [30];

- шляхи циркуляції (структурна обстановка) – не дорудна (у цьому метафізика В. Емонса), а вона розвивається динамічно, синрудно (у цьому діалектика процесу);
- зміни складу розчинів відбуваються не лише під час зниження температури (самих розчинів, за В. Емонсом), а й під час кристалізації спорідненого інтрузиву (за С. Смірновим).

Отже, підсумовуючи погляди щодо температурно-батолітової гіпотези В. Емонса та пульсаційної теорії С. Смірнова, зазначимо таке (рис. 5).

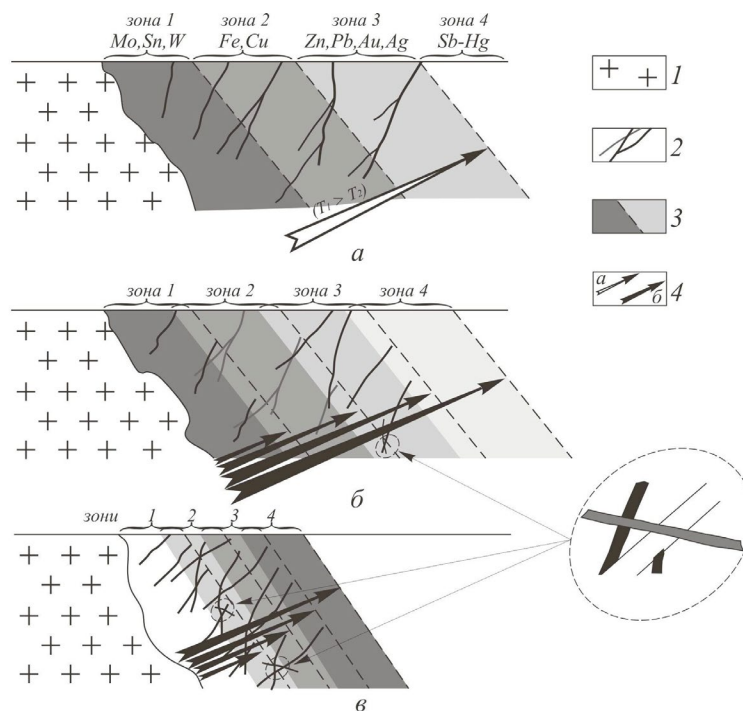


Рис. 5. Принципово важливі варіанти зонального розвитку гідротермального зруденіння в межах структурно-теплого впливу спорідненого інтрузиву гранітоїдів [18]:

a – відцентрова *фаціальна* зональність одноактної мінералізації, за В. Емонсом; *б, в* – *стадійна* зональність з частковим перекриттям зон (“телескопування”, за С. Смірновим), відповідно, відцентрового (*б*) і доцентрового (*в*) типів; 1 – рудогенерувальний масив гранітоїдів; 2 – жильні тіла різного віку; 3 – умовні межі послідовної мінералізації – від ранньої (темні зони) до пізньої (світліші зони); 4 – стрілками зазначено генеральну спрямованість термоградієнтів теплових полів загальною (*a*) і постадійно (*б*).

У рамках *температурно-батолітової гіпотези* еволюційність поглядів В. Емонса ґрунтувалася на припущенні такого:

- а) необхідні для локалізації руд структурні умови (зони розломів, системи тріщин) виникли та існували задовго до початку процесів рудоутворення;
- б) з проникненням у цю зону помірно кислих магм активне відокремлення летких відбувалося у вигляді єдиної “хвилі”, відповідно до стабільного теплового поля інтрузиву;

в) подальша кристалізація мінеральних асоціацій була зумовлена зниженням хімічної активності розчинених компонентів у режимі поступового охолодження системи на тлі стабільного тиску;

г) послідовність формування мінеральних асоціацій та фаціальний характер їхньої локалізації щодо інтрузивного контакту з позицій цієї гіпотези є винятковою функцією температурного чинника, тому зональність зруденіння передбачають лише відцентрового типу (див. рис. 5, а), що простежують далеко не завжди, як і далеко не завжди немає зруденіння гіпсометрично нижче так званої мертвої лінії (dead line). Ця гіпотеза у багатьох аспектах не витримала тиску фактологічних даних.

Пульсаційна теорія гідротермального рудогенезу ґрунтується на доведенні С. Смірновим того, що проявів ідеальної зональної мінералізації в природі нема, особливо за умов широкого розмаїття різних гідротермальних систем глибинного походження; натомість ідеться про кількісні варіації різновікових мінеральних асоціацій різного температурного діапазону (так званий ефект телескопування (накладання) руд відцентрового й доцентрового спрямування). Головні, революційні, порівняно з гіпотезою В. Емонса, положення пульсаційної гіпотези такі:

а) структурні умови локалізації зруденіння є не епімагматичного походження, а синмагматичного – вони формувалися безпосередньо під час магматичної дистиляції;

б) процеси тріщиноутворення під час проникнення магми та відцентрового розвантаження інтрузивних напружень посилювалися періодично (певними циклами), прокладаючи розчинам подальші шляхи міграції в напрямі зниження не температури, а тиску (відцентровий тип зональності (див. рис. 5, б));

в) мінералоутворювальні розчини надходили багаторазово (пульсаційно) у зв'язку з різкими перепадами тиску й температури відповідно до певних циклів тріщиноутворення;

г) під час циркуляції кожної порції гідротерм формувалися нові ряди спряжених мінералого-геохімічних парагенезисів, що зумовлено еволюційним характером *PT*-режиму власне цієї порції розчинів (так звані стадії мінералізації);

д) завершальні фази магматичної діяльності за провідної ролі процесів покрівельного просідання й утворення системи конічних тріщин сприяли поступовому збільшенню масштабів телескопування руд (див. рис. 5, в), а отже, й формуванню доцентрового типу їхньої зональності.

Розвиваючи ідеї С. Смірнова, А. Бетехтін [19] уперше сформулював питання про “етап” (мінералізацію одного проникнення) і “стадію” рудного процесу як його частини, що сприяло розвитку пульсаційної теорії С. Смірнова.

Опісля цього дослідники ЗЗ пішли шляхом з'ясування її чинників. Спершу розглядали чинники геологічні (за С. Смірновим) – рудної спеціалізації інтрузій і пульсаційно-переривчастого характеру процесу, та тектонічні (за О. Корольовим і Ф. Вольфсоном) [20, 21] – доцентрова й відцентрова зональність. Водночас почали надавати дедалі більшої уваги фізико-хімічним чинникам, зокрема питанню взаємодії розчинів із вмисними (бічними) породами [22]. У тім числі, на противагу температурній зональності В. Емонса, дедалі більше починала домінувати пульсаційна гіпотеза С. Смірнова, який звернув погляди вчених на “зональність відкладання” як наслідок різкої зміни фізико-хімічних умов рудоутворення з одного й того самого розчину (розчину однієї пульсації). Водночас А. Бетехтін розглянув чинники зміни режиму S і O₂ [19], а Ф. Чухров [23] розкрив вплив зміни концентрації лугів (Na + K) і глинозему (Al₂O₃). Фізико-хімічні

причини формування ЗЗ сформульовано у працях Д. Коржинського (про роль кислотно-основної (лужної) диференціації розчинів для формування вертикальної зональності метасоматитів) [29], О. Беуса (альбітитів і грейзенів) [25] і М. Наковника (зональність метасоматитів, у тім числі вторинних кварцитів) [26]. До 1960 р. стало зрозуміло, що ЗЗ є винятковим результатом не тільки геологічних, а певного комбінаторного поєднання геологічних і фізико-хімічних чинників. У цьому зв'язку О. Левицький і В. Смірнов [27] вирізили ЗЗ двох класів: стадійну (пульсаційну), у формуванні якої провідними є геологічні чинники, і фаціальну (відкладання), під час утворення якої головними вже є фізико-хімічні чинники.

Міжнародний конгрес з проблем постмагматичного рудоутворення в Празі [28] дійшов висновку, що головною адекватною концепцією формування зональності зруденіння є “пульсаційна” теорія, а не “температурно-батолітова” гіпотеза В. Емонса, і підкреслив пріоритетну роль чинників зовнішніх (геологічне середовище–тектоніка–літологія) та внутрішніх (фізико-хімічний стан середовища мінералоутворення–джерело розчинів, їхній *PT*-режим, реакції мінералоутворення тощо). Такий висновок щодо різноманіття причин виникнення зональності усе ж мав подвійні (позитивно-негативні) наслідки:

- позитивним було поглиблення аргументованих уявлень про природу ЗЗ;
- негативним стало певне поширення в наукових колах хибного висновку про хаотичність поєднання геологічних і фізико-хімічних умов формування різнотипової ЗЗ навіть на родовищах одного типу (тобто, що ЗЗ кожного родовища *індивідуальна*).

Однак на цей час (1960–1975) уже був нагромаджений значний фактологічний матеріал [29] з локальної зональності гідротермального зруденіння та регіональної зональності рудних провінцій під час металогенічних досліджень, хоча рудна зональність геологічних регіонів – явище особливого порядку, зумовлена, головню, дещо іншими чинниками, які нібито діють у процесі формування локальної зональності. Водночас значно багатший і більш прецизійний матеріал нагромадився саме з локальної зональності зруденіння родовищ золота [30], стануму [31], рудоносних W–Mo грейзенів (Г. Щерба) [31], рідкіснометалевих апогранітів – альбітитів [25], рідкіснометалевих пегматитів [32] та ін.

Ретельно проаналізувавши ці результати, одержали неочікувані висновки:

- головні риси ЗЗ у родовищах одного генотипу дуже *стійкі*;
- ця стійкість не залежить від особливостей генезису і геологічних умов залягання.

Уперше таку думку висловили Д. Рундквіст і І. Неженський [34]. Усе це коректно і прецизійно підтверджено термобарогеохімічними (ТБГХ) дослідженнями [35–38] у частині різних аспектів ТБГХ-зональності – палеотемпературної, газогеохімічної, гідрохімічної (іонометрія), агрегатно-густинної, декрептометричної та узагальненої (термобарогеохімічної) – і використовують сьогодні.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Agricola G. De Re Metallica* / Ed. by H. C. Hoover and L. H. Hoover. – New York : Dover Publications, 1950.
2. *De la Beche H. T. Report on the Geology of Cornwall, Devon and West Somerset*. – London : Longman et al., 1839. – 648 p.

3. *Hinwood W. I.* The metalliferous deposits of Cornwall and Devon // *Trans. Roy. Geol. Soc. Cornwall.* – 1843. – N 5.
4. *Collins I. H.* Notes on the principal lead-bearing lodes of the west of England // *Trans. Roy. Geol. Soc. Cornwall.* – 1902. – N 12.
5. *MacAlister D. A.* Geological aspect of the lodes of Cornwall // *Econ. Geol.* – 1908. – Vol. 3, N 5. – P. 363–380.
6. *Davison E. H.* Recent evidence confirming the zonal arrangement of minerals in the Cornish lodes // *Econ. Geol.* – 1927. – Vol. 22, N 5. – P. 475–479.
7. *Waller G. A.* Report on the Zeehan silver-lead mining field // *Tasmanian Geol. Survey Bull.* – 1904. – Vol. 24.
8. *Kato T.* Some characteristic features of the ore deposits of Japan, related genetically to the Tertiary volcanic activity // *Jap. Jour. Geol., Geog.* – 1928. – Vol. 6.
9. *Watanabe T.* Geology and mineralization of the Suian District, Tyōsen (Korea) // *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imper. Univ.* – 1943. – Ser. 4, Vol. 6. – P. 207–303.
10. *Schumacher F.* Genesis des Freiburger Erzdistriktes // *Intern. Geol. Congress : Report of the XVI Session (1933).* – Washington, 1936. – Vol. 1. – P. 399–405.
11. *Behrend F.* Beziehungen zwischen Erz und Stammagma // *Intern. Geol. Congress : Report of the XVI Session (1933).* – Washington, 1936. – Vol. 7.
12. *Brown W. H.* A quantitative study of zoning of ores at the Austinville mine, Wythe County, Virginia // *Intern. Geol. Congress: Report of the XVI Session (1933).* – Washington, 1936. – Vol. 1.
13. *Spurr J. E.* The Ore Magmas. – McGraw Hill, 1923. – Vol. 1. – 430 p. ; Vol. 2. – P. 431–915.
14. *Emroohs W. H.* Primary downward changes in ore deposits // *Trans. Am. Inst. Mining and Metall. Eng.* – 1924. – Vol. 70. – P. 964–992.
15. *Emroohs W. H.* Relations of metalliferous lode systems to igneous intrusives // *Trans. Am. Inst. Mining and Metall. Eng.* – 1927. – Vol. 74. – P. 29–70.
16. *Lindgren W.* Succession of minerals and temperatures of formation in ore deposits of magmatic affiliation // *American Institute of Mining and Metallurgical Engineers Transactions.* – 1937. – Vol. 126. – P. 356–376.
17. *Смирнов С. С.* К вопросу о зональности рудных месторождений // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* – 1937. – № 6. – С. 1071–1083.
18. *Ляхов Ю. В., Павлунь М. М., Ціхонь С. І.* Геологія корисних копалин. Ч. 1. Рудогенез. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2012. – 286 с.
19. *Бетехтин А. Г.* О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* – 1949. – № 3. – С. 3–26.
20. *Королев А. В.* Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* – 1949. – № 1. – С. 66–78.
21. *Вольфсон Ф. И., Невский В. А.* О первичной зональности в гидротермальных месторождениях // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* – 1949. – № 1. – С. 79–94.
22. *Билибин Ю. А.* К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений // *Зап. Всесоюз. минерал. об-ва.* – 1951. – Ч. 80, № 2. – С. 81–87.
23. *Чухров Ф. В.* Минералогия и зональность Восточного Коунрада. – Москва : Изд-во АН СССР, 1960. – 239 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР ; вып. 50).

24. Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация // Докл. АН СССР. – 1958. – Т. 122, № 2. – С. 267–270.
25. Беус А. А. Альбититовые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. – Москва : Недра, 1968. – С. 303–377.
26. Наконник Н. И. Вертикальная зональность продуктов постмагматического метасоматоза и место в ней формации вторичных кварцитов и пропилитов // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. – 1963. – Ч. 92. – Вып. 4. – С. 394–409.
27. Левицкий О. Д., Смирнов В. И. Значение первичной зональности для поисков рудных тел гидротермального происхождения, не выходящих на поверхность // Советская геология. – 1959. – № 2. – С. 118–161.
28. Проблемы постмагматического рудообразования. – Прага : Изд-во Чехословацкой АН, 1963. – Т. 1. – 588 с. ; 1965. – Т. 2. – 595 с.
29. Зональность гидротермальных рудных месторождений: в 2 т. – Москва : Недра, 1974.
30. Петровская Н. В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). – Москва : Наука, 1973. – 350 с.
31. Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. – Алма-Ата : Наука Казахской ССР, 1960. – 379 с.
32. Гинзбург А. И., Тимофеев И. Н. Основы геологии гранитных пегматитов. – Москва : Недра, 1979. – 296 с.
33. Кигай И. Н. Генезис гидротермальных месторождений цветных и редких металлов, связанных с гранитами : дисс. на соискание уч. степени д-ра геол.-мин. наук в форме научного доклада. – Москва, 1989. – 46 с.
34. Рундквист Д. В., Неженский И. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. – Ленинград : Недра, 1975. – 224 с.
35. Лазько Е. М., Ляхов Ю. В., Пизнюр А. В. Физико-химические основы прогнозирования постмагматического оруденения (по термобарогеохимическим данным). – Москва : Недра, 1981. – 253 с.
36. Павлунь Н. Н. О термобарогеохимической зональности молибден-вольфрамового месторождения Акчатау в Центральном Казахстане // Докл. АН СССР. – 1984. – Т. 274, № 6. – С. 1450–1454.
37. Ляхов Ю. В., Павлунь Н. Н., Пизнюр А. В., Попивняк И. В. Термобарогеохимия золота (прогнозирование, поиски и оценка оруденения). – Львов : Свит, 1995. – 280 с.
38. Ляхов Ю., Павлунь М. Термобарогеохімічне обґрунтування рудно-формаційної належності ендегенних золоторудних родовищ України: теоретичні та методологічні аспекти // Мінерал. зб. – 2002. – № 52, вип. 1. – С. 68–73.

Стаття: надійшла до редакції 13.01.2020
прийнята до друку 12.02.2020