

цесу, коли спостереження охоплює різні періоди, треба враховувати можливість автономних змін у числі змінних ВФ. Це не створює труднощів для регресійного аналізу (вводиться змінна, що характеризує час), але може призвести до ускладнень при інтерпретації результатів опису взаємозв'язків між випуском і витратами ресурсів.

УДК 551.14+553.2

М. Курило, канд. геол.-мінералог. наук

ТИПІЗАЦІЯ СТАДІЙ ЛІТОГЕНЕЗУ ТА РУДОУТВОРЕННЯ

Розглянуто проблеми типізації стадій рудоутворення у зв'язку з процесами розвитку осадових і осадово-метаморфізованих товщ. В основі типізації покладені джерело рудної речовини, типи та стадії літогенезу. Виділяються діагенетичні, катагенетичні, метабіогенетичні й метаморфічні родовища.

Problems of typification of ore-formation stages are considered in connection with development of sedimentary and sedimentary-metamorphosed rocks. The typification is based on ores substance source, types and stages lithogenesis. Diagenetic, catagenetic, metabiogenic and metamorphic deposits are defined.

Постановка проблеми. Типізація стадій постседиментаційних перетворень набуває особливої актуальності при сучасному генетичному підході дослідження осадових і осадово-метаморфізованих комплексів і пов'язаних з ними корисних копалин. Це необхідно для з'ясування критеріїв, які можуть братись за основу пізнання етапів і умов формування осадових порід і руд. Такі рудні родовища належать до так званих амагматогенних, що знаходяться на площах поширення осадових порід, де відсутні активні вивержені породи, гідротермальними деривативами яких ці родовища могли б бути. Раніше припускалось, що вони пов'язані з масивами магматичних порід, які розташовані на глибині, і їх називали теле-термальними, тобто віддаленими від материнських інтрузій. Пізніше, коли з'явилися сумніви, що ці родовища належать до магматогенних утворень, їх стали називати нейтральним терміном "стратиформні", у який можна вкладати будь-який генетичний зміст [1].

Аналіз останніх досліджень та виділення не вирішених раніше частин проблеми. Останнім часом переважає гіпотеза про синхронність утворення амагматогенних родовищ і вміщуючих їх порід і тому рудні об'єкти слід розглядати як окремі форми гірських порід і весь процес утворення родовищ можна розуміти тільки у зв'язку із загальним процесом породоутворення. У цьому випадку рудоутворення розпочинається з формування сингенетичних і синхронних з оточуючими породами вулканогенно-осадових і осадових руд, які зазнають закономірних діагенетичних, катагенетичних, метабіогенетичних і метаморфічних перетворень.

Виклад основного матеріалу.

Стадія діагенезу. Початковою стадією перетворення осадків є діагенез, який приймається всіма без винятку дослідниками і розуміється як процес перетворення осаду в гірську породу. Згідно зі М. Страховим [10], діагенез є врівноваженням складної багатокомпонентної системи осаду в нових фізико-хімічних умовах середовища. На виникнення конкретного геохімічного середовища, що керує всім ходом процесів перетворення осаду в породу і формування певних мінеральних парагенезисів сильно впливають такі фактори: кількісний вміст і якісний склад органічної речовини; речовинний склад седиментаційних компонентів; газовий режим і хімізм мулових вод. Залежно від цих факторів діагенетичні процеси в кожному конкретному випадку відбуваються по-своєму і є фізико-хімічними, хімічними чи органічними, при чому останні здебільшого переважають.

Синтез даних про різноманітність проявів діагенезу залежно від особливостей басейнів седиментації міс-

1. Астахов А.С. Экономическая оценка запасов полезных ископаемых. — М., 1981. 2. Блэкберн А.Ю., Мезников В.И., Борисов Ю.Д., Земляной Б.П. Группирование шахт Донбасса по однородности производственных условий // Уголь Украины. — 1992. — № 2. — С. 3–7. 3. Евдокимов Ф.И., Зборщик М.П., Гавва В.И. Издержки и объемы угледобычи // Уголь Украины. — 1995. — № 3. — С. 2–5. 4. Лизер С. Эконометрические методы и задачи. — М., 1971.

Надійшла до редколегії 24.05.06

тяться в роботах М. Логвиненко [7]. Автором були описані геохімічні моделі процесів породоутворення відносно п'яти типів діагенезу, що мають місце в різних варіаціях у теригенних, карбонатних і кременистих відкладах. Виділялось два типи відновного діагенезу (I і II), окисний (III) і два перехідних (IV і V).

Найбільш розповсюджені такі аутигенні мінерали стадії діагенезу: *сульфіди* (пірит, марказит, мельніковит, сфалерит, галеніт, халькопірит); *карбонати* (кальцит, доломіт, сидерит); *сульфати* (гіпс, ангідрит, барит, целестин); *фосфати* (подоліт, курскіт, віваніт, керченіт; оксиди й гідроксиди заліза, марганцю, алюмінію, титану, кремнію); *силікати* (мінерали групи каолініту, гідрослід, монтморилоніту, глауконіт, лептохлорити, цеоліти).

Аутигенні мінерали стадії діагенезу зустрічаються у вигляді дрібних зерен у масі осаду, часто утворюють пелітоморфні (мікритові) агрегати, коломорфні виділення, плівки, складають конкреції. Характерними формами для сульфідів заліза часто є глобулі — фромбоїди, для карбонатних мінералів — ооліти, жовни, конкреції та псевдоморфози по рослинним залишкам.

Зона діагенезу на континенті має потужність від перших десятків до перших сотень метрів і тому температура та тиск є досить низькими (перші десятки градусів і 5–10 мПа). На більшій частині океанічного дна діагенетичні перетворення також проходять в умовах низьких температур і тиску [7].

За даними цих же авторів виділяються три етапи діагенезу за ступенем обводненості й корисності.

Перший етап являє собою етап обводненого стану, коли вологість і пористість 85–95 % і осадок є суспензією завислих у воді мінеральних частин і органічної речовини, де існує вільний обмін між водами осаду і наддонними водами. Другий етап настає після того, як шар суспензії перетворюється в осадок. На цьому етапі вологість і пористість зменшуються до 75–85 %, обмін між наддонию й поровими водами ускладнений. Відбувається деструкція органічної речовини, відновлення сульфатів порових вод, утворення сірководню, CO_2 і сульфідів заліза. Третій етап характеризується більш інтенсивним гравітаційним ущільненням, вологість і пористість знижуються до 60–70 %, зменшується діяльність бактерій і закінчується обмін порових вод із наддонию. Через нерівномірність розподілу параметрів рН і Eh аутигенні мінерали в одних місцях розчиняються, в інших — осаджуються, утворюючи жовни й конкреції. Цей етап найбільш довготривалий. У тих випадках, коли осади не містять органічної речовини, діагенез проходить в окисних лужних умовах, а в осадах, які збагачені органікою — у відновних лужних умовах [7].

Стадія катагенезу. Зміна осадових порід у стратисфері при підвищеному тиску й температурі, із залученням підземних вод і порових розчинів називають катагенезом. Цю стадію ще називають стадією буття осадових порід [7; 13].

Процеси катагенезу за своєю природою є неорганічними – фізико-механічними й фізико-хімічними. Роль живої речовини, зокрема бактерій, які є одним із важливих факторів діагенезу, у стадії катагенезу несуттєва. Тут проходить ущільнення порід, вичавлення води і різні процеси мінералоутворення: корозія й розчинення уламкових зерен, регенерація та утворення нових мінералів із розчинів або при взаємодії розчинів із твердою фазою (метасоматоз), подальші зміни уламкових зерен, розкристалізація колоїдів і аморфних мінералів, початкова перекристалізація багатьох аутигенних мінералів.

Найбільш розповсюдженими мінералами стадії катагенезу є: сульфіді – пірит, марказит, сфалерит, галеніт; оксиди – кварц, халцедон, кварцит, опал, лімоніт, гематит, анатаз, брукіт, рутил; сульфати – барит, ангідрит; карбонати – кальцит, доломіт, анкерит, сідерит; силікати – каолінит, монтморилоніт, гідрослюда 1М, змішановерствуваті мінерали, ортохлорити політипу 1b, 14А, $\beta = 90^\circ$, цеоліти та інші.

Катагенез проявляється в осадовому чохлах платформ, синеклізах платформ, передових прогинах і геосинкліналях. Потужність осадових порід різна: від перших сотень метрів до 2–5 км. Катагенетичні зміни проходять за температури від 30–50° до 150–200 °С і тиску від 10–20 до 150–200 МПа [7]. Діапазон катагенетичних перетворень досить широкий і тому дослідники цієї стадії намагаються розробити універсальну схему розчленування цієї стадії на більш дрібні етапи. Одним із найбільш розповсюджених напрямів таких досліджень базується на результатах стадіального аналізу парагенетичних асоціацій первинних (седиментогенних) і вторинних (аутигенних) мінералів як індикаторів умов і стадії літогенезу. Згідно з цією термобаричною схемою [6; 7; 8; 13] у стадії катагенезу виділяють три етапи: ранній, середній і пізній, які відрізняються за мінеральними парагенезами, політипами модифікаціями мінералів, фізичними властивостями порід і органічної речовини.

Термобаричний підхід до виявлення етапності катагенезу, оснований на аналізі ступеню вуглефікації та деяких інших параметрів органічної речовини в осадових породах, широко використовується в нафтогазовій і вугільній геології [3]. Етапи катагенезу визначаються за ступенем вуглефікації органічної речовини, що оцінюється за величиною відбитої здатності вітриніту. Таким чином виділяються протокатагенез із трьома градаціями (ПК₁, ПК₂, ПК₃), мезокатагенез з п'ятьма градаціями (МК₁–МК₅) і апокатагенез з трьома градаціями (АК₁, АК₂, АК₃). Прокатагенез відповідає трьом етапам формування бурого вугілля (марки Б₁, Б₂, Б₃), мезокатагенез – п'яти етапам формування кам'яного вугілля (марки Д, Г, Ж, К, ПС), апокатагенез – етапам формування пісних, напівантрацитів і антрацитів (марки П, НА, А). У цій схемі протокатагенез корелюється приблизно з раннім катагенезом, мезокатагенез – із середнім і пізнім катагенезом, а апокатагенез – з метакатагенезом.

Принципово нову класифікацію процесів катагенезу на основі гідрогеологічної концепції запропонував В. Холодов [11; 12], яка була одразу ж прийнята всіма дослідниками стадіальних процесів [9]. Головним класифікаційним принципом є врахування режиму та гідрохімії підземних вод у породних басейнах. За цим принципом виділено такі типи катагенезу: інфільтраційний, пов'язаний із дією на породи метеогенних і пластових розчинів; елізійний, що протікає в осадово-породних басейнах

внаслідок процесів внутрішнього перерозподілу газодних флюїдів з глибинних відкладів у колектори; гравітаційно-розсільний, що обумовлений впливом евапоритових розсолів; змішаний зі складним переплетінням ознак інфільтраційних та елізійних систем, що властиві басейнам зі складним чергуванням різнотипних гідрогеологічних режимів у період їх формування.

Класифікація катагенезу за геотектонічними ознаками [8] також враховує, в основному, характеристики термобаричного поля, так що групування катагенетичних процесів за винятком локалізаційних характеристик їх прояву (локальність, регіональність, фоновість, накладеність) ґрунтується на уявленнях про дві групи процесів. Ведучим фактором для процесів першої групи є зміна термобаричних умов, а для другої групи – трансформація гідрогеологічної (гідрогеохімічної) обстановки. В осадових породах проходить постійне переплетіння процесів цих груп і межі між ними є досить умовними. У зв'язку з цим А. Махнач [9] запропонував класифікацію, що базується на синтезі описаних вище груп процесів: зміна інтенсивності термобаричного фактора визначає нову гідрогеохімічну суть процесів катагенезу. Запропонована схема передбачає виділення семи типів катагенезу за генезисом підземних вод, у середовищі яких проходить перетворення порід. Виокремленні на цій основі таксони процесів (типи, класи, сімейства) об'єднують в еволюційні ряди, які характеризують загальний напрям геологічного розвитку басейну, формації, горизонту.

Стадія метакатагенезу. Наступна за катагенезом стадія настає за таких напружених термобаричних умов, коли в гранично ущільнених і сильно зцементованих породах зникає система взаємозв'язаних пор і починаються реакції між мінеральними зернами в твердому стані або шляхом дифузії іонів до границь зерен. Такі глибокі структурні й мінералогічні зміни осадових порід, що за своїм характером близькі до початкових стадій регіонального метаморфізму, називаються метакатагенезом [7]. У зарубіжній літературі терміну метакатагенез відповідає філоморфна стадія діагенезу [4] або анхіметаморфізм [15].

За своєю природою процеси метакатагенезу – фізико-хімічні. Тут широко поширені процеси розчинення й регенерації під тиском основних породоутворювальних мінералів. Велике значення мають процеси метасоматозу. У зернистих породах проходить повна перекристалізація цементу, у глинистих і карбонатних – основної маси. Глинистий матеріал у всіх породах повністю підрослюдизований. У гідрослюдизованих агрегатах зустрічаються новоутворення хлориту, біотиту, мусковіту.

В уламкових породах широко розповсюджені інкорпораційні й регенераційні структури, бородаті зерна кварцу, польового шпату, прояви бластезу, поява дофнейських двійників кварцу, що проявляються головним чином під дією тангенціального (стресового) тиску. У зв'язку з цим О. Япаскурт [13] запропонував розрізняти власне метакатагенез занурення, що проявляється в авлакогенах, рифтових западинах, міогеосинкліналях до початку їх інверсійно-складчатих перетворень, і метакатагенез динамотермальної активізації, що являє собою ареали навколо зон метаморфізму зеленосланцевої та епідот-амфіболітової стадії, які контролюються зонами тектонічних порушень.

Найрозповсюдженішими мінералами стадії метакатагенезу є: оксиди – кварц, гематит, магнетит, мінерали двоокисів титану; карбонати – кальцит, доломіт, анкерит, магензіально-залізисті карбонати; силікати – діоктаедричні гідрослюди політипу 2М₁, серицит, мусковіт, стільпомелан, хлорит політипу 11b, 14А, $\beta = 97^\circ$, дикт.

пірофіліт, альбіт, олігоклаз, мікроклін, преніт, пумпеліт, мінерали групи епідоту. Із них серицит, мусковіт, арагоніт, преніт, пумпеліт, магнезіальні ортохлорити з'являються виключно на стадії метабенезу [7].

Метабенез проявляється в нижньому й середньому структурних поверхх геосинкліналей, де потужність осадових товщ сягає 5–15 км, тиск 200–300 мПа, температура 200–300° і більше при визначальному впливі стресу. Метабенез і метабенетичні перетворення зустрічаються і в платформенних відкладах, де потужність сягає всього 2–4 км, температури 200° і тиск – 200 мПа, але тривалість процесів значно більша – 1,0–1,5 млрд років.

У стадії метабенезу розрізняють два етапи: ранній або початковий і пізній або глибинний метабенез [5]. Етап глибинного метабенезу багато в чому подібний до початкової стадії регіонального метаморфізму – мусковіт-хлоритові субфації зелених сланців. Основна відмінність полягає в слабкій перекристалізації уламкових зерен і незначній ролі альбіту й епідоту, які є аксесорними та другорядними. Крім цього ряд мінералів (кварц, альбіт, гідроксиди 2М, серицит, мусковіт, хлорит, пірофіліт, епідот) утворюються та існують у широкому діапазоні температури й тиску, починаючи від стадії діабенезу і закінчуючи регіональним метаморфізмом, тобто є скрізними мінералами і їх присутність у зоні метабенезу не дає можливості відносити цю стадію до зеленосланцевої фації метаморфізму.

Питання про межу між осадовими й метаморфічними породами належить до важливих ще не повністю вирішених проблем. Парагенезис мінералів при переході від осадових до метаморфічних порід формується довгий час і в складних умовах, які залежать від температури, тиску, первинного складу порід, фізико-хімічних параметрів інтерстиційних розчинів. Об'єктивним критерієм початку регіонального метаморфізму М. Логвиненко, Л. Орлова [7] вважають масову появу мусковіту, епідоту, альбіту, арагоніту як породоутворювальних мінералів, а межа між осадовими й метаморфічними породами являє собою перехідну зону з потужністю перших сотень метрів, де співіснують метаморфізовані осадові та справжні метаморфічні породи [14].

Залежно від того, на якій стадії перетворення осадових порід проходив процес накопичення, в результаті якого утворилися ті чи інші рудні концентрації, і вважаючи руди невідомою частиною осадового середовища, за ступенем трансформації їх можна розділити на такі генетичні типи: діабенетичні, катагенетичні, метабенетичні й метаморфічні. За інтенсивністю проявів процесів трансформації для кожного типу виділяються ранні та пізні групи (ранньометабенетичні, пізньометабенетичні і т. п.). Катагенетичне й метабенетичне рудоутворення відповідно до характеру осадово-породних басейнів поділяється на елізійне, інфільтраційне та розсільне.

УДК 552.4 : 553.4

О. Грінченко, канд. геол.-мінералог. наук, С. Бондаренко, наук. співроб.,
В. Сьомка, канд. геол.-мінералог. наук, О. Бондаренко, наук. співроб.

СРІБЛО В ПРОТЕРОЗОЙСЬКИХ КОМПЛЕКСАХ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА (ОСОБЛИВОСТІ ПОШИРЕННЯ, МІНЕРАЛОГО-ГЕОХІМІЧНІ АСПЕКТИ)

Розглянуто особливості формування срібної мінералізації в протерозойських комплексах Українського щита. У багатьох випадках прояви срібної мінералізації просторово суміщуються з покладами руд урану, рідкісних металів, поліметалів та золота, формуючі комплексні руди, що може значною мірою підвищувати їх економічну значущість.

This paper considers features of formation of silver mineralization in proterozoic complexes of the Ukrainian Shield. In many cases the manifestations of silver mineralization are spatially associated with deposits of uranium, rare metals, polymetals and gold, forming complex ores that can raise their economic importance substantially.

Постановка проблеми. На відміну від золота проблема металогенії, геохімії та мінералогії срібла в ме-

Висновки. При характеристиці ступеня трансформації родовищ деякі автори намагаються перелічити всі стадії після седиментаційних перетворень, що перетерпіло те чи інше родовище. Найбільш раціонально обмежитися назвою останньої стадії, розуміючи, що до цієї стадії родовища пройшло в своєму розвитку всі попередні. Наприклад, замість "діабенетично-катагенетично-метабенетичного" більш логічно говорити про метабенетичне, розуміючи, що з моменту седиментації воно перетерпіло стадії діабенезу й катагенезу і зупинилося в своєму розвитку на стадії метабенезу. Дехто з геологів розвиває гіпотезу про полігенне й поліхронне походження зазначених родовищ. Їх полігенність виражається сукупністю різних за складністю та масштабом проявів седиментогенних і вулканогенних процесів, а поліхронність – різними стадіями трансформації родовищ. В основі цієї гіпотези покладено дані про тривалий розвиток амагматогенних родовищ, що мають риси як сингенетичного осадового походження, так і епігенетичного утворення. Залежно від переважання раннього сингенетичного чи пізнього епігенетичного у сформованого таким чином родовища визначними є риси або сингенетичних, або епігенетичних утворень, розуміючи під епігенетичними процеси діабенезу, ката-, метабенезу та метаморфізму. Родовища, пов'язані з процесами регіонального метаморфізму та ультраметаморфізму належать до класу метаморфогенних, що поділяються на метаморфізовані, метаморфічні й ультраметаморфічні, геологічні та фізико-хімічні основи, яких детально розглянуті в колективних роботах під керівництвом Я. Белєвцева [2].

1. Асаналиев У.А., Наркелюн Л.Ф., Попов В.В., Трубацев А.И. Справочное пособие по стратиформным месторождениям. – М., 1990.
2. Геологические основы метаморфогенного образования / Я.Н. Белєвцев, Л.А. Буряк, Е.А. Кулиш и др. – К., 1985. 3. Вассоевич Н.Б. Избранные труды. – М., 1986. 4. Деллпес Э.К. Диабенез песчаников // Диабенез и катагенез осадочных образований. – М., 1971. – С. 92–121.
5. Карпова Г.В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. – М., 1972. 6. Карпова Т.В., Логвиненко Н.В., Орлова Л.В., Белоцерковец Ю.Ю. Постдиабенетические изменения каменноугольных отложений Большого Донбасса // Литология и полезные ископаемые. – 1981. – № 6. – С. 70–82. 7. Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океанах. – Л., 1967.
8. Лукьянова В.Т. Катагенез в орогенных областях. – М., 1995.
9. Махнач А.А. Катагенез и подземные воды. – Минск, 1989.
10. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. – М., 1960. – Т. 1.
11. Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза // Литология и полезные ископаемые. – 1982. – № 3. – С. 3–23. 12. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. – М., 1983.
13. Япаскурт О.В. Вопросы типизации постдиабенетического литогенеза (в складчатых системах) // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1991. – № 10. – С. 40–55. 15. Япаскурт О.В. Литогенез в осадочных бассейнах мезогеосинклиналей. – М., 1989. 16. Rao N., Srinivasan K., Roychowdhury A. Illite crystallinity indices and their significance in anchimetamorphism and mineralisation in the Cuddapah formation (Cuddapah supergroup, Andhra Pradesh) // Geol. Soc. India. – 1991. – № 5. – P. 497–503.

Надійшла до редколегії 20.02.06