

УДК 552.249

ГОЛОВНІ АСПЕКТИ ВИВЧЕННЯ ГЛИНИСТИХ МІНЕРАЛІВ

Д. Котельніков, М. Зінчук

*Якутське НДГРП ЦНДГРІ АК “АЛРОСА”
678170 РФ, Якутія–Саха, м. Мирний, Чернишевське шосе, 7
E-mail: adm.cnigri@alrosa-mir.ru; yanigp@mail.ru*

Процеси седиментації охоплюють перевідкладення змінених унаслідок гіпергенезу продуктів та відкладення їх у різноманітних гідрогеохімічних умовах. У разі занурення осадів у стратисферу відбувається подальша їхня зміна в кожній із чотирьох виділених нами зон.

Ключові слова: глинисті мінерали, джерела розмивання, гідрогеохімічний характер середовища осадо накопичення, постседиментаційні перетворення осадів, еволюція осадових порід.

Значні успіхи, досягнуті за останні 50 років у галузі кристалохімічного дослідження глинистих мінералів, дали змогу розробити їхню класифікацію, а також уточнити номенклатуру як індивідуальних мінералів, так і змішаношаруватих утворень [1, 2, 10, 14–16]. Важливе значення в цьому мали роботи з моделювання перетворень головних різновидів глинистих мінералів за умов зміни тиску, гідрогеохімічного характеру середовища та, особливо, температури [13, 17]. Це заклало базу для використання низки специфічних особливостей глинистих мінералів у процесі гіпергенної зміни вихідних порід на континенті, де виникає значна частина цих мінералів, а також відбувається еволюція продуктів звітрювання на різних етапах їхнього накопичення в субаеральних і субаквальних умовах.

Полігенність цих же різновидів глинистих мінералів засвідчує, що в разі реконструкції умов накопичення осадової формації [7] найважливішими є такі три чинники. Перший – це хімічний та структурний типоморфізм глинистих мінералів джерел зносу. Другий пов’язаний з масштабом і тривалістю взаємодії алотигенного глинистого матеріалу з різним гідрогеохімічним середовищем осадо накопичення. І, нарешті, третій визначає закономірності послідовної трансформації алотигенних глинистих мінералів у всіх літологічних типах порід і виникнення аутигенних різновидів у порах піщано-алевритових і тріщинах карбонатних та теригенно-карбонатних порід із зануренням осадів і порід, що з них формуються, у стратисферу [1, 2, 4, 10, 15, 16].

У підгрупах діоктаедричних мінералів коливання хімічного складу окремих різновидів і, особливо, в родині 1:1 і 2:1 відбуваються недостатньо чітко. Це стосується, передусім, властивих родині 1:1 мінералів, що не розбухають, і слюнистих мінералів родини 2:1. Тільки в підгрупі діоктаедричних смектитів (власне мінералів, що розбухають) зафіксовано значну диференціацію хімічного складу окремих її різновидів.

У підгрупах триоктаедричних мінералів простежується найширша різноманітність їхнього хімічного складу. Ця особливість чітко виявлена в триоктаедричних

слюдах і ще ліпше – у хлоритах. Серед хлоритів осадових порід переважають залізо-магнієві різновиди.

З цього випливає висновок, що ефективність використання хімічного типоморфізму можна з успіхом застосувати у відкладах, що містять триоктаедричні мінерали. В такому випадку хімізм мінералів, які вивчають, прямо свідчить про високу мінералізованість середовища мінералоутворення. На відміну від цього, наявність у відкладах асоціацій тільки діоктаедричних мінералів засвідчує переважно прісноводні умови осадоногопичення [11]. Наприклад, Fe-, Mg-Fe(Fe-Mg)-хлорити виникають у нижніх горизонтах профілів звітрювання слюдистих кімберлітів [4, 5, 10, 12] у відкладах морських басейнів, а Mg-хлорит – у середніх горизонтах кір звітрювання кімберлітів, а також в евапоритових басейнах.

Тісно пов'язаний з хімічною диференціацією окремих різновидів глинистих мінералів і структурний типоморфізм, зокрема, така важлива для шаруватих мінералів ознака, як політипія [3, 4, 6, 10, 13, 16–18]. Особливо важливого значення це набуває під час ідентифікації діоктаедричних мінералів родини 1:1 (каолініту, дикіту, накриту, мета- і гідрогалуазиту), що мають близький хімічний склад, але різну поліморфну модифікацію, відповідно, 1Тк, 2М₁ і 2М₂ для пластинчастих та 2М₁ для трубчастих різновидів. Суттєву роль політипія відіграє в разі діагностики таких діоктаедричних шаруватих мінералів родини 2:1, як слюди, а також їхні гідратовані різновиди. Для названих мінералів родини 2:1 характерні політипні модифікації 1М, 2М₁, 2М₂, 3Тр, 2О і 6Н. У родині 2:2 мінералів, зокрема, серед панівних у ній триоктаедричних хлоритів, також виявлено характерні для них політипи: 1а, 1б, 1а, 1б, 1а, 1б і σ^1 , σ [3, 18].

Хімічний і структурний типоморфізм відображає первинну генетичну природу глинистих мінералів. Ось чому наявні ознаки є важливими критеріями, що дають змогу в разі реконструкції палеогеографічних умов осадоногопичення відтворити природу джерел зносу. У цьому випадку необхідно брати до уваги також інтенсивність накладених на вихідні породи гіпергенних змін.

Глинисті мінерали, що утворились у корах звітрювання або містяться в раніше сформованих осадових товщах, перевідкладаються в субаеральних або субаквальних умовах, причому в останньому випадку в прісних водоймищах або морських басейнах. Під час накопичення нових осадів та занурення їх у стратисферу алотипенні глинисті мінерали зазнають постседиментаційного перетворення під дією геостатичного тиску, що послідовно підвищується, і, особливо, температури.

Відповідно до процесів метаморфізму органічної речовини у міру занурення складових частин чохла в стратисферу С.Г. Саркісян і Д.Д. Котельніков [16] розділили осадовий чохла земної кори на чотири зони: діагенез (Д)–протокатагенез (ПК₁₋₃), ранній мезокатагенез (МК₁₋₂), пізній мезокатагенез (МК₃₋₅)–апокатагенез (АК₁₋₄) і метагенез (МГ). Перші три зони містять власні відклади різного генетичного типу, тоді як у четвертій зоні вони втрачають властиві їм літофаціальні й мінералого-петрографічні властивості.

Для кожної зони характерні певні асоціації глинистих мінералів. У випадку розмивання одних і тих же джерел зносу простежується значна диференціація глинистих мінералів залежно від гідрогеохімічної характеристики кінцевих зон осадоногопичення [8].

У першій зоні осадового чохла (Д–ПК₁₋₃) в разі накопичення осадів у субаеральних умовах або прісних водоймах з урахуванням механічної деструкції й обме-

женої для глинистих мінералів гранулометричної диференціації вони перебувають під впливом трансформаційного перетворення того ж спрямування, що й у зоні гіпергенезу. Проте масштаби цього процесу залежать від літологічного типу відкладів, що накопичуються. Глинисті осади в міру їхньої літифікації перетворюються в цій зоні у слабоущільнені глини, а піщано-алевритові відклади – у слабоцementeвані різновиди. Це супроводжується частковим витісненням у піщано-алевритові пласти порової та слабозв'язаної води, що є реакційно-активною фазою: відбувається автоконсервація глинистих мінералів. На відміну від цього, в піщано-алевритових відкладах завдяки вільній циркуляції в них пластових вод і можливості вільного винесення нестійких хімічних елементів зі структури реліктів первинних мінералів різноманітної кристалічної будови [4, 10, 12] автоконсервація глинистих мінералів не помічена. Наприклад, якщо в матеріалі, що надходить з суші, зберігаються релікти польових шпатів, що належать до одних із найбільше реакційно-активних мінералів, то вони легко переходять у кислому середовищі в каолініт з винесенням лугів, лужних земель та надлишку Si.

У разі накопичення осадів у морських басейнах, що містять підвищені кількості K і, особливо, Mg (у співвідношенні 1:5), алотигенні асоціації глинистих мінералів, складені головно зі стійких у зоні гіпергенезу діоктаедричних мінералів (каолініту, гідрослюди, монтморилоніту), на стадії ПК збагачуються хлоритом – раннім мінералом шаруватого типу. У глинистих відкладах, що відповідають на цій стадії постседиментаційного перетворення первинних осадів слабоущільненим глинам [8, 16], хлорит дискретно розвивається по смектитових мінералах завдяки формуванню на початку в міжшаруватих проміжках, що розбухають, їхньої структури бруситових сіток [2, 10, 11], а потім повної триоктаедризації сіток вихідного мінералу. На відміну від цього, в піщано-алевритових породах хлорит кристалізується в успадкованих від морського середовища пластових водах. У цих породах мінерал утворює тонкі ізометричні та псевдогексагональні частинки, що торцевими гранями нарастають на поверхні кварцових зерен, які формують поровий простір, або на кристалах хлориту, утворюючи перший шар. Як наслідок, виникають крустифікаційні облямівки хлориту, що складається тільки з декількох шарів.

У засоленних басейнах, куди не надходить або дуже обмежено потрапляє з суші силікатний матеріал, виникають сингенетичні магній-силікатні мінерали шаруватоланцюжкового типу. За умов аридного клімату на стадії переддоломітоутворення без наявності в середовищі алюмінію виникає сепіоліт, а в менше рафінованій системі мінералоутворення в помірно гумідних і, особливо, семіаридних кліматичних умовах на стадії передкальцитоутворення кристалізується палигорський. Обидва ці мінерали мають чітку голчасту форму частинок (ширшу для палигорського).

Окрім цих мінералів і хлориту, що є автогенного походження і мають певний ідіоморфізм кристалів, продуктам, які надходять з джерел зносу, особливо гідрослюдам, властива псевдоізометричнопластинчаста форма частинок як у глинистих, так і (що найважливіше) в піщано-алевритових відкладах. Наявність у піщано-алевритових відкладах названого вище різновиду гідрослюду є важливою типоморфною ознакою верхньої зони осадового чохла земної кори.

У другій зоні (МК₁₋₂) завдяки послідовній зміні геостатичного тиску й, особливо, температури глинисті відклади переходять в ущільнені глини, а піщано-алевритові породи – у зцементовані різновиди. Це спричинює подальше виділення з них слабозв'язаної води. Проте недостатньо високі в цій зоні термобаричні параметри

середовища зумовлюють збереження в ній монтморилоніт-гідрослюдистих змішаношаруватих утворень із вмістом шарів, що розбухають, понад 40 %.

У глинистих відкладах прісних водойм цієї зони зміна характерних для них алотигених глинистих мінералів полягає лише в початковій стадії деградації монтморилоніту внаслідок фіксації калію, що вивільняється під час розкладу реліктів калієвих польових шпатів (КПШ). У піщано-алевритових породах, що сформувалися в аналогічних фаціальних умовах і відповідають раннім етапам підстадії МК₁₋₂, простежується також кристалізація з високомінералізованих пластових вод каолініту у вигляді чітко ідіоморфних псевдогексагональних частинок.

У відкладах морського генезису процеси деградації мінералів смектитової групи на підстадії МК₁₋₂ дещо інтенсифікуються порівняно з відкладами прісних водойм. Проте внаслідок більшого внеску в загальну дифракційність кількісна оцінка підпорядкованих домішок новоутворених слюдистих мінералів у цій зоні на дифрактограмах утруднена. Чіткіше процес утворення нових мінералів у цьому випадку виявляють у піщано-алевритових породах за появою тонких видовжених пластинок так званого видовжено-лускуватого монтморилоніту, що структурно є неупорядкованим монтморилоніт-гідрослюдистим змішаношаруватим утворенням. Очевидно, виділення за допомогою електронного мікроскопа цього морфологічного різновиду мінералу, що розбухає, є важливою типоморфною ознакою пізніх стадій раннього катагенезу. В цілому для всієї товщі ранньокатагенетичного перетворення відкладів загальною характерною ознакою треба вважати вміст у структурі монтморилоніт-гідрослюдистих змішаношаруватих утворень понад 40 % шарів, що розбухають.

Мінерали, характерні для евапоритових басейнів, тобто сепіоліт і палигорськіт, на підстадях МК₁₋₂ трансформуються, відповідно, у Mg-вмісний сапоніт і суміш Mg-Fe(Fe-Mg)-сапоніту та Mg-вмісного монтморилоніту.

Занурення відкладів у третю зону осадового чохла земної кори (МК₃₋₅-АК₁₋₄) в подальшому супроводжується підвищенням тиску й, особливо, температури і призводить до перетворення ущільнених глин в аргіліти, а цементованих піщано-алевритових порід – у сильно цементовані різновиди. Це супроводжується відтисненням із порід не тільки реліктів слабозв'язаної, а й частково сильнозв'язаної води у структурі мінералів, що розбухають.

В аргілітах, генетично пов'язаних з перетворенням прісноводних осадів, поряд із гідрогеохімічним чинником у цій зоні щораз важливішого значення набуває термобаричний. Унаслідок розкладу реліктів КПШ це призводить до фіксації монтморилонітом та змішаношаруватими утвореннями калію з переходом мінералів у різновиди, які містять не менше 40 % шарів, що розбухають, з якими з явною тенденцією до впорядкованості чергуються головно шари, що не розбухають. За успадкованого складу і мінералізації седиментаційних вод у піщано-алевритових породах аж до стадії МГ зберігається також раніше синтезований у них каолініт.

Аргіліти, генетично пов'язані з відкладами морських басейнів, містять у цій зоні мінерали, що розбухають та інтенсивно накопичують калій. Найінтенсивніше адсорбують калій змішаношаруваті утворення з вищим міжшаруватим зарядом, які виникли в зоні гіпергенезу внаслідок деградації триоктаедричних слюд і діоктаедризації залишкових продуктів. На відміну від цього, продукти аградації монтморилоніту, що мають нижчий заряд, фіксують калій у меншій кількості. Така диференціація стосовно аградаційної властивості названих різновидів мінералів, що розбухають, є надійною типоморфною ознакою виділення в осадових товщах вулкано-

генного монтморилоніту. Ці прошарки успішно використовують як “маркери” в разі розчленування та кореляції німих товщ [9, 10, 16]. У піщано-алевритових породах завдяки аградації видовжено-лускуватого монтморилоніту рекристалізується видовжено-пластинчаста гідрослюда з більшими, ніж у монтморилоніту, видовженими частинками. Це одна з важливих типоморфних ознак зони пізнього катагенезу. На більш ранніх, ніж у відкладах прісних водойм, етапах у цій зоні зникає каолінит. На стадії АК₁₋₄ каолінит переходить у гідрослюду.

У зоні, яку розглядаємо, продукти послідовної зміни сепіоліту і палигорськіту переходять, відповідно, у тальк-сапонітові та суміш хлорит-сапонітових і монтморилоніт-гідрослюдистих змішаношаруватих утворень. Вища термобарична стійкість триоктаедричних мінералів, що розбухають, зумовлює збереження в діоктаедричних змішаношаруватих утвореннях цієї зони лише до 40 % шарів, що розбухають. Серед триоктаедричних різновидів стійкими є змішаношаруваті утворення, які містять 50 % таких шарів, що в деяких випадках упорядковано чергуються з такими, що не розбухають. Ось чому наявність хлорит-сапонітів у розрізах осадових товщ є надійною типоморфною ознакою для виділення відкладів евапоритового типу.

У четвертій зоні (МГ) завдяки зануренню відкладів у зону високих тисків і температур глинисті різновиди переходять у сланці, а піщано-алевритові – у кварцити. У таких породах повністю зникають гіпергенні мінерали, що розбухають і не розбухають. У відкладах прісних водойм цієї зони виникають головно пірофіліт, польові шпати, кристобаліт. У породах морського генезису формуються здебільшого серицит і збагачений магнієм хлорит.

Отже, об’єктивна геологічна інтерпретація результатів вивчення глинистих мінералів у відкладах осадового чохла земної кори повинна ґрунтуватися на розробленій нами прогресивній методології поділу його на чотири зони. Як зазначено вище, в кожній із цих зон глинисті мінерали мають різноманітні хіміко-мінералогічні особливості. Це зумовлює закономірну зміну поряд з текстурними низки важливих фізико-механічних особливостей відкладів, що визначають такі їхні функціональні характеристики, як ємнісні можливості проникних гранулярних і тріщинних порід-колекторів та екранувальна здатність їхніх слабопроникних, переважно високодисперсних аналогів.

-
1. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: Сметиты, смешанослойные образования. М., 1990.
 2. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М., 1991.
 3. Звягин Б.Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М., 1964.
 4. Зінчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М., 1983.
 5. Зінчук Н.Н., Харьков А.Д., Котельников Д.Д., Соболева С.В. Флогопит и продукты его изменения в кимберлитовых породах Якутии // Минералы и парагенезисы горных пород и руд. Л., 1979. С. 69–76.
 6. Котельников Д.Д., Зінчук Н.Н. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдистых минералов в осадочных породах // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1996. № 1. С. 53–61.

7. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1997. № 2. С. 53–63.
8. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Глинистые минералы как индикаторы преобразования осадочных пород в различных зонах земной коры // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1998. № 5. С. 35–42.
9. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Геологическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестн. Воронеж. ун-та. 2001. № 12. С. 45–51.
10. Котельников Д.Д., Колюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. М., 1986.
11. Котельников Д.Д., Солодкова Н.А. Роль ди- и триоктаэдрических глинистых минералов в осадочных образованиях // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1993. № 2. С. 54–63.
12. Котельников Д.Д., Домбровская Ж.В., Зинчук Н.Н. Основные закономерности выветривания силикатных пород различного химического и минералогического типа // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 6. С. 594–601.
13. Куковский Е.Г. Превращения слоистых силикатов. К., 1973.
14. Лазаренко Е.К. Курс минералогии. К., 1970.
15. Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М., 1971.
16. Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии: Изд. 2-е, перераб. и доп. М., 1980.
17. Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Гойло Э.А. Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных *PT*-параметрах. Л., 1983.
18. Bailey S.W., Brown B.E. Chlorite polytype I. Regular and semi-random one-layer structures // Amer. Miner. 1962. Vol. 47. N 5/6. P. 819–850.

BASIC ASPECTS OF CLAYEY MINERALS' STUDY

D. Kotel'nikov, M. Zintchouk

*Yakut Geological Enterprise of Exploration, Research & Development of
Central Scientific-Research Prospecting Institute of "ALROSA" Co. Ltd;
Chernyshevs'ke Road, 7. RU – 678170, Myrnyi, Russian Federation
E-mail: adm.cnigri@alrosa-mir.ru; yanigp@mail.ru*

Sedimentary processes include redeposition of hypergene-altered products and their accumulation in various hydrogeochemical conditions. During further deposits submergence into stratosphere they undergo natural evolution in every revealed by us four zones.

Key words: clayey minerals, sources of erosion, hydrogeochemical character of sedimentation environment, post-sedimentation transformation of sediments, sedimentary rocks evolution.

Стаття надійшла до редколегії 20.06.2002

Прийнята до друку 19.09.2002