

УДК 552.14:552.53(477)

С.Б. Шехунова

ОСОБЛИВОСТІ ПОСТСЕДИМЕНТАЦІЙНИХ ЗМІН СОЛЕНОСНИХ ФОРМАЦІЙ

S. B. Shekhunova

PECULIARITIES OF SALT BEARING FORMATIONS POSTSEDIMENTARY CHANGES

Розглянуті результати досліджень закономірностей постседиментаційних перетворень солених формацій. На основі аналізу процесів та факторів літогенезу, охарактеризовані особливості літогенезу солених формацій. Показаний інтегруючий вплив геодинаміки на їх стадіальні постседиментаційні перетворення. Запропонована типізація постседиментаційних змін солених формацій.

Ключові слова: солених формації, літогенез, стадіальні перетворення, постседиментаційні зміни.

Рассмотрены результаты исследований закономерностей постседиментационных преобразований солених формацій. На основании анализа процессов и факторов литогенеза, охарактеризованы особенности литогенеза солених формацій. Показано интегрирующее влияние геодинамики на их стадіальные постседиментационные преобразования. Предложена типизация постседиментационных изменений солених формацій.

Ключевые слова: солених формации, литогенез, стадіальные преобразования, постседиментационные изменения.

The results of the research of main regularities of postsedimentary transformation of salt formations are considered; on the base of analysis of processes and factors of lithogenesis the features of salt formations lithogenesis are characterized; the integrating influence of geodynamics on their stadial postsedimentary transformation is shown; the typology of postsedimentary changes of salt bearing formations is proposed.

Keywords: salt bearing formations, lithogenesis, stadial transformation, postsedimentary changes.

ВСТУП

Отримання кухонної солі з природних соляних джерел, з розсолів, що розроблялись колодзями та свердловинами, а також з морської води стало важливою областю діяльності людини ще задовго до нашої ери у Єгипті, Греції, Китаї та ін. Гіпс та галіт входять до списку солей шумеро-асирійського словника, складеного за правління асирійського правителя Ассурбаніпла ще у 668–626 рр. до н.е. Відомості про видобування та споживання солі у Давньому Єгипті є у Геродота, а пізніше у Плінія Старшого. Ймовірно, що першими «підприємствами» з видобування розсолу методом підземного розчинення були свердловини, споруджені у Давньому Китаї у провінціях Сичюань та Юньнань ще 300 рр. до н.е. [46]. У наш час солених формації живлять сировиною хімічну промисловість (виробництво хлору, соляної та сірчаної кислот, їдкої натру, соди, карбиду кальцію, металевого натрію), виробництво цементу та інших будівельних матеріалів, фарб, мінеральних добрив (калійні солі, фосфатна крейда), застосовуються при виготовленні мила і миючих засобів, скла, кераміки, паперу, синтетичного каучуку, гуми, цукру, для вапнування та гіпсування ґрунтів. Солених формацій створюють пастки, ізолю-

ють скупчення вуглеводнів та мають значення у генерації вуглеводнів і руд металів. Зокрема, із соленими відкладами пов'язано до 60% скупчень вуглеводнів на Близькому Сході [46]. У солених формаціях різних форм залягання створені численні резервуарні парки для зберігання запасів вуглеводнів, хімічних речовин, камери для депонування відходів, технологічні ємності та ін. З регіонами поширення солених формацій пов'язані геотермальні ресурси. Безпечно, економічно доцільне залучення солених формацій у господарську (економічну) діяльність має базуватись на глибокому розумінні умов їх утворення та трансформацій, стадійності змін властивостей та ін., що є необхідним як при вирішенні прикладних задач, так і важливих актуальних фундаментальних проблем літогенезу.

Сучасна методологія досліджень осадових утворень характеризується реалізацією генетичного та історико-геологічного принципів, що вимагає при вирішенні фундаментальних і прикладних задач розглядати осадову породу з погляду встановлення механізмів та умов її утворення, еволюціонування в геологічній історії конкретної ділянки земної кори. Така методологія передбачає комплексне застосування

головних методів літологічних досліджень — літолого-фаціального аналізу умов седиментації, стадіального аналізу постседиментаційних перетворень та генетичного формаційного аналізу, [5, 17–20, 29 та ін.] а також загальнонаукового методу — системного підходу до досліджень літогенезу та його стадійності, згідно з яким передбачається вивчення на різних рівнях організації речовини — елементарному (атомарному, іонному, молекулярному), мінеральному, породно-шаровому, формаційному, надформаційному, басейновому [18, 29 та ін.]. Обмеження досліджень одним-двома рівнями безперечно обмежує можливість встановлення емерджентних властивостей досліджуваної системи [18]. Саме ці підходи та методи застосовано при дослідженні солених формацій.

У статті ми поставили за мету, по-перше, типізувати постседиментаційні зміни солених формацій, а по-друге, охарактеризувати особливості літогенезу солених формацій шляхом характеристики основних стадій їх утворення, визначення, аналізу, оцінки факторів і процесів стадій літогенезу та встановлення типоморфних ознак і критеріїв, що дають змогу типізувати літогенетичні особливості солених формацій на різних ієрархічних рівнях організації її речовини.

В основу цієї статті покладено праці відомих дослідників з літології та речовинного складу солених формацій Євразії [1–4, 6–16, 21–26, 30–48 та ін.], а також власні дослідження автора, проведені за матеріалами солених формацій України, середньодевонської формації Тульського басейну, нижньопермських формацій Верхньокамського басейну та Прикаспійської западини, а також верхньопермської (цехштейн) формації району м. Калінінград (Росія).

СТАДІЇ ТА ТИПИ ЛІТОГЕНЕЗУ СОЛЕНОСНИХ ФОРМАЦІЙ

Виходячи із загальноприйнятих положень теорії літогенезу (термін «літогенез» ми вживаємо у розумінні П.П. Тимофєєва, В.Т. Фролова, О.В. Япаскурта, згідно з яким він охоплює постседиментаційні стадії діа- та катагенезу і може ускладнюватися процесами стадій метагенезу та/або регресивного епі- та гіпергенезу), літогенез в роботі розглядається як сукупність багатофакторних процесів, що відбуваються після завершення осадконакопичення в межах флюїдно-породної системи солених форма-

цій при температурі до 350° С і тиску до 250 МПа [17, 20, 29 та ін.].

Проблеми літогенетичних перетворень формацій осадових порід різних басейнів осадового породотворення висвітлюються в багатьох роботах вчених, зокрема І.І. Амосова, Г.В. Карпової, О.В. Копеліовича, А.Г. Коссовської, М.В. Логвиненка, В.Т. Лук'янової, А.О. Махнач, П.П. Тимофєєва, М.М. Страхова, В.М. Холодова, Д.П. Хруцова, В.Ф. Шульги, В.Д. Шутова, О.В. Япаскурта та ін. (табл. 1).

Ознаками та критеріями визначення стадії літогенезу та/або ступеня катагенетичних перетворень для різних формацій можуть бути ряди парагенетичних асоціацій аутигенних мінералів, типоморфні особливості окремих мінералів-індикаторів (насамперед слюди, хлоритів), ступінь вуглефікованості та інші перетворення автохтонної органічної речовини, структурно-текстурні особливості будови порід. За основними факторами, що визначають характер та наслідки перетворення речовини формації, розроблено класифікації та схеми літогенезу: термобарична, гідрохімічна, термобарогідрохімічна і геоструктурно-тектонічна [17, 19, 20, 28, 29 та ін.]. Проте показано, що будь-яка із зазначених схем як один з інструментів літологічних досліджень, відтворення історії геологічного розвитку тих або інших територій та обґрунтування пошуків корисних копалин може ефективно застосовуватися лише для певних типів формацій: теригенних, вулканогенно-теригенних, кременисто-теригенних, теригенно-вугленосних [29 та ін.]. Водночас для інших типів осадових утворень, зокрема солених, питання факторів, критеріїв стадіальності і типізації літогенезу та постседиментаційних перетворень розроблені недостатньо.

Різні аспекти літогенезу солених утворень розглядали М.М. Страхов, О.Й. Петриченко, Р. Мюр, О.І. Кудряшов (1991), А.О. Махнач (1989), J.K. Warren (1999), П. Сонненфельд, О.Ю. Лукін (1997), В.Н. Апполонова (1989), В.І. Борисенков (1968), G. Borchert (1963), Е.А. Висоцький та ін. (1988), Н.М. Джинорідзе та ін. (1987), В.З. Кіслик та Ю.І. Лупінович (1969), К. Коха (1981), Mackintosh, McVitte (1983), McJontosh, Wardlow (1968), Д.П. Хруцов (1980, 1988) та ін. (табл. 1).

J.K. Warren [46] запропонував схему еволюції евапоритових формацій у часі, деталізувавши постседиментаційні зміни мінерального складу та структурних особливостей порід. Цим

автором виділено евапорити першої, другої (із захороненими солями), третьої генерації та гідротермальні солі. Основними факторами еволюції (літогенезу) евапоритів визначено температурні та гідрогеологічні умови. J.K. Warren виділяє декілька стадій та відповідних їм зон перетворення речовини соленосних формацій: еогенетичну, телогенетичну, мезогенетичну. Еогенетичний період визначає проміжок часу між остаточним відкладенням осаду та захороненням його нижче зони впливу поверхневих та приповерхневих процесів. Верхня просторова межа еогенетичної зони — поверхня землі; нижня чітко не виражена через поступове зменшення ролі приповерхневих процесів при переході до мезогенетичної зони. Мезогенетичний період охоплює проміжок між часом, коли на захоронені осади діють переважно поверхневі та приповерхневі процеси (еогенетичний період), та часом, коли давно захоронені осади зазнають впливу процесів, пов'язаних з ерозійною поверхнею (телогенетичний період). Телогенетичний період — це проміжок часу, протягом якого на породи, що тривалий час перебували забороненими, значною мірою впливають процеси, пов'язані з вивітрюванням, субаеральною та підводною ерозією [46]. Обидві зони — еогенетична і телогенетична — характеризуються підвищеною проникністю евапоритів та їх здатністю до забезпечення міграції порових флюїдів.

Епігенез евапоритів вивчався О.Й. Петриченком [21]. Ним виділено стадії діагенезу, катагенезу та метаморфізму (регіонального, гідротермального, контактового) галогенних порід; основну роль у епігенезі евапоритів відведено стадії діагенезу, яка розумілась у широкому діапазоні температур до 100–120° С (табл. 1, 2).

С.Д. Гемп, Н.М. Джинорідзе, В.І. Раєвський виокремили стадію перетворення калійно-магнієвих сульфатних солей — термодинамометаморфізм, який розглядали головним чином на прикладі формацій Передкарпатського прогину та Прикаспійської западини. Дослідження газопо-рідинних включень [13, 21, 23 та ін.] свідчать про прогрів соленосних порід Передкарпатського прогину до 90–120° С. За таких температур кристалогідрати калійно-магнієвих солей розкладаються. Каїніт зазнає інконгруентного плавлення за 72° С та утворює сильвін і кізерит; за 83° С цей мінерал повністю розкладається та переходить у сильвін, кізерит і лангбейніт [6]. В полі тектонічних нап-

руг рідинні продукти реакції переміщуються у менш напружені ділянки, або взагалі по тріщинах та розривах мігрують за межі пласта, що призводить до збільшення вмісту лангбейніту у лежачих крилах синкліналей та ін. ділянках підвищених напруг. Тобто сучасний мінеральний склад калійно-магнієвих сульфатних солей сформувався з каїнітвмісних порід за підвищених температури та тиску. У центральній частині Прикаспійської западини температура пере-кристалізації соленосних відкладів була ще вищою: за результатами дослідження газопо-рідинних включень вона становила — 150° С, а якщо взяти до уваги розвиток гідратовано тальку, то, за оцінкою Н.М. Джинорідзе, температура могла сягати 250–475° С. Таке підвищення температури було результатом занурення соленосної формації на глибини 5–6 км та інтенсивних динамічних напруг, що виникали при рості солянокупольних структур. Ці процеси призводили до зміни структури, мінерального та хімічного складу вихідних соленосних відкладів, тому їх було запропоновано розглядати як термодинамометаморфізм.

Накладений тип літогенезу в басейнах, що містять соленосні формації, виділено та описано Д.П. Хрущовим. Ним на прикладі Передкарпатського прогину обґрунтовано схему рудоутворення — «розсольний рудогенез», який за участю хлоридних кальцій-натрієвих розсолів, нагрітих до температури 100° С призводить до формування сірчано-галеніт-сфалеритових рудопроявів і родовищ. Процес відрізняється від гідротермального відсутністю слідів магматичних осередків і гідротермальної діяльності, гідротермальної переробки вміщуючих товщ і рудних зон, характерних мінеральних та геохімічних асоціацій, а також мінеральної, геохімічної і температурної зональності, низькими температурами мінералоутворення та його одностадійністю, особливостями ізотопного складу сульфідної сірки, які вказують на утворення її в ході сульфатредукції, наявність в сульфідах цинку, талію, відсутність германію, галію та індію. Внутрішня зона Передкарпатського прогину може розглядатись як басейн з розчинами полігенної природи, які складаються як з розсолів, так і з ексфільтраційних термальних вод (можливо, галокатагенетичного походження) у зонах аномально високих пластових тисків. Хлоридні кальцій-натрієві розсоли з мінералізацією до 320 г/кг і підвищеним вмістом стронцію, барію та цинку відомі у регіоні у відкладах

палеогену, неогену. Під Берегівським насупом Складчастих Карпат на Внутрішню зону прогину у зім'ятих у складки олігоценових відкладах присутні низькотемпературні (100–150° С) розсоли хлоридно кальцій-натрієвого типу з вмістом (мг/л): Sr — 2400; Zn — 34,2; Pb — 4,2 (за даними наведеними В.О. Шумлянським [28]). Металоносність розсолів зростає з глибиною і від Зовнішньої зони в південно-західному напрямку до Берегівського насупу. Ці розсоли остаточно сформувалися після утворення соленосної формації тортону, складкоутворення і насупання Карпатського алохтону на Передкарпатський прогин. У Внутрішній зоні та в передовій частині Карпатського алохтону створилися умови взаємодії розсолів, які під дією сил гравітації стікали зі сходу на захід, під алохтон, з ексгалаційними вуглекислими маломінералізованими, але нагрітими водами глибоких горизонтів флішу. В результаті уздовж Карпат сформувалися рудопрояви поліметалів і сульфідів у воротинській формації, а також рудопрояви бариту і сульфідів в румунській частині прогину. Для них характерна одностадійність мінералоутворення. Парагенетична асоціація представлена сфалеритом, галенітом, піритом, кальцитом, ангідритом, целестином, баритом, самородною сіркою. В Зовнішній зоні поширені низькотемпературні целестин-сіркові родовища. Така зональність свідчить про можливий рух термальних вуглеводнево-вуглекислих рудоутворюючих розчинів від піднасувної частини Внутрішньої зони переважно на північний схід, вірогідно по поперечних розломах.

Деякі аспекти літогенезу соленосних формацій розглянуто О.Ю. Лукіним при розробці методології літогеодинамічного аналізу, обґрунтуванні теорії авлакогенного літогенезу з визначенням безпосереднього впливу на нього тектоно-геодинамічних факторів [18].

Ґрунтовний аналіз таких факторів літогенезу в евапоритах, як температура, тиск, час, склад мінералоутворюючих розчинів, газів, характер Eh і рН параметрів середовища (за результатами вивчення включень у постседиментаційних мінералах галогенних відкладів на різних стадіях літогенезу) виконано О.Й. Петриченком [21–23], який вказує вирішальну роль температурного фактора у процесі породоутворення евапоритів та найбільшу роль стадії діагенезу — в їх епігенезі.

За О.І. Кудряшовим [16], основними факторами епігенезу соляних (калійних) покладів

є механічні сили та хімічна активність вод, які проявляються у періоди дії літодинамічних, гідродинамічних та інших систем.

Н.М. Джинорідзе зі співавторами [8] та Г.О. Беленицька [1] вперше проаналізували закономірності розміщення соленосних формацій з позицій тектоніки літосферних плит, а Ж.К. Warren [46] зіставив ці закономірності з циклом Вільсона. Встановлено геодинамічні обстановки, сприятливі для накопичення речовини соленосних формацій — рифтогенні внутрішньоконтинентальні (рифти, авлакогени, надрифтові западини, здвигові басейни) та міжконтинентальні, колізійні (крайові прогини, внутрішні западини та ін.), пасивно- (активізовані ділянки) й активноокраїнні (задугові басейни). Також визначено обстановки, несприятливі для галогенезу — ділянки океанічного типу кори (океанічні рифти і глибоководні жолоби) і стабільний режим, навіть стабільні фази, розвитку активних областей [1, 8, 11, 46 та ін.].

Соленосні формації утворюються головним чином у результаті хімічного осадження з насичених розчинів у мілко- або глибоководних басейнах седиментації на поверхні землі. Після перекриття іншими осадами починається їх літогенез. Перша стадія літогенезу — діагенез (еогенез, eogenesis за [46]) характеризується значною участю порових флюїдів та присутністю органічної речовини. Потрапити у схожі умови та зазнати схожих процесів формації можуть за регресивного літогенезу (телогенез, telogenesis за [46]) — гіпергенезу поверхневого або гіпогенного. Катагенетичних змін (мезогенез, mesogenesis за [46]) породи формації зазнають при прогресивному літогенезі — зануренні на глибину, де вони втрачають пористість та проникність, перекристалізуються; основні зміни відбуваються у зовнішніх частинах тіл. При подальшому зануренні та підвищенні температури до 300° С і тиску понад 200 МПа відбуваються зміни у структурі взаємодії зерен галіту та флюїду [46], що призводить до різких змін проникності породи та може спричинити розчинення-розсіювання речовини формації. За умов глибокого перетворення під дією метаморфізму сліди соленосних формацій встановлюються за присутністю метаевапоритів з такими типоморфними мінералами, як скаполіти і турмалін, та за процесами скаполітизації, альбітизації, анортозитизації, турманілізації.

Сучасні мінеральний і геохімічний склад та структурно-текстурні особливості порід соле-

носних формацій сформувалися в результаті послідовного стадіального їх перетворення від седиментації, діагенезу, катагенетичних, контактово-метаморфічних, галотектокінетичних процесів до гіпергенних перетворень [1–27, 31–47 та ін]. Літогенетичні перетворення обумовлюються численними факторами, зокрема фаціально-речовинними особливостями конкретної соленосної формації, глибинами та темпами занурення осадових порід, величинами палеотемпературних градієнтів, інтенсивністю стресових навантажень під час перебудови тектонічної структури басейнів породоутворення, впливом флюїдів, магматизму та ін. Залежно від основних факторів літогенезу, масштабів та часу прояву, враховуючи сучасні уявлення про постседиментаційні зміни осадових формацій [20, 30], в літогенезі солених формацій пропонується розрізняти регіональний фоновий літогенез занурення з стадіями діа-, ката-, мета-, галотектокінезу; регіональний накладений літогенез активізації (динамо та/або термальний) з стадіями регресивного літогенезу та гіпергенезу; локальний накладений літогенез (гідротермальний, гідротермально-метасоматичний, контактово-метаморфічний (магматичний)). Основні типоморфні характеристики кам'яної солі різних стадій літогенезу наведено у наших попередніх роботах [24–25 та ін.].

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОСТСЕДИМЕНТАЦІЙНИХ ПЕРЕТВОРЕНЬ СОЛЕНОСНИХ ФОРМАЦІЙ

Основні характеристики стадіальних постседиментаційних перетворень солених формацій узагальнено у таблиці 2. Нижче наведені коментарі до таблиці 2.

Кам'яна сіль як головна порода солених формацій несе найбільше даних щодо їх генезису. Виходячи з цього, критеріями розрізнення стадіальних перетворень речовини формації є характерні особливості кам'яної солі (встановлюються на різних рівнях її будови: породному, мінеральному та мікροструктурному (особливостях мікροструктури окремих зерен (кристалів) галіту)), парагенетичні асоціації мінералів нерозчинного залишку, типоморфні особливості аутигенних мінералів нерозчинного залишку кам'яної солі; основні її літогенетичні типи. Останні детально описані нами в окремій статті [25].

У ході прогресивного літогенезу солених формацій відкладів спостерігається зміна морфологічних особливостей окремих мінеральних видів. Англі-

дрит з тонкопризматичних агрегатів (властиві стадії діагенезу) стає таблитчастим (стадія катагенезу); кристали кварцу з короткопризматичних (стадія діагенезу) набувають видовжено-призматичної форми (стадія катагенезу); пірит з пелітоморфного (стадія діагенезу) переходить у добре окристалізовані кристали та їх агрегати (стадія катагенезу й метаморфогенні перетворення). Мінеральна різноманітність аутигенних (акцесорних) мінералів збільшується при фоновому регіональному прогресивному літогенезі занурення та літогенезі активізації. У результаті дослідження нерозчинного залишку кам'яної солі різних літогенетичних типів було встановлено, що в ході літогенезу від діа- до ката- та метагенезу соляних порід спостерігається збільшення мінеральної різноманітності. Значна частина цих мінералів утворює самостійні тверді включення або входить до складу рідких та газових включень у галіті, сильвіні, карналіті як ксеногенний матеріал [21]. У кам'яній солі, що зазнала ката- та метагенетичних змін, а також метаморфізуючого впливу магматичних інтрузій, виявлено аутигенні мінерали, не типові для цих первинно-осадових утворень: флюорит, магнетит, пірит, піротин, гематит, родусіт, криптомелан, кальцит, сидерит, барит, апатит [21], скаполіт, турмалін, хлорит, амфібол, гранат, преніт [10, 23, 25 та ін]. Нові мінерали виникають в результаті реакцій між хемогенною речовиною і силікатами та іншими компонентами теригенних прошарків або магматичними утвореннями.

Електронномікроскопічні дослідження мікροструктури кам'яної солі показали, що для постседиментаційно-діагенетичного та катагенетичного типів характерне неупорядковане розташування окремих дислокацій у зернах/кристалах галіту та канали і пустоти на міжзернових границях; для галіту галотектокінетичного типу характерні прояви орієнтованого розташування дислокацій та полігонізація, а також зміни структури міжзернового простору — зменшення площі пустот та їх замкненість. Перетворення кам'яної солі в ході літогенезу на мікрорівні призводить до зміни субзернової будови зерен/кристалів шляхом переорієнтації субзерен, міграції міжзернових границь.

Значний об'єм інформації надають дослідження газово-рідинних та твердих включень у мінералах солених формацій [21–23, 3, 13, 14, 40, 43]. Ознакою кам'яної солі, що не зазнала значних постседиментаційних перетворень,

Таблиця 2. Характеристика постседиментаційних перетворень солоносних формацій

Основні характеристики	Стадії літогенезу солоносних формацій				
	Діагенез	Катагенез	Галотектокінез	Регіональний	Метагенез
Температура, °С	10–25 [30] від 30–35 до 100–120 [21]	20–25–200 ± 25 [30] (початковий до 100–120, глибинний до 200)	120–200, плавлення (розчинення)	200 ± 25 до 350 [30]	Від 150–200 до понад 450 [30]
Тиск, МПа	Літостатичний 0–15 [30]	Літостатичний 10–200 [30]	Тектонічний стрес Понад 20	Літостатичний та тектонічний стрес >200 [30]	Не визн.
pH, Eh середовища за [21]	Зниження pH (до 4,0–4,5) та Eh (від +200 мВ до мінім. значень) ¹	pH 3,7–6 Eh +420 мВ до –130 мВ	Не визн.	Не визн.	pH 5,0–6,0 Eh 3–4
Хімічний склад газів ² , [21]	Азот (~ 87 об. %), діоксид вуглецю (до 10 об. %), метан та його гомологи (~3 об. %), кисень (до 1 об. %), водень та аргон (~ 0,1 об. %), (хлористий водень — радіогенний-?)	Діоксид вуглецю (до 22,6 об. %), азот (~ 17,7–62,2 об. %), метан (9,7–62,3 об. %), кисень (3,9 об. %), водень, важкі вуглеводні, сірководень	Діоксид вуглецю (до 31,8 об. %), азот (49–74,8 об. %), метан (до 10 об. %), кисень (0–6 об. %), водень, важкі вуглеводні (до 6 об. %), сірководень	Діоксид вуглецю, (Азот)	Діоксид вуглецю, водень
Склад мінералогічних розчинів [3, 13, 14, 21–23 та ін.]	Сульфатні розчини змінюються хлор-магнієвими та хлор-кальцієвими	Хлор-кальцієві. Містять підвищену кількість мікроелементів. Зменшення мінералізації розчинів у результаті надходження дегідратаційних вод	Не визн.	Хлоридні, хлор-кальцієві, насичені мікроелементами, висококонцентровані, сильноконцентровані	Хлоридні, хлор-кальцієві, насичені мікроелементами, висококонцентровані, сильноконцентровані
Вміст води у галіті, %	1,8–1,0	0,4–0,05	Поступове зниження до 0,4–0,01	Менше за 0,4–0,05	Не визн.

Продовження таблиці 2

Основні характеристики	Стадії літогенезу соленосних формацій				
	Діагенез	Катагенез	Галотектокінез	Регіональний	Локальний (контактово-метасоматичний)
Основні процеси	Аутигенне мінералоутворення, розчинення-перевідкладення, дегідратація, корозія, розкладення органічної речовини, перекристалізація та кристалобластез, метасоматоз, катіонний (аніонний) обмін, гідроліз, дегідроліз, дифузія, старіння колоїдів, утворення конкрецій, гравітаційне ущільнення, інфільтраційні процеси, БСР, радіоліз, пластичні (крихкі) деформування	Аутигенне мінералоутворення, перекристалізація та кристалобластез, дегідратація, метасоматоз, гравітаційне ущільнення, абіогенна сульфатредукція, катіонний (аніонний) обмін, дегідроліз, дифузія, розчинення-перевідкладення, корозія, пластичні (крихкі) деформування, стилолітизація, елізійні та гравітаційно-розсолні процеси, газо- та нафтогенераційні процеси, сульфатредукція біогенна (в інтервалі температур до 80-110 °С) та абіогенна (в інтервалі температур 125-180 °С), радіоактивний розпад, радіоліз, утворення конкрецій, десульфатизація, декарбонатизація, цементация, метасоматоз.	Пластичні та крихкі деформування, брекчювання (будинаж), дегідратація, перекристалізація, кристалобластез, дифузія, розчинення-перевідкладення, радіоактивний розпад, цементация, де-цементация, метасоматоз, гравітаційне ущільнення, абіогенна сульфатредукція, газогенераційні процеси	Перекристалізація та кристалобластез, дифузія, корозія, дегідратація, метасоматоз, аутигенне мінералоутворення, катіонний (аніонний) обмін, декарбонатизація, виділення газів (метану, діюксіду вуглецю, азоту, водню), ТХСР, декарбонатизація	Метасоматоз, інтенсивна перекристалізація та мінералоутворення зі змінами хімічного складу порід, декарбонатизація, десульфатизація

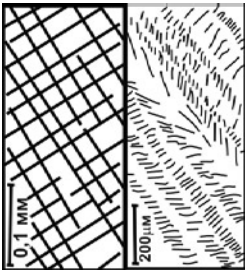
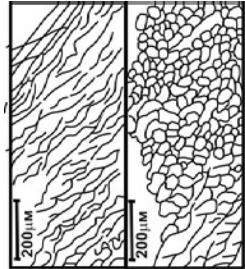
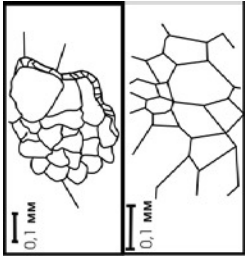
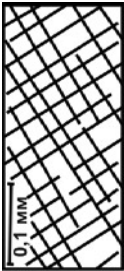
Продовження таблиці 2

Основні характеристики	Стадії літогенезу соленосних формацій			
	Діагенез	Катагенез	Галотектокінез	Метагенез
				Локальний (контактово-метасоматичний)
Основні породоутворюючі мінерали	Гіпс, басаніт, ангідрит, карбонати (арагоніт, кальцит, доломіт)	Ангідрит, карбонати (кальцит, доломіт)	Сульфатні формації	
			Ангідрит, карбонати	Кальцит (ангідрит) Ангідрит, карбонати
Аутигенні (акцесорні) мінерали	Гіпс, басаніт, ангідрит, карбонати (доломіт, магнезит), галіт	Ангідрит, карбонати, галіт	Соленосні формації	
			Ангідрит, карбонати, галіт	Кальцит (ангідрит) Ангідрит, карбонати, галіт
Аутигенні (акцесорні) мінерали	Галіт, ангідрит, сильвін, каїніт, полігаліт, кізерит, лангбейніт, карналіт, борацит, магнезит, бішофіт	Галіт, ангідрит, полігаліт, сильвін, карналіт	Калієносні формації	
			Галіт, ангідрит, полігаліт, сильвін, карналіт	Галіт, ангідрит, полігаліт, сильвін
Аутигенні (акцесорні) мінерали	Ангідрит, кальцит (доломіт), халцедон, кварцин, кварц, гідрослюда-монтморилоніт, хлорит-монтморилоніт, гідроксиди заліза	Кальцит, доломіт, ангідрит, кварц, хлорит, гідрослюда, змішаношаруваті утворення (Chi-Mont та Mont-Chi складу), каолін, гідроксиди заліза, флюорит, пірит, вуглиста речовина	Кальцит, доломіт, ангідрит, кварц, гідрослюда, хлорит, каолін, флюорит, пірит	Кварц, доломіт, ангідрит, рутил, скаполіт, альбіт, мусковіт, флогопіт, турмалін, мікроклін, сфен, апатит
				Кальцит, амфібол, скаполіт, хлорит, преніт, епідот, гросуляр, пірит, магнезит, гематит, клінохлор

ОСОБЛИВОСТІ ПОСТСЕДИМЕНТАЦІЙНИХ ЗМІН СОЛЕНОСНИХ ФОРМАЦІЙ

Продовження таблиці 2

		Стадії літогенезу соленосних формацій			
		Метагенез			
		Галотектокінез	Регіональний	Локальний (контактово-метасоматичний)	
Основні характеристики	Діагенез	Катагенез	Вторинні	Вторинні	Вторинні
<p>Типи включень за умов +25° С / розмір, μm за [3, 4, 13, 14, 21–23, 43 та ін.]</p>	<p>Первинно-седиментаційні Рідкі, газово-рідинні, трифазові. Характерні однофазові рідинні включення з тиском, близьким до атмосферного / <1 до 50, Діагенетичні (дво- та три- фазові) / 20 до 200</p>	<p>Первинні Дво- та трифазові (рідинні-тверді, газово-рідинні з мінералами-в'язями) / 20–250 (частково >1000) Первинно-вторинні Переважаю двофазові (тверда+рідина±газова) / 10–100 Вторинні Двофазові (газово-рідинні) / 2–60</p>	<p>Вторинні Включення, які вибухнули, тверді включення</p>	<p>Вторинні Одно-, двофазові газові, газово-рідинні / 2 – >1000</p>	
<p>Форма включень [3, 4, 13, 14, 21–23, 43 та ін.]</p>	<p>Правильна кубічна Знаходяться в зональному галіті</p>	<p>Кубічна або неправильна з сульфатними та хлоридними кристалами-в'язями, розташовуються зонально; утворюють поодинокі та рідинні скупчення в перекристалізованих частинах зерен/кристалів галіту</p>	<p>Неправильна</p>	<p>Утворюють рідинні скупчення на границях зерен/кристалів. Дрібні включення оточують макровключення</p>	
<p>Схеми основних типів включень (з використанням [23])³</p>					
<p>Фази: (L) - рідка; (V) ○ - газова; (S) - тверда</p>					

		Стадії літогенезу соленосних формацій			
		Метагенез			
		Регіональний		Локальний (контактово-метасоматичний)	
Основні характеристики	Діагенез	Катагенез	Галотектокінез	Регіональний	Локальний (контактово-метасоматичний)
Характерні мікрое-формаційні структури зерен галіту ⁴					Мікроскопічними методами не встановлюється
Найхарактерніші структури та текстури	Текстура: шарувата, петлювата, згусткува, орієнтована. Структура: переважно рівномірності (в про-шарках) від мікро- до дуже крупнозернистіх/кристалічних	Текстура: шарувата, каркасна, плямиста, орієнтована; Структура: мозаїчна, крупнокристалічна, шпатована, різнозерниста, зумовлена осередковою, акреційною, пошаровою перекристалізацією	Текстура: флюїдальна, брекчієва Структура кристалопластична, рідше кристалолоклястична	Кристалопластична, кристалопластична, комплекс структур перекристалізації	Комплекс метасоматичних утворень
Найхарактерніші мікротекстури	Галіт з перистою, «ялинковою» («шевро новою») мікро текстурою. Ангідрит нодулярної мікротекстури	Пойкілітова, склоподібна мікротекстури	Галіт має склоподібну мікротекстуру	Склоподібна, пойкилітова мікротекстура	Реліктові, Склоподібні; пойкилітова мікротекстура

¹ — Аномально низькі значення рН (1,3–3,0) та високі Eh (+450 мВ) розчинів визначені у білому сільвіні існуванням у розчинах продуктів радіоактивного впливу калію на воду і органічної речовини [21].

² — з використанням Л.Г. Травникова, Д.Е. Ерошина. Химический состав газов микровключений соляных пород Припятского прогиба // Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленаккумуляции. — М.: Наука. — 1985. — С. 134–140.

³ — з використанням Н. Gies, H. Gresner, H.-J. Herbert and other "The HAW project: Test disposal of high level radioactive sources in the Asse salt mine" GSF-Bericht 16/94E.

⁴ — За даними електронномікроскопічних досліджень з використанням Garcia Celma, Donker, 1994; Senceny, 1992 [45].

є присутність у галіті зональної мікротекстури однофазових рідких включень, тиск в яких близький до атмосферного. Включення з підвищеним тиском, як зазначено В.М.Ковалевичем та ін. [40] мають склад ропи, який значно відрізняється, що автори пов'язують з перезапобненням включень «ропою»/флюїдом нового складу, який утворюється за умов підвищеного тиску та температури на стадіях літогенезу — пізнього діагенезу та катагенезу. Кам'яна сіль, що зберегла первинно-седиментаційну будову має зональну мікроструктуру (містить «ялинки», «шеvronи»). В «ялинках» первинним включенням властиве ритмічне розташування в кристалі/зерні (зони, насичені включеннями, мають ширину 10–30 — 100–600 мкм, водяно-прозорі — від 10–30 до 50–300 мкм), подібність розміру, форми, хімічного і фазового складу та інших фізико-хімічних параметрів. Первинні включення є переважно однофазовими, рідкими, від'ємної кубічної форми, їх розмір — від часток мікрона до 150–200–300 мкм. Двофазові включення, що трапляються досить рідко, містять тверду фазу — ідіоморфні кристалики гіпсу, басаніту, ангідриту та теригенний матеріал. Присутність газової фази свідчить про перенаповнення включень під час розгерметизації.

Включення в перекристалізованому галіті можуть бути використані для з'ясування стадіальних перетворень при літогенезі кам'яної солі. Включення в перекристалізованому (катагенетичному) галіті розташовуються хаотично; у водяно-прозорому — мають здебільшого неправильну форму з характерною сходинкоподібною будовою стінок та часто з'єднані між собою каналами, рідше ізометричні. Розмір від часток мікрона до 1–1,5 мм [3]. Наприклад, А. Галамаєм описано у перекристалізованому галіті з баденської соленосної формації Передкарпатського прогину окремі рідкі включення з твердими тонкими червонувато-коричневими бітумними кірками та мікрокраплинками нафти. Їх діаметр становить від кількох до 30 мкм, об'єм менше 1–2% об'єму включення. Включення з мікрокраплинками нафти розташовуються хаотично або ланцюжками вздовж залікованих тріщин. Форма від близької до кубічної до неправильної зі сходинкоподібними стінками. Заліковані мікротріщини — це ділянки водяно-прозорого галіту, що перетинають седиментаційні мікроструктури.

Двофазові включення з пухірцем газу об'ємом до 1% повного об'єму вакуолей утво-

рюються, за даними О.Й. Петриченка, В.М. Ковалевича та ін. [13, 14, 21–23], в результаті часткової розгерметизації внаслідок перегріву на великих глибинах (наприклад, 2–2,5 км для нижньопермської соленосної формації Дніпровсько-Донецької западини). Присутність великих мікрокрапель вуглеводнів у крупних прозорих зернах галіту вказує на значну пере-кристалізацію кам'яної солі [14].

Розсоли включень з нафтовою фазою містять більше іона калію, порівняно з ранньодіагенетичними, та метаморфізовані до знесульфачення і навіть до появи іона кальцію. Такі включення утворювались на пізніх стадіях діагенезу; флюїд містить метан, вміст якого порівняно з вмістом у седиментаційних розсолах, підвищений і досягає 98%. Солі на пізніх стадіях діагенезу перекристалізовувались по тріщинах і площинах спайності галіту за участю захоронених розсолів.

Як показують дослідження включень, склад мінералоутворюючих розчинів закономірно змінюється при літогенезі. На стадії діагенезу сульфатні розчини змінюються хлор-магнієвими та хлор-кальцієвими; на стадії катагенезу — хлор-кальцієві містять підвищену кількість мікроелементів, але в результаті надходження дегідратаційних вод їх мінералізація може змінюватись. Для стадії метагенезу характерна висока газонасиченість та висока концентрація мінералоутворюючих розчинів [3, 13, 14, 21–23]. Склад газів у мікровключеннях при літогенезі також змінюється: якщо для седиментаційного галіту характерним є високий вміст азоту у включеннях (до 100 об.% за даними Л.Г. Травникової, Д.Е. Ерошиної, 1985), то на стадії діа- та катагенезу відбувається збагачення газової фази мікровключень метаном та діоксидом вуглецю.

ОСОБЛИВОСТІ ЛІТОГЕНЕЗУ СОЛЕНОСНИХ ФОРМАЦІЙ

Особливості літогенезу соленосних формацій визначаються такими елементарними факторами як температура, тиск геостатичний, гідростатичний, флюїдний та стресовий, які контролюються фактором літогенезу вищого порядку — геодинамічним.

Геодинамічний фактор, наприклад рифтинг, забезпечує створення фізичного простору — місця для накопичення осадків, створює низку проміжних басейнів, що забезпечує простір для метаморфізації розсолів, і зумовлює утворення системи розломів різних рангів, які сприяють

циркуляції флюїдів і водообміну між суббасейнами та відкритим морем. Тобто геодинамічний фактор на стадії седиментогенезу — мобілізації, переносу та осадко накопичення, має забезпечити необхідні і достатні умови для накопичення речовини формації. Але через такий елементарний фактор, як хімічний (високий ступінь розчинності основних порід галогенних формацій), для можливості їх реалізації необхідне збереження речовини формації виведенням її із зони активного водообміну, що може бути забезпечено особливостями геодинамічного розвитку осадового басейну та формації в ньому. Достатні темпи занурення осадового басейну спричиняють виведення накопичених відкладів із зони активного водообміну та перехід до реалізації наступних стадій породотворення — постседиментаційного літогенезу — діа-, ката-, метагенезу. На всіх цих стадіях геодинамічний фактор продовжує відігравати основну роль, забезпечує створення градієнтів тиску (флюїдного, літостатичного, стресового), температури та інших елементарних факторів літогенезу відповідних стадій.

Застосування стадіальних досліджень показує, що літогенез соленосних формацій визначається комплексом процесів і факторів різного рангу, серед яких визначальним і синтезуючим є геодинамічний.

Роль різних факторів літогенезу при формуванні певних формацій на різних стадіях літогенезу неоднакова. Так, кліматичний фактор, який, як відомо, М.М. Страхов [24] взяв за основу при розробці теорії типів літогенезу, для соленосних формацій має вирішальне значення на стадії седименто- та гіпергенезу. Роль кліматичного фактора зменшується при регіональному фоновому літогенезі занурення у ряду діагенез — катагенез — метагенез.

Коли соленосні формації потрапляють у зону гіпергенезу, відбуваються процеси диференціації речовини (концепція механічної та хімічної диференціації Л.В. Пустовалова) — не тільки осадової, але й мобілізаційної. Розчинення породотворюючих соляних мінералів відбувається у послідовності, протилежній їх випадінню з розчинів при формуванні галогенних порід (хлорид кальцію-бішофіт-карналіт-сильвін-галіт-гіпс-ангідрит-полігаліт-доломіт). На початкових етапах гіпергенезу ангідрит в результаті гідратації знову переходить у гіпс. Його різновиди — волокнистий, алебастровий або порфіробластів, виповнюють тріщини за-

лежно від особливостей циркуляції розчинів. Порфіробластовий гіпс часто містить включення реліктів ангідриту. Порфіробласти нерідко утворюють скупчення округлої форми з каймою гіпсу по краю. Це створює структури, які іноді образно описують як маргариткові ("daisy wheel gypsum") [37, 46].

Особливості літогенезу соленосних формацій обумовлені геодинамічним фактором та особливостями самої формації, зокрема її високою пластичністю, розчинністю та визначаються будовою, складом, просторовими особливостями соленосних формацій у соленосних басейнах.

Для соленосних формацій властива **надзвичайно висока швидкість накопичення речовини** на стадії седиментогенезу. Anderson, Richter-Bernburg, Kircland [34], виходячи з ізохронної кореляції послідовності прошарків у шаруватих галогенних утвореннях, встановили, що час утворення пізньопермських формацій Західного Техасу і центрально-європейського цехштейну становить 275–300 тис. років; магнітостратиграфічні дані Krijgsman [35] свідчать, що утворення пізньоміоценових (месинських) галогенних відкладів у Середземномор'ї відбувалося не більше як 600 тис. років, а нагромадження їх 0,75–2 км потужностей, можливо, зайняло ще менше часу. Такі високі швидкості осадконакопичення призводять до того, що їм відповідає одна-дві біозони в оточуючих відкладах, тобто традиційні біостратиграфічні методи не працюють.

Швидкість сучасного росту галіту в Кримських лагунах при температурі 30° С оцінюється у 120–470 мм [43]. Загалом, швидкість накопичення галіту у сучасних мілководних басейнах оцінюється до 10 м, а сульфатів — 1–2 м за 1000 років [34]. Для галіту баденської (тіраської) соленосної формації Передкарпатського прогину (ділянка Гринівка) А. Галамаєв [3] показано, що кристал галіту з мікроструктурою «ялинки» доростав за добу на 0,2–1,2 мм. Для давніх басейнів соленакопичення, що, як вважається, були глибоководними сучасних аналогів не встановлено, тому визначення швидкості осадконакопичення мають певні труднощі. За оцінкою О.Й. Петриченка, швидкість росту кристалів (кристалізації) галіту девонської (франської) соленосної формації Дніпровсько-Донецької западини та Прип'ятського прогину при температурі понад 65° С сягала 1,2 мм/добу. В Прип'ятському басейні встановлено кореляції

між температурою та шириною зон у галіті седиментаційної мікроструктури, які, за Л. Делвігом (1955) та М.І. Валяшком (1962) інтерпретуються як добові. Пари зон білого та прозорого галіту відповідають денному та нічному періодам осадконакопичення. За даними Ю.І. Лупинович та ін. [43], час накопичення літофації кам'яної солі сягає 15–20 тис. років, а утворення всієї верхньофранської соленосної формації у Прип'ятському прогині відбулося приблизно за 1,5 млн років.

Спільна дія двох факторів — високої **швидкості осадконакопичення та швидкості занурення** дна басейну — призводить до утворення потужних відкладів та скорочення часу діагенезу речовини, а відтак, **«незріла» речовина опиняється у зоні катагенезу.**

Великі потужності соленосних відкладів (до 1500 м) та різкі зміни потужності соляних тіл, інтенсивний тектоно-магматичний режим призводять до створення термічних, гравітаційних, механічних, концентраційних градієнтів, які і зумовлюють появу основних елементарних факторів постседиментаційного літогенезу соленосної формації.

Важливою особливістю літогенезу соленосних формацій є **багаторазове залучення** частини речовини у нові седиментаційні цикли (реалізується завдяки синергетичному ефекту геодинамічного (успадкованість місця розташування басейну седиментації) та хімічного факторів літогенезу й надзвичайно високого ступеня розчинності окремих типів порід формації). Цікаві оцінки масштабів повторного залучення речовини соленосних формацій зроблено для олігоценової соленосної формації Mulhouse (Франція), об'єм галіту в якій оцінюється у 400 куб. км [33]. А об'єм галіту, який міг бути розчинений з пермських та тріасових галогенних утворень широко розповсюджених навколо басейну Mulhouse, за палеогеографічними оцінками, сягає 785 куб. км. Процеси розчинення та змішування метеорних і підземних вод добре вивчені у зазначених формаціях як на північ, так і південь від басейну Mulhouse. Але не виключається і можливість залучення у кругообіг речовини самої олігоценової формації та її перевідкладення на більш пізніх стадіях. В результаті цих багаторазових перевідкладень створюються умови для реалізації процесів хімічної та механічної диференціації (закони Пустовалова) не тільки в латеральному, але й у вертикальному (геологічний простір та час)

вимірах. Залучення речовини франської соленосної формації Дніпровсько-Донецької западини при накопиченні нижньопермської обгрунтовується низьким вмістом Br, значеннями Br/Cl коефіцієнту на ряді площ її поширення. Це багаторазове залучення речовини формації у седиментаційні цикли реалізується при накладеному літогенезу активізації як регіональному так і локальному.

Іншою особливістю літогенезу соленосних формацій є **полігенність седиментофонду та речовини**, залученої у постседиментаційний літогенез. Яскравий приклад зазначеної тези впливає з досліджень у Рейнському грабені [33]. Олігоценова калієносна формація Мулхаус (Mulhouse) розташована у Верхньорейнському грабені (Ельзас, Франція). Утворення формації відбувалося у вузькій рифтовій долині, схожій на Мертве море. Матеріали комплексних досліджень газово-рідинних включень у мінералах первинної (зональної) мікроструктури [33] та ізотопних співвідношень $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вказує на внесок різних джерел у формування порід формації: зокрема, гідротерм та речовини пермської соленосної формації, що залягає нижче, та ін. Так, наприклад, досліджено еволюцію джерел речовини, що контролювала макрокомпонентний склад розсолів при формуванні четвертого соляного шару, який утворився на найвищих стадіях осолонення басейну. Нижня частина шару була сформована з розсолів морського походження. Потім басейн втратив прямий зв'язок з морем і низка суббасейнів сформувалась за режиму активного рифтингу. Тектонічна активність регіону зумовила сполучення між окремими басейнами та хімічні особливості «вод», що надходили. $\delta^{34}\text{S}$ сульфатів у базальній частині пласта має характерні ознаки олігоценових морських утворень, але їх збагаченість $\delta^{18}\text{O}$ вказує на важливість синхронних процесів окиснення. В ході «евапоритового» концентрування розсолів приплив інших — не морських та/або морських, але змінених (метаморфізованих) розсолів — з інших прилеглих басейнів стає більш важливим. Про це свідчать підвищення концентрації K у включеннях, вміст Br в галіті, ізотопний склад сірки сульфатів (полегшення $\delta^{34}\text{S}$ від +22,6 до 12,43 ‰) та співвідношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

За результатами досліджень ізотопного складу вуглецю аутигенних карбонатів нерозчинного залишку кам'яної солі верхньодевонської (франської) соленосної формації (рис.) встанов-

лено високий вміст легкого ізоотопу C^{12} , що загалом не характерно для осадових карбонатів у яких δC^{13} має значення, що наближаються до 0. Отримані нами дані ізоотопного складу аутигенного доломіту, залізистого доломіту та залізистого кальциту ближчі за складом до карбонатів в утворенні яких брав участь глибинний діоксид вуглецю. Це особливо справедливо для карбонатів Глинсько-Розбишівської площі (св. 475) та низки солянокупольних структур Роменської, Ісачківської, Солоницької, Олексіївської (рис.), що також є свідченням полігенності речовини при літогенезі формації.

Важливими процесами, що характерні для літогенезу соленосних формацій, є **дегідратація, десульфатизація та сульфатредукція**. Дегідратація гіпсу за умов відкритої системи призводить до зменшення потужності відкладів, розчинення легкорозчинних солей, реакцій заміщення. Ці процеси відбуваються на стадії раннього діагенезу і за різними підрахунками змінюють 10–50 % первинних осадків. Десульфатизацію описано у багатьох соленосних формаціях. Її пов'язують з розчиненням і виносом сульфатів, що супроводжується кальцифікацією, доломітизацією-дедоломітизацією та сульфатредукцією. Метасоматичні кальцифікація, доломітизація та дедоломітизація описані Я.К. Писарчик у кембрійській соленосній формації Сибірської платформи (Східно-Сибірського басейну). Цим автором встановлено стадію десульфатизації, що проявляється у доломітизації тонковолокнистого ангідриту, та наступна дедоломітизація, які призводять до повного заміщення сульфатних прошарків кальцитом. Реліктова тонковолокниста структура ангідриту встановлюється у змішаних доломіто-вапнякових породах. Кальцит має мікро- та тонкозернисту структуру, доломіт успадковує форму зерен ангідриту. Часткове розчинення карбонатних порід Я.К. Писарчик встановлено за широким проявом сутурних та стилітових швів, які іноді розташовуються вхрест простягання, що вказує на їх вторинне походження.

Сульфатредукція відбувається за умов обмеженого доступу кисню у середовищі, насиченому сульфатами та органічною речовиною, яка призводить до аутигенного мінералоутворення та розвитку газогенераційних процесів. В результаті утворюються аутигенний пірит (та інші сульфіди на стадії літогенезу активізації), сірка, кальцит (як правило, магнезіальний).

Ізоотопний склад сірки чутливо реагує на седиментаційні та постседиментаційні перетворення порід та мінералів соленосних формацій, зокрема сульфатних, які є термодинамічно нестійкими в умовах земної кори. В соленосних формаціях можлива реалізація двох типів процесів: термохімічної сульфатредукції (ТХСР) та бактеріальної сульфатредукції (БСР). БСР реалізується в глибинногіпергенних та седиментаційно-діагенетичних умовах, за двома моделями: інфільтраційно-метасоматичною та осадовою (седиментаційно-діагенетичною).

При регіональному фоновому літогенезі стійкого занурення ізоотопний склад сірки майже не зазнає фракціонування. Первинний ізоотопний склад сірки зберігся в ангідритах пермської формації Khuff, хоча вони утворилися, як вважається, в результаті дегідратації гіпсу під час літогенезу занурення на глибину до 1000 м. Дегідратація гіпсу не призводить до значного фракціонування ізоотопів або діа-, катагенетичного перерозподілу речовини. На глибинах понад 4300 м таке саме співвідношення ізоотопів спостерігається на границі пермі та тріасу, де присутні елементарні сірка та сірководень, які є продуктом ТХСР ангідриту вуглеводнями. ТХСР не призводить до значного фракціонування ізоотопів сірки. Worden et al. [48, 49] також зазначають, що значного масопереносу в системі не спостерігається, принаймні, навколо границі пермі – тріасу, хоча елементарна сірка та сірководень на глибинах понад 4300 м знаходяться у флюїдній фазі. Первинне співвідношення ізоотопів сірки збереглося в породах та флюїдах, незважаючи на значні діа- та катагенетичні перетворення, які призвели до утворення елементарної сірки та сірководню з гіпсу (ангідриту) при літогенезі занурення на глибини до 4300 м та значну мобільність деяких продуктів цих реакцій. Тобто реакції відбуваються *in situ*, у відносно закритій системі, значного фракціонування ізоотопів сірки не спостерігається і остання зазнає тільки незначного перерозподілу у просторі. Треба сказати, що порівняння ізоотопного складу сірки галогенних формацій з встановленими значеннями, характерними для морських хемогенних сульфатів відповідного віку, не має розглядатися як однозначна інтерпретація їх морського або неморського походження. У соленосних формаціях історія сульфат-іонів складна, джерела сірки полігенні. Формації зазнають діа- та катагенетичних перетворень, за яких сульфат-іони можуть бути

ОСОБЛИВОСТІ ПОСТСЕДИМЕНТАЦІЙНИХ ЗМІН СОЛЕНОСНИХ ФОРМАЦІЙ

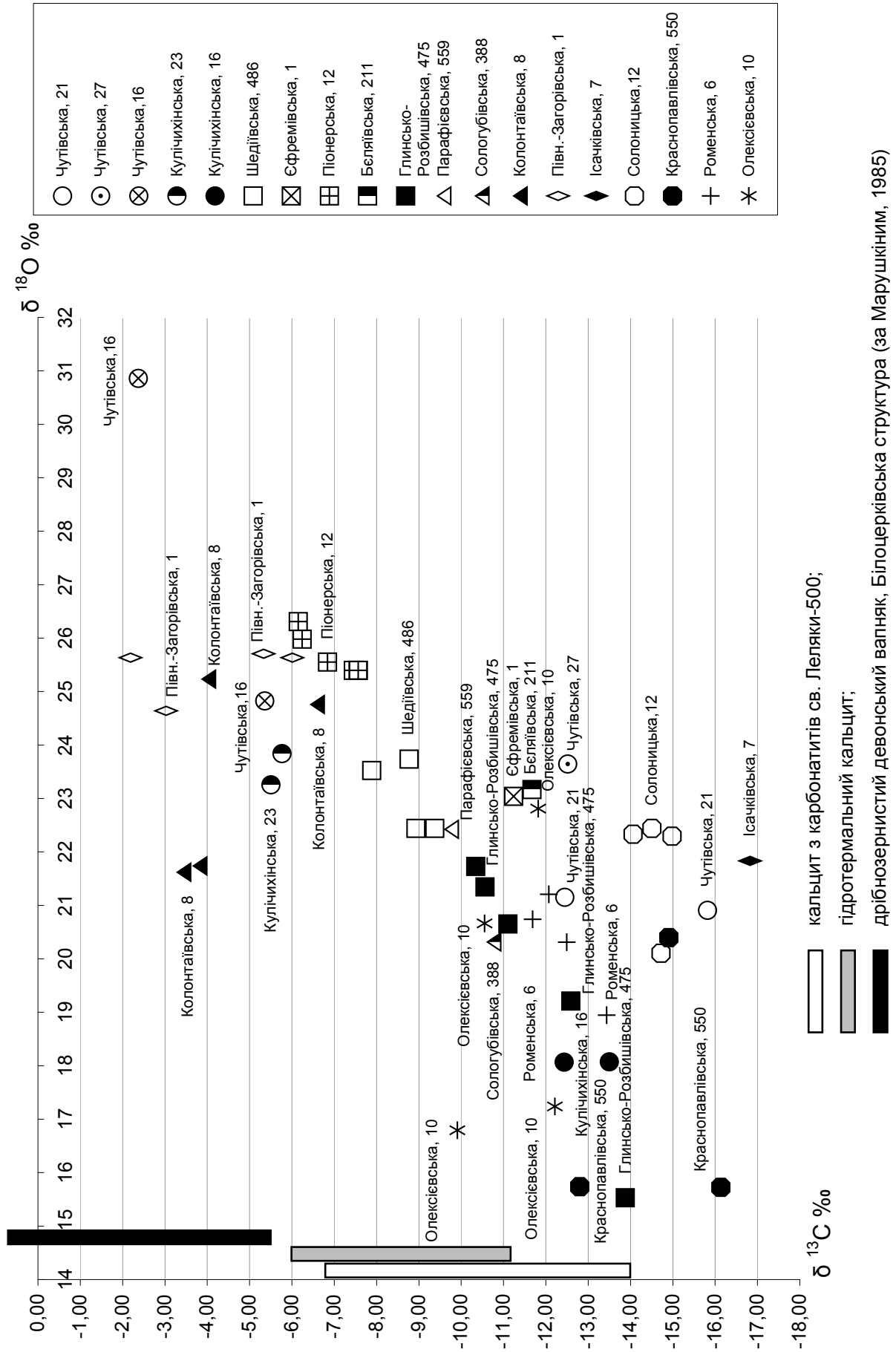


Рисунок. Ізотопний склад вуглецю та кисню карбонатів з нерозчинного залишку кам'яної солі верхньофранської соленосної формації ДДз

перевідкладені підземними водами з морських у неморські утворення; сірка може бути метеорною, магматичною, вулканічною, нафтовою та вугільною, сланцевою, біогенною, піритовою, сульфідною. При ТХСР сірководень утворюється в результаті неорганічного відновлення сульфату при реакції з вуглеводнями за температури понад 140° С. Ці перетворення детально досліджено в пермській формації Khuff Абу Даби. В колекторі Khuff за температур вище за 140° С ангідрит був частково заміщений на кальцит, а вуглеводні частково або повністю заміщені сірководнем. Проте в низці робіт доводиться залежність температури ТХСР від кінетичних умов хімічних реакцій, які можуть відрізнятися у різних басейнах.

Досліджений нами ізотопний склад сірки сульфатів (ангідриту) та піритів верхньодевонської соленосної формації Дніпровсько-Донецької западини на площах поширення літогенетичного типу кам'яної солі метаморфізованої має мінімальні показники фракціонування (табл. 3). Так, наприклад, св. Глинсько-Розбишівська в інт. 5476–5489 м має $\delta^{34}\text{S}$ сірки сульфату —

24,9‰, $\delta^{34}\text{S}$ сірки піриту — 18,4‰. Від середнього значення $\delta^{34}\text{S}$ сірки сульфатів 19,1‰ найменше відрізняється пірит з Чутівської, Біляєвської, Кулічівської, Сологубівської свердловин. Звертає увагу, що у св. 2-Ісачки (інт. 763–771 м) в кам'яній солі галотектокінетичного літогенетичного типу значення $\delta^{34}\text{S}$ сульфату та піриту однакові — 13,6‰.

Результати вивчення ізотопного складу сірки сульфатів (ангідриту, кізериту) та піриту з нижньопермської формації, яка представлена переважно діагенетичним літогенетичним типом, представлено у таблиці 4. Для $\delta^{34}\text{S}$ ангідриту з потужних проверстків у кам'яній солі на різних етапах накопичення формації встановлено такі значення: микитівська світа — 9,2–16,9‰, слав'янська — 7,4–13,2‰, краматорська — 7,1‰. Угору за розрізом простежується поступове полегшення ізотопного складу.

Як видно з наведених даних, $\delta^{34}\text{S}$ ангідриту з нерозчинного залишку кам'яної солі від микитівської до краматорської світи має тенденцію до поступового полегшення: микитівська світа $\delta^{34}\text{S}$ — 9,2–11,3‰; слав'янська $\delta^{34}\text{S}$ —

Таблиця 3. Ізотопний склад сірки верхньодевонської соленосної формації ДДз*

№ п/п	Св., № зразка	Глибина, м	Ізотопний склад сірки відносно метеоритного стандарту, $\delta^{34}\text{S}$ ‰		
			Ангідрит про-шарок	Ангідрит н.з.	Пірит н.з.
1.	Глинсько-Розбишівська, 475	5081–5090			+18,1
2.	Те саме	5476–5489		+24,9	+18,4
3.	Чутівська, 21	2554–2564			+14,1
4.	Чутівська, 27	2789–2805			+23,9
5.	Те саме	2789–2805			+12,8
6.	Красно-Павлівська, 550	725–730	+23,3		+12,4
7.	Те саме	611,7–616,7	+20,5		
8.	Кінашевська, 6	2249,7–2252			+27,2
9.	Півн.-Загорівська, 1	2825–2832			+8,0
10.	Сологубівська, 388	5240–5249			+17,4
11.	Єфремівська, 1	1217,7–1220			+7,1
12.	Беляївська, 934	1671–1681		+28,6	+12,6
13.	Беляївська, 211	292,65–295,8			+16,5
14.	Кулічівська, 23	2933–2945			+2,7
15.	Кулічівська, 16	4346–4360			+15,8
16.	Ісачки 1-І	775–783			+12,4
17.	Ісачки 2	747–754			+13,6
18.	Те саме	763–771	+13,6		
19.	Личківська, 22	4172–4182		+9,1	
	Середня величина ізотопного співвідношення		$\delta^{34}\text{S}_a$	$\delta^{34}\text{S}_{a.n.z.}$	$\delta^{34}\text{S}_p$
			19,1	20,9	14,6

* — аналізи виконано в Інституті геохімії навколишнього природного середовища НАН України Ю.М.Деміховим на мас-спектрометрі MI-1201B (в/о «Електрон», м.Суми, Україна) відносно внутрішнього стандарту піротину

ОСОБЛИВОСТІ ПОСТСЕДИМЕНТАЦІЙНИХ ЗМІН СОЛЕНОСНИХ ФОРМАЦІЙ

Таблиця 4. Результати досліджень ізотопного складу сірки нижньопермської соленосної формації ДДз*

№ п/п	Площа, Св., № зразка	Глибина, м	Вміст Br, ppm	Ізотопний склад складу сірки відносно метеоритного стандарту, $\delta^{34}\text{S}$ ‰			
				Ангідрит прошарок	Ангідрит з н.з. солі	Кизерит н.з. породи	Пірит н.з. солі
Краматорська субформація							
1.	Новоподільська, 2	2250–2258	60–90,0	+7,1	+8,4		
2.		2266–2274	70,0		+9,2		
3.		2274–2282	110,0 70,0		+9,1		
4.		2282–2290	10,0– 20,0		+12,8 +15,3		
5.		2298–2306	150,0		+9,2		
6.		2322–2330	90,0			+8,4	
7.		2322–2330	1250,0			+8,9	
Слав'янська субформація							
8.	Кобзівська, 50	2727–2733	180,0		+11,6		
9.		2733–2740		+13,2			
10.		2765–2770	60,0	+13,1			
11.	Натальїнська, 632	2710–2724		+12,6			
12.		2822–2828			+10,2		
13.		2822–2828	100,0		+8,8		–8,3
14.		2927–2928	60,0	+12,6			
15.	Марьянівська, 50	2790–2797	160,0	+7,4	+8,4		
Микитівська субформація							
16.	Новоподільська, 2	2618–2626	60,0		+11,3		
17.		2626–2631		+9,2			
18.	Кобзівська 52, №43/08	3208–3216	110,0	+16,9			
19.	Ланівська 305, рожевий	3555–3562	30,0	+8,3			
20.	сірий	3555–3562		+6,5			

* — аналізи виконано в Інституті геохімії навколишнього природного середовища НАН України Ю.М.Деміховим на мас-спектрометрі MI-1201B (в/о «Електрон», м.Суми, Україна) відносно внутрішнього стандарту піротину

8,4–11,6‰; краматорська $\delta^{34}\text{S}$ — 7,1–9,2‰; значення $\delta^{34}\text{S}$ кизериту з нерозчинного залишку карналіт-кизеритової породи, що містить бішофіт (краматорська світа), становлять 8,4–8,9‰ і також потрапляють у цей інтервал. Це свідчить про близькість джерела сірки при утворенні як сульфатів кальцію на ранніх етапах осолонення басейну, так і сульфатів магнію на пізніх стадіях. Близькість значень $\delta^{34}\text{S}$ для різних стадій осолонення можна трактувати і як наслідок утворення сульфатів в умовах слабо ізольованого басейну.

Встановлено особливості ізотопного складу $\delta^{34}\text{S}$ для різних літофациальних типів порід формації. Ангідритові породи «глибоководних» літофаций характеризуються значеннями $\delta^{34}\text{S}$ +13,1...13,2‰, тобто максимально наближаються до даних, отриманих іншими авторами [40 та ін.].

Витриманість значень $\delta^{34}\text{S}$ у межах басейну свідчить про успадкований ізотопний склад сірки етапу осадження в морських умовах на усій території ДДз.

Цікаві дані отримано при порівнянні ізотопного складу сірки ангідриту з нерозчинного залишку кам'яної солі та прошарків. Наприклад, у парах зразків слав'янських утворень Кобзівської площі $\delta^{34}\text{S}$ ангідриту нерозчинного залишку та ангідритового прошарку має значення +11,6 та +13,2‰ відповідно, тобто сірка сульфату стадії осадження галіту на 2,1‰ легша від сірки вихідного морського сульфату. Схожу закономірність встановлено й для слав'янських утворень Натальїнської площі, де $\delta^{34}\text{S}$ пластового ангідриту більша за $\delta^{34}\text{S}$ ангідриту нерозчинного залишку на 2,4–3,6‰. Для краматорських та микитівських відкладів формації спостерігається протилежна закономірність:

$\delta^{34}\text{S}$ сірки ангідриту нерозчинного залишку є більшою за відповідний показник сірки ангідридових прошарків на 1,0–2,1‰. Такі співвідношення ізотопного складу сірки ангідриту з прошарків та розсіяного у кам'яній солі розкривають різні умови соленакопичення і вплив на фракціонування ізотопів таких чинників, як бактеріальна сульфат-редукція в умовах відкритого басейну й басейну з обмеженим притоком та/або надходженням у басейн легкої сірки з поверхневими водами, що містили продукти окислення піриту. М. Raab и В. Spiro експериментально показали, що первинні незмінені мінерали, які утворюються на пізніх стадіях осолонення басейну внаслідок евапоритового кристалізаційного фракціонування, набувають понижених на 2‰ значень $\delta^{34}\text{S}$ відносно базального сульфату (гіпсу або ангідриту), а Н. Nielson и W. Ricke — на 6‰. За Н. Strauss понижень значень $\delta^{34}\text{S}$ на 4‰ є характерним для сульфатів з галіту калійно-магнієвих фацій, що відповідають пізнім стадіям осолонення басейнів.

Близькі значення встановлено й для ангідриту нерозчинного залишку кам'яної солі шаруватої текстури з хемогенними прошарками: $\delta^{34}\text{S}$ — +10,2‰. Отримані підвищені значення $\delta^{34}\text{S}$ — +15,3–16,9‰ для ангідриту прошарків нерозчинного залишку кам'яної солі деяких зразків (св. Кобзевская-52; св. Новоподольская-2) ми пов'язуємо з домішкою речовини верхньодевонських соляних штоків, які виходили на нижньопермську поверхню, розчинялися і залучалися до нового циклу соленакопичення.

Аналізом зразка св. Натальїнська-632 з інтервалу глибин 2822–2828 м, що відповідає слав'янському етапу розвитку солеродного басейну, для нерозчинного залишку кам'яної солі з домішками карналіту встановлено ізотопний склад сірки в ангідриті та дисульфіді заліза, який має значення $\delta^{34}\text{S}$ відповідно +8,8 і –8,3‰; $\delta^{34}\text{S}$ прошарків ангідриту, що характеризує склад сірки морського сульфату, для слав'янського басейну дорівнює 12,9‰. Таким чином, ступінь ізотопного полегшення сірки піриту у процесі сульфат-редукції відносно вихідного морського сульфату складає 21,2‰, а відносно ангідриту, який утворився одночасно (?) з піритом в умовах закритої гідрологічної системи лагуни (ропа у якій наближалася до стадії осадження калійно-магнієвих солей) та/або на пізніших стадіях літогенезу — 17,1‰.

Аналіз отриманих значень ізотопного складу сірки вказує на пониження вмісту важкого ізотопу вгору за розрізом формації, а також на циклічний характер коливань ізотопного складу, що відповідає циклічності осадконакопичення різного порядку, з тенденцією до полегшення ізотопного складу сірки вгору за розрізом у кожному циклі. Ці закономірності ми пов'язуємо з посиленням континентального впливу при накопиченні пізніших утворень формації та з періодичним ізолюванням басейнів соленакопичення. Виконані дослідження не дають підстав визначити значні катагенетичні перетворення порід формації.

Термохімічна нестабільність сульфатів, які складають значну частину розрізу солених формацій, призводить до десульфатизації розривів, що змінює співвідношення порід у формації і є особливістю постседиментаційних перетворень солених формацій.

Ще одна особливість літогенезу солених формацій — **галокатагенез**, який призводить до змін у структурі порового простору у вапняках, доломітах, ангідритах, теригенних породах та є основною причиною погіршення їх колекторських властивостей. Прояви галокатагенезу встановлено у багатьох осадових басейнах, що містять потужні солених формації. Варто зазначити, що на даний час дуже мало робіт присвячено цій проблемі, зокрема особливостям та механізмам утворення галітового цементу та/або іншим процесам галокатагенезу. Прояви галокатагенезу описані в теригенних породах тріасової формації Бунтер [41, 44], міжсольових девонських утвореннях Прип'ятського прогину [19], басейну Шабва (Eastern Shabva Basin) континентального Йємену. Дослідження процесів утворення галітового цементу в солених формаціях морського типу та доломітизації під дією розсолів описані в Ніагарських рифових утвореннях Північно-Мічиганського басейну [36], у базальних карбонатно-евапоритових породах цехштейну Північно Східної Німеччини, середньодевонській формації Давсон Бей (Dawson Bay) Саскачеванського басейну [37].

Особливостями літогенезу солених формацій є їх значна залежність (наприклад, на відміну від теригенних та/або карбонатних) від процесів і факторів, пов'язаних зі змінами клімату, хімізмом порового флюїду. Значна частина порід солених формацій при зниженні концентрації мінералоутворюючих розсолів або виведенні у зону гіпергенезу має розчиняється.

Речовина формації зберігає високий ступінь реакційної здатності як під час осадконакопичення через зворотні реакції з материнськими розчинами, склад яких у результаті метаморфізації змінюється, так і на наступних етапах літогенезу через діа- та катагенетичні зміни у хімічному складі порового флюїду та утворення нових мінеральних фаз. Ці особливості літогенезу призводять до широкого розвитку на площах поширення солених формацій таких явищ, як розсолний рудогенез (так називалось у радянській літературі та було розглянуто й описано одним із перших Д.П. Хрущовим) та галокатагенез (за А.О. Махначем). Основним наслідком цього є гіпогенні внутрішньоформаційні перетворення, розчинення, перевідкладення, які призводять до повного розчинення окремих порід формації або до утворення метаевопоритів, таких як натрієві скаполіти або турмалін дравід-ювітового складу. Присутність солених формацій в давніх метаморфічних комплексах збагачує їх локальні об'єми певними елементами у незвичайних пропорціях.

Галотектокінез — особлива стадія постседиментаційних перетворень солених формацій, яка реалізується в диференційованому полі напруг, створеним тектонічними та гравітаційними силами, шляхом перекристалізації, пластичних та крихких деформацій, переміщення соляних мас, плікативних та диз'юнктивних порушень. «Впливання» потужних пластів солених формацій може початися під неуцілюваними шельфовими карбонатними відкладами після занурення на глибину принаймні 650 м (як правило, 1500 м), під уламковими силікатними відкладами, до того як їх занурення та ущільнення призведе до утворення відкладів, густина яких би сягала густини кам'яної солі тільки після занурення на глибину, принаймні, 1600 м (та більше, зазвичай до 3000 м) середня густина усіх перекриваючих уламкових силікатних порід перевищує густину кам'яної солі і створюються умови для досягнення діабіром поверхні лише внаслідок галокінезу (густинної інверсії). Структурно-текстурні та мікроструктурні особливості кам'яної солі цієї стадії літогенезу солених формацій описані нами у низці публікацій [25, 26 та ін].

ВИСНОВКИ

Літогенетичні перетворення солених формацій обумовлюються численними факторами, зокрема фаціально-речовинними особливос-

тями конкретної солених формації, глибинами та темпами занурення осадів, величинами палеотемпературних градієнтів, інтенсивністю стресових навантажень під час перебудови тектонічної структури басейнів породоутворення, впливом флюїдів, магматизму та ін. Залежно від основних факторів літогенезу, масштабів та часу прояву, враховуючи сучасні уявлення про постседиментаційні зміни осадкових формацій, в літогенезі солених формацій пропонується розрізнити регіональний фоновий літогенез занурення з стадіями діа-, ката-, мета-, галотектокінезу; регіональний накладений літогенез активізації (динамо та/або термальній) з стадіями регресивного літогенезу та гіпергенезу; локальний накладений літогенез (гідротермальний, гідротермально-метасоматичний, контактово-метаморфічний (магматичний)).

Кам'яна сіль як головна порода солених формацій несе найбільше даних щодо їх генезису. Виходячи з цього, критеріями розрізнення стадіальних перетворень речовини формації є характерні особливості кам'яної солі (встановлюються на різних рівнях її будови: породному, мінеральному та мікроструктурному (особливостях мікроструктури окремих зерен (кристалів) галіту)), парагенетичні асоціації мінералів нерозчинного залишку, типоморфні особливості аутигенних мінералів нерозчинного залишку кам'яної солі; основні її літогенетичні типи.

Спільна дія двох факторів — високої швидкості осадконакопичення та швидкості занурення дна басейну — призводить до утворення потужних відкладів та скорочення часу діабірогенезу речовини, а відтак, «незріла» речовина опиняється у зоні катагенезу.

Важливою особливістю літогенезу солених формацій є багаторазове залучення частини речовини у нові седиментаційні цикли (реалізується завдяки синергетичному ефекту геодинамічного (успадкованість місця розташування басейну седиментації) та хімічного факторів літогенезу й надзвичайно високого ступеня розчинності окремих типів порід формації). Іншою особливістю літогенезу солених формацій є полігенність седиментофонду та речовини, залученої у постседиментаційний літогенез.

Важливими процесами, що характерні для літогенезу солених формацій, є дегідратація, десульфатизація та сульфатредукція. Дегідратація гіпсу за умов відкритої системи призводить до зменшення потужності відкладів,

розчинення легкорозчинних солей, реакцій заміщення. Речовина формації зберігає високий ступінь реакційної здатності як під час осадоконакопичення через зворотні реакції з материнськими розчинами, склад яких у результаті метаморфізації змінюється, так і на наступних етапах літогенезу через діа- та катагенетичні зміни у хімічному складі порового флюїду та утворення нових мінеральних фаз. На наступних стадіях літогенезу провідну роль відіграє термохімічна нестабільність речовини формації, зокрема сульфатів, які складають значну частину розрізу соленосних формацій, що призводить до десульфатизації розрізів та змінює співвідношення порід у формації і є особливістю постседиментаційних перетворень соленосних формацій. Галокатагенез та галотектокінез — надформаційні прояви впливу соленосних формацій.

1. Беленицкая Г.А. Соленосные осадочные бассейны. — СПб., 2000. — Вып. 4. — 72 с. — (Сер. Осадочные бассейны России).
2. Борисенков В.И., Кудрявцев Ю.Е., Самойлов В.А. Генетическая типизация сульфатных калийно-магневых пород как основа для литолого-фациального расчленения сложных по составу соляных тел (на примере Стебникского месторождения) // Физико-химические закономерности осадконакопления в солеродных бассейнах. — М.: Наука, 1986. — С. 141–152.
3. Галамай А. Фізико-хімічні умови формування Баденських солей Українського Передкарпаття // Геологія та геохімія горючих корисних копалин — 2010. — №2 (151). — С.64–76.
4. Галогенные формации Украины: Закарпатский прогиб / Китык В.И., Бокун А.Н., Панов Г.М. и др. — Киев: Наук. думка, 1983. — 168 с.
5. Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. — М.: Мир, 1972. — 395 с.
6. Гемп С.Д., Джиноридзе Н.М., Раевский В.И. // Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. — М.: Наука, 1985. — С. 48–59.
7. Гринив С.П. Литостратиграфическая корреляция пластов калийных солей Калуш-Голынского месторождения // Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. — М.: Наука, 1985. — С. 247–251.
8. Джиноридзе Н.М., Гемп С.Д., Горбов А.Ф., Раевский В.И. Закономерности размещения и критерии поисков калийных солей СССР. — Тбилиси: КИМС, 1980. — 374 с.
9. Джиноридзе Н.М., Коринь С.С. Минеральный состав и физические свойства соляных пород Предкарпатья — индикаторы тектонических движений // Докл. АН СССР — 1986. — № 6. — С. 1468–1471.
10. Долішній Б.В. Гідротермальна мінералізація солянокупольних структур південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини // Геологія і геохімія горючих копалин. — 2000. — № 4. — С. 56–61.
11. Иванов А.О., Воронова М.Л. Галогенные формации (минеральный состав, типы и условия образования, методы поисков и разведки месторождений минеральных солей). — М., 1972. — 328 с.
12. Китык В.И. Соляная тектоника Днепроовско-Донецкой впадины. — Киев: Наук. думка, 1970. — 203 с.
13. Ковалевич В.М. Физико-химические условия формирования солей Стебникского калийного месторождения. — Киев: Наук. думка, 1978. — 100 с.
14. Ковалевич В.М., Сидор Д.В. Микровключенные углеводороды в каменной соли Соликамской впадины и их генетическая информативность // Геология и геохимия горючих ископаемых. №78. — С. 89–95
15. Корневский С.М., Бобров В.П., Супрунюк К.С., Хрущов Д.П. Галогенные формации северо-западного Донбасса и Днепроовско-Донецкой впадины и их калиеносность. — М.: Недра, 1968. — 240 с.
16. Кудряшов А.И., Ходьков А.Е. Флюидодинамика // Горная энциклопедия. — М.: Сов. энцикл., 1991. — Т. 5. — С. 323–324.
17. Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. — Л.: Недра, 1987. — 236 с.
18. Лукин А.Е. Литогенетические факторы нефтегазоаккумуляции в авлакогенных бассейнах. — Киев: Наук. думка, 1997. — 224 с.
19. Махнач А.А. Постседиментационные изменения межсолевых девонских отложений Припятского прогиба. — Минск: Наука и техника, 1980. — 200 с.
20. Махнач А.А. Стадиальный анализ литогенеза. — Минск: Изд-во БГУ, 2000. — 255 с.
21. Петриченко О.И. Эпигенез эвапоритов. — Киев: Наук. думка, 1989. — 64 с.
22. Петриченко О.И. О химическом составе рапы юрского Преддобруджского солеродного бассейна // Эвапориты Украины: Сб. науч. тр. — Киев: Наук. думка, 1985. — С. 61–64.
23. Петриченко О.И. Атлас микровключений в минералах галогенных пород. — Киев: Наук. думка, 1977. — 182 с.
24. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т.1–3. — 211 с.
25. Шехунова С.Б. Галотектокінез в кам'яній солі франської соленосної формації Дніпровсько-Донецької западини (за літологічними даними) // Тектоніка і стратиграфія. — Вип. 34. — 2005. — С. 67–77.
26. Шехунова С.Б. Основні літогенетичні типи кам'яної солі соленосних формацій Дніпровсько-Донецької западини // Геол. журн. — 2009. — №1. — С. 88–102.
27. Шехунова С.Б. Процеси літогенезу соленосних формацій // Геол. журн. — 2009. — №2. — С. 97–111
28. Шумлянський В.О., Деревська К.І., Дудар Т.В. та ін. Літогенез і гіпогенне рудоутворення в осадових товщах України / Наукові праці Інституту фундаментальних досліджень. — К.: Знання України, 2003. — 272 с.
29. Шутов В.Д. Минеральные парагенезисы граувакковых комплексов. — М.: Наука, 1975. — 112 с. — (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 278).
30. Япаскурт О.В. Процессы постседиментационного преобразования отложений осадочных бассейнов // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. — М.: Науч. мир, 2004. — С. 213–271.
31. Borchert H., Muir R.O. Salt deposits. — London; Toronto, 1964. — 338 p.
32. Bukowski K., Czapowski G., Karoli S., Babel M. Sedimentology and geochemistry of the Middle Miocene (Badenian) salt-bearing succession from East Slovakian

- Basin (Zbudza Formation) // *Evaporites through space and time*. — London, Geolog. Soc. Spec. Publ. — № 285. — P. 247–264.
33. *Cendon D.I., Ayora C., Pueyo J.J., et al.* The chemical and hydrological evolution of the Mulhouse potash basin (France): Are “marine” ancient evaporites always representative of synchronous seawater chemistry? // *Chemical Geology*. — 2008. — Vol. 252 — P. 109–124.
34. *Edgell H.S.* Salt tectonism in the Persian Gulf // *Alsop G.I., Blundell D.J., and Davidson I. (eds.), Salt Tectonics*. — London, Geolog. Soc. Spec. Publ., — 1996. — № 100. — P. 129–151.
35. *Evaporites through Space and Time* Schreiber, B. C., Lugli, S. & Babel, M. (eds). Geol. Soc. Spec. Publ., — London, — 2007. — №285. — 470 p.
36. *Gill D.* Niagaran reefs of Northern Michigan. 1. Exploration portrait // *J. Petrol. Geol.*, — 1994. — Vol. 17. — P. 99–110.
37. *Holliday D.W.* The petrology of secondary gypsum rocks; a review // *J. Sedimentary Petrology*. — 1970. Vol. 40. — P. 734–744.
38. *Jowett E.C., Cathles I.L.M., Devis B.W.* Predicting depth of gypsum dehydration in evaporitic sedimentary basins // *Amer. Assoc. Petrol. Geologist Bull.* — 1993. — № 77. — P. 402–413.
39. *Kendall A.C.* Compaction in halite-cemented carbonates the Dawson Bay formation (Middle Devonian) of Saskatchewan. Canada // *Sedimentology*. — 2000. Vol. 47. — P. 151.
40. *Kovalevych V.M., Peryt T.M., Carmona V., et al.* Evolution of Permian seawater: evidence from fluid inclusions in halite // *Stuttgard*. — N. Jb. Miner. Abh. Vol. 178. — P. 027–062.
41. *Laier T. and Nielsen B.L.* Cementing halite in Triassic Bunter Sandstone (Tonder, southwest Denmark) as a result of hyperfiltration of brines // *Chemical Geology*. — 1989. — Vol. 76. — 353–363.
42. *Lewis S., Holness M.* Equilibrium halite-H₂O dihedral angles: High rock-salt permeability in the shallow crust? // *Geology*. — 1996. — Vol. 24. — May. № 5. — P. 431–434.
43. *Petrychenko O., Peryt T.M.* Geochemical conditions of Deposition in the Upper Devonian Prypiac’ and Dnipro-Donets Evaporite Basins (Belarus and Ukraine) // *J. Geology*. — 2004. —Vol. 112. — P. 577–592.
44. *Putnis A. and Mauthe G.* The effect of pore size on cementation in porous rocks. *Geofluids*. — 2001. — Vol. 1. — P. 37–41.
45. *Senseny P.E., Hansen F.D., Russell J.E. et al.* Mechanical behaviour of rock salt: phenomenology and micromechanisms // *Int. J. Rock Mech. Min. Sci & Geomech. Abstr.* — 1992. — Vol. 29 (4). — P. 363–378.
46. *Warren J.K.* *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. — Springer, 2006. — 1035 p.
47. *Warren J.K., Havholm K.G., Rosen M.R., and Parsley M.J.* Evolution of gypsum karst in the Kirschberg Evaporite member near Fredericksburg, Texas // *J. Sedimentary Petrology*. — 1990. — Vol. 60. — P. 721–734.
48. *Worden R.H., and Smalley P.C.* H₂S-Producing reactions in deep carbonate gas reservoirs — Khuff Formation, Abu Dhabi // *Chemical Geology*. — 1996. — Vol. 133. — P. 157–171.
49. *Worden R.H., Smalley P.C., Oxtoby N.H.* Gas souring by thermochemical sulfate reduction at 140° C // *AAPG Bulletin - American Association of Petroleum Geologists*. — 1995. — Vol. 79. — P. 854–863.

Інститут геологічних наук НАН України, Київ

Рецензент — чл.-кор. НАН України О.Ю. Митропольський