

Міністерство освіти та науки України
Львівський національний університет імені Івана Франка

В. О. Хмелевський

ОСОБЛИВОСТІ СТАДІАЛЬНОГО АНАЛІЗУ ЛІТОГЕНЕЗУ

Навчальний посібник

Львів
ЛНУ імені Івана Франка
2015

УДК 552.5
ББК Д344-011+Д312.21
Х 65

Рецензенти:

д-р геол.-мін. наук, проф. *В. В. Шевчук*
(Київський національний університет імені Тараса Шевченка);

д-р геол. наук, проф. *М. М. Павлунь*
(Львівський національний університет імені Івана Франка);

д-р геол. наук, проф. *Ф. В. Зузук*
(Східноєвропейський національний університет імені Лесі Українки,
м. Луцьк);

д-р геол. наук *К. Г. Григорчук*
(Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, м. Львів)

*Рекомендовано до друку Вченою Радою
Львівського національного університету імені Івана Франка.
Протокол № 36/12 від 24 грудня 2014 року.*

Хмелевський В. О.

Х 65 Особливості стадіального аналізу літогенезу : навч. посіб-
ник / В. О. Хмелевський. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка,
2015. – 140 с.

ISBN 978-617-10-0265-4.

Розглянуто один із методів дослідження осадових гірських порід. Мета стадіального аналізу літогенезу – розпізнання, виявлення, пояснення, розшифрування та відновлення послідовності появи структурно-текстурних, мінералогічних, хімічних, фізико-механічних та інших ознак осадового матеріалу, які виникли в ході постседиментаційних (діа-, ката-, метагенезу) процесів. У комплексі з іншими методами (палеогеографічними, палеотектонічними та ін.) можливості стадіального аналізу невичерпні для вирішення питань розшуку та розвідки корисних копалин.

Для викладачів, науковців, аспірантів, студентів, а також геологів-практиків широкого профілю.

УДК 552.5
ББК Д344-011+Д312.21

ISBN 978-617-10-0265-4

© Хмелевський В. О., 2015
© Львівський національний університет
імені Івана Франка, 2015

Зміст

| | |
|---|-----------|
| Передмова | 5 |
| 1. Суть стадіального аналізу та його місце серед методів літологічних досліджень | 7 |
| 1.1. Визначення суті стадіального аналізу, його завдання та значення | 7 |
| 1.2. Методичні засоби стадіальних досліджень | 10 |
| 1.2.1. Стадіальне дослідження відокремленого зрізця гірської породи та шліфа..... | 11 |
| 1.2.2. Визначення зональності стадіальних перетворень у розрізах осадових товщ..... | 18 |
| Контрольні питання..... | 21 |
| 2. Уявлення про стадії та процеси осадового породоутворення | 22 |
| 3. Стадіальні спостереження структур, текстур і морфології конкреційних включень у породах | 43 |
| 3.1. Вторинні структури..... | 43 |
| 3.1.1. Корозійні структури | 44 |
| 3.1.2. Структури механічного ущільнення | 44 |
| 3.1.3. Структури сполучення механічного ущільнення з розчиненням твердих мінеральних частинок | 45 |
| 3.1.4. Структури регенерації | 45 |
| 3.1.5. Структури обростання мінеральних частинок... .. | 46 |
| 3.1.6. Бластичні структури | 48 |
| 3.2. Вторинні текстури..... | 51 |
| 3.2.1. Стилоліти, сутурні шви | 53 |
| 3.2.2. Текстури кліважу | 54 |

| | |
|--|------------|
| 3.2.3. Кристалізаційна сланцюватість | 57 |
| 3.3. Морфологія конкреційних включень | 58 |
| Контрольні питання..... | 61 |
| 4. Стадіальні перетворення головних мінералів осадових порід | 63 |
| 4.1. Кварц | 65 |
| 4.2. Глинисті мінерали..... | 71 |
| 4.3. Польові шпати..... | 94 |
| 4.4. Цеоліти..... | 96 |
| 4.5. Карбонати | 103 |
| Контрольні питання..... | 110 |
| 5. Механізм постседиментаційних процесів літогенезу, принципи їхньої реконструкції та типізації | 111 |
| Список літератури | 133 |
| Предметний покажчик..... | 138 |
| Про автора | 139 |

Передмова

Останніми десятиріччями ХХ і на початку ХХІ ст. світова геологічна наука пішла далеко вперед у вивченні седиментаційних процесів. З'явилося багато наукових праць з різних аспектів літології, зокрема, таких зовсім нових проблем: типи сучасної та давньої морської й океанічної седиментації, палеоокеанічні процеси, еволюція типів літогенезу в історії Землі, седиментаційна циклічність, фації і формації, фаціальний аналіз, стадіальний аналіз та ін.

Літологія широко вкорінюється в різних галузях геологічних досліджень і не випадково поява нових наукових і прикладних напрямів викликає неабиякий інтерес серед літологів і практиків-геологів. Одним з цих напрямів є стадіальний аналіз, важливий з наукового та прикладного поглядів.

М. Страхов (1940, 1960) уважав, що ядром літології є два види аналізу: фаціальний і стадіальний. Перший відповідає на питання, як формується осад у басейні седиментації, другий – як перетворюється цей осад у надрах Землі аж до потрапляння в зону дуже глибокого змінення (метаморфізму) або в зону руйнування (гіпергенезу). Цим вирізняється місце стадіального аналізу літогенезу в літології.

Предмет стадіального аналізу літогенезу – розпізнавання, пояснення та відновлення послідовності появи структурно-текстурних, мінералогічних, хімічних, фізико-хімічних та інших ознак осадового матеріалу, які виникають у ході літогенетичних (постседиментаційних) процесів – діагенезу, катагенезу, метагенезу. Кожен із зазначених етапів залишив прямі або непрямі сліди в речовинному складі та структурно-текстурних особливостях осадової породи. Такі сліди потрібно вміти розшифровувати та пояснювати. Нашому спостереженню доступні лише кінцеві та,

можливо, проміжні продукти полістадійного літогенезу, проте вони зберігають багату інформацію, яку можна виявити тільки за допомогою стадіального аналізу.

Тобто уявлення про приховані давниною умови седиментації отримуємо через пізнання ознак послідовності зародження, розвитку, змін або зникнення конкретних мінеральних і текстурно-структурних парагенетичних асоціацій. Послідовність їхнього виникнення і руйнування можна відновити оптичними спостереженнями за допомогою поляризаційного мікроскопа та рентгенографії і растрової електронної мікроскопії.

Сам по собі стадіальний аналіз не дає змоги пояснити абсолютно всі процеси літогенезу, оскільки вони багатофакторні та дуже різноманітні. Однак у комплексі з іншими побудовами (палеогеографічними, палеотектонічними) отримуємо цінний метод, який допомагає розшифрувати специфіку породоутворення в кожному конкретному випадку. У такому застосуванні можливості стадіального аналізу невичерпні.

Уперше спеціальний курс “Стадіальний аналіз літогенезу” уведено в навчальний процес у Московському університеті 1985 р., тоді ж О. Япаскерт видав навчальний посібник з такою ж назвою. У 1999 р. А. Махнач написав навчальний посібник “Стадіальний аналіз літогенезу” для студентів Білоруського університету як доповнення до навчальної літератури для курсу “Літологія”.

У навчальних посібниках з курсу “Літологія” (“Літологія. Седиментогенез”, 2011; “Літологія. Літогенез. Осадкові породи”, 2015, автори В. Хмелевський, О. Хмелевська), виданих у Львівському національному університеті імені Івана Франка, наведено матеріали про суть, визначення, ознаки стадіального аналізу в ході вивчення таких тем, як постседиментаційні перетворення осадових гірських порід на стадіях діа-, ката-, метагенезу, а також у характеристиці окремих типів порід (карбонатних, глинистих, кременевих та ін.).

Запропонований навчальний посібник “Особливості стадіального аналізу літогенезу” покликаний привернути увагу викладачів, науковців, аспірантів, студентів до вивчення сучасного, складного, проте інформативного методу дослідження осадових гірських порід, який дає змогу розшифровувати генезис осадової породи, вирішувати питання розшуку та розвідки корисних копалин.

1. СУТЬ СТАДІАЛЬНОГО АНАЛІЗУ ТА ЙОГО МІСЦЕ СЕРЕД МЕТОДІВ ЛІТОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

1.1. Визначення суті стадіального аналізу, його завдання та значення

Стадіальний аналіз – це одна з невід’ємних складових сучасного літологічного дослідження. Таке дослідження незалежно від того, у яких напрямках його проводять, історичне за суттю, а ідея історичного вчення про осадові гірські породи є однією з основних у класичній праці Л. Пустовалова. Ще в 40-ві роки ХХ ст. учений чітко сформулював принципи стадіально-петрографічних спостережень, які згодом розвинули його учні. *Ці принципи ґрунтуються на тому, що будь-яка осадова порода, яку нині спостерігають, не є законсервованою у своїй первісності, тому що її речовина постійно зазнає змін у прагненні до врівноваження навколишнього середовища зі змінами фізико-хімічних та термобаричних умов упродовж усієї геологічної історії існування породи.* Сліди таких змін у породі треба вміти бачити, визначати час їхнього виникнення та реконструювати за ними недоступні для нашого безпосереднього спостереження події геологічного минулого. Це і є метою *стадіального аналізу*. Завдяки цьому вирішують багато геологічних завдань, у тому числі прикладного характеру.

Л. Пустовалов (1940) писав про те, що осадова порода формується в безперервному русі та зміні, вона є продуктом чутливого пристосування до того різноманітного середовища, через яке пройшли її окремі складові частини і вона вся загалом. Кожний етап, кожний окремий момент в історії осадової породи так чи інакше позначається на ній. Вона набуває та утримує в собі риси й особливості, за якими геологи та петрографи відтворюють минуле Землі. Геолог це робить на підставі макроскопічного та польового вивчення порід; петрограф, озброєний мікроскопом та іншими допоміжними знаряддями точного спостереження, повинен уміти враховувати найрізноманітніші особливості давніх осадів зі значно більшою повнотою, ніж це може зробити геолог.

Літолог повинен уміти не тільки бачити минуле, а й відчувати його за тими геологічними документами, якими є осадові гірські породи.

Загальний принцип стадіального аналізу сформульований у методичному посібнику з вивчення осадових порід А. Косовської, В. Шутового (1976) та І. Хворової (1975), де зазначено, що його *завданням* є визначення парагенетичних мінеральних асоціацій, а також виявлення текстурних і структурних змін, які б характеризували різні стадії (або етапи) історії виникнення й існування породи. Ці завдання вирішують макро- і мікроскопічними спостереженнями. На других зроблено головний акцент. Шліфи – це документи, у яких зафіксовані найважливіші етапи утворення порід. Завдання літолога – уміти розшифрувати ці документи.

Такий метод почали широко застосовувати літологи. Академік М. Страхов поставив його на друге за значенням місце в числі головних завдань вивчення осадових порід: перше завдання – опис, друге – стадіальний аналіз, третє – фаціальний аналіз, четверте – економічне. М. Страхов (1960) сформулював *суть* стадіального аналізу так: “Цей аналіз полягає у розпізнаванні в породі ознак, які виникли в епігенезі (або в ранньому метаморфізмі), діагенезі та седиментогенезі. Ці ознаки можуть полягати як в особливостях речовинного

складу породи, які виникли на різних стадіях породоутворення, так і в її структурно-текстурних рисах. Ціль стадіального аналізу – відновлення (зніманням вторинних нашарувань) первісних ознак осаду, з якого розвинулася порода”. Це визначення є актуальним. Пояснимо лише зміст “первинності” та “вторинності” ознак стосовно осадових відкладів.

Перш за все розглянемо визначення *осадової гірської породи*, яке, на нашу думку, лаконічно і точно сформулював Л. Пустовалов (1940) і, по суті, прийняв В. Фролов (1992): “...Ми вважатимемо осадовими породами геологічні утворення, які є скупченнями мінеральних або органічних, або ж і тих, і інших продуктів, які виникли на поверхні літосфери та існують у термодинамічних умовах, характерних для поверхневої частини земної кори”. Вони складаються з таких компонентів: алотигенних, аутигенних, біогенних, вулканогенних та досить рідкісних космогенних.

Усі зміни, що відбулися в складі названих вище компонентів осаду на стадії літогенезу, як і перекручення його первісної структури та текстури (нижче названі літогенетичними перетвореннями), належать до категорії вторинних ознак в осадовій породі. Їх необхідно відрізнити від первісних, або власне генетичних, її ознак – седиментогенних структур, текстур та складу вихідної речовини в осаді. Застосовувати це на практиці дуже важливо, тому що первісні ознаки є головними індикаторами умов седиментації. Наведемо тільки один приклад. Аргіліт гідрослюдистого складу, який не розмокає у воді, може відповідати глинистому осадку схожого з ним речовинного складу або первісно монтморилонітовій глині; глина, відповідно, могла утворюватися або внаслідок діагенетичних змін попільної вулканокластики, або іншими способами. Кінцевий продукт (аргіліт), який виник після завершення діагенетичних, початкових і кінцевих катагенетичних перетворень, у всіх цих випадках може бути однаковим. А якщо точніше, то він майже однаковий. Це “майже” полягає в більш-менш збережених реліктах первісної будови осаду. Їх і треба вміти виявити. Будь-яка неточність під час

їхньої діагностики може призвести до серйозних помилок у палеогеографічних побудовах, і, як наслідок, до неточності в оцінці умов формування корисних копалин, пов'язаних з осадовим процесом.

Водночас упевнено відрізнити первісні ознаки від вторинних не так просто. Наприклад, у багатьох пісковиках складчастих областей на стадіях глибокого катагенезу або метагенезу виникають масові перекинуття форм та розмірів кластогенних компонентів: одні мінерали частково розчиняються під тиском сусідніх частинок, а інші покриваються регенераційними наростами аналогічних їм аутигенних мінералів. Унаслідок змін, що відбулися в пісковіку, первинна обкатаність багатьох частинок залишається ледь помітною тільки в реліктах на окремих ділянках поверхні мінеральних зерен.

Геолог, який не має навиків стадіальних досліджень, під час петрографічного опису не помічає цих реліктів і робить поспішний висновок про необкатаність та недосконале сортування уламкового матеріалу в цьому літотипі. Не треба далі пояснювати, до яких палеогеографічних помилок може призвести такий висновок. Такого роду суперечки можуть виникнути і в разі трактування генезису доломіту, гіпсу й інших мінералів у карбонатних відкладах. Не завжди зрозуміло, чи були вони первісними, і в такому випадку басейн седиментації мав підвищену солоність, або вони є тільки накладеними новоутвореннями? Вирішити це та уникнути помилок може лише дослідник, який володіє системою певних практичних навиків.

1.2. Методичні засоби стадіальних досліджень

Від часу класичних праць Л. Пустовалова (1940), Л. Рухіна (1969), М. Страхова (1960) стадіальний аналіз постійно вдосконалювали вітчизняні та зарубіжні літологи, знаходя-

чи, окрім оптичних методів, засоби прецизійних досліджень, перш за все за допомогою рентгенографії та растрової електронної мікроскопії. Так намітилася одна з тенденцій до деталізації та поглиблення знань про зміни мінеральних компонентів. Водночас розвивалася й інша тенденція: синтезувати всі одержані дані на макрорівні породних асоціацій, якими є фації та формації.

Отже, стадіальний аналіз відбувається послідовно на різних рівнях опрацювання фактичного матеріалу: починаючи з вивчення одиничного взірця гірської породи та шліфа з нього, яке, якщо можливо, необхідно деталізувати прецизійними спостереженнями, і закінчуючи вивченням великої кількості препаратів з геологічних розрізів та синтезом одержаних даних на формаційно-палеогеографічних профілях або картах. Розглянемо конкретніше принципи роботи для кожного з таких рівнів.

1.2.1. Стадіальне дослідження відокремленого взірця гірської породи та шліфа

Таке дослідження у деяких випадках може надати багату інформацію про всю передісторію формування конкретних відкладів. Таку змогу ми маємо завдяки принциповій відмінності порід осадового генезису, екзогенних за природою, від порід магматичних та глибоко метаморфізованих. Глибоко метаморфізовані породи мають порівняно рівновагові співвідношення їхніх мінеральних фаз. В осадовій породі процеси постседиментаційного перетворення на будь-якій до-метаморфічній стадії, зазвичай, не доходять до остаточного завершення. Корозія, рекристалізація кластогенних компонентів та формування аутигенних новоутворень відбуваються повільно, не встигаючи за темпами зміни термобаричних або гідрохімічних умов у басейні породоутворення. Уна-

слідок цього ніколи не досягається рівновага мінеральних фаз. А це означає, що у тій самій осадовій породі співіснують мінеральні асоціації, які породжені на різних стадіях седименто- та літогенезу – накладення одних аутигенних утворень на інші. Нерідко трапляються разом як стійкі до вторинних змін седиментаційні компоненти, так і майже повністю зруйновані, трансформовані в інші мінеральні види або збережені тільки в реліктах.

Наявність у єдиній породі не остаточно зрівноважених між собою новоутворень є сприятливою для виконання стадіальних реконструкцій. Вона надає великі можливості для науково обґрунтованого міркування про поетапні зміни фізико-хімічних та термодинамічних умов упродовж усього часу існування осадової породи. Для цього спочатку треба з'ясувати ретроспективну послідовність руйнування одних мінеральних компонентів, кристалізації інших, а також змін, які відбулися з органомінеральними компонентами та структурно-текстурними особливостями взірця породи, який вивчають.

У цьому більшу інформацію дає петрографічне вивчення шліфа, ніж візуальні спостереження, хоч без таких спостережень не обійтися. Макро- і мікроскопічні дослідження завжди повинні бути взаємно доповнювальними, висвітлювати різні рівні організації речовини. До них можна додати і електронно-мікроскопічні дослідження, які з огляду на їхню специфічність розглянуто нижче.

Розпочнемо зі стадіальних візуальних спостережень. Наш зір дає змогу спостерігати перекошування крупно- та середньомасштабних седиментогенних текстур (наприклад, біотурбування, стилілітизацію, кільця Лізеганга та ін.), макроструктур (ділянки перекристалізації), а також наявність вторинної тріщинуватості, брекчування або прожилкування. Важливим є опис співвідношення прожилків з текстурними площинами і між собою, а також внутрішньої структури прожилків. До цього аспекту досліджень підвищений інтерес виник недавно, тому що речовина прожилків

відображає те гідрохімічне середовище, яке було на стадіях глибинного катагенезу або метагенезу. Мінеральний склад прожилків уточнюють мікроскопічними та аналітичними дослідженнями, однак макроскопічні спостереження дають змогу оцінити відносний час виникнення прожилків різної генерації (пізніші перетинають попередні). Крім того, дуже важливими є спостереження над зальбандами: чи є там вторинні зміни у вмісній породі. Якщо таких немає, то це означає, що відсутність біляжильних метасоматитів зумовлена однаковою температурою вмісних порід та газоводних термальних розчинів і хімічною рівновагою між ними внаслідок насичення розчинів компонентами бокових порід. Отже, у цьому випадку розчини не були ювенільними, а виникли внаслідок катагенетичних або метагенетичних перетворень речовини самих осадових порід.

Макроскопічні спостереження також можуть дати оцінку інформацію щодо часу формування конкреційних включень. У цьому розумінні дуже цінні спостереження над характером співвідношень між конкреційними тілами та площинами нашарування. Усю цю інформацію конкретизують та збагачують у ході оптичних досліджень шліфів за допомогою поляризаційного мікроскопа.

Принципи визначення послідовності розвитку постседиментаційних перетворень можна наочно проілюструвати простим прикладом. Якщо в піщаній породі основний каркас складений уламковими частинками, які нагромаджені в процесі седиментогенезу (1), а міжзернові проміжки заповнені вторинними (аутигенними) мінеральними агрегатами (2–4), ближчі до уламків мінерали сформовані раніше від тих, що містяться у більш віддалених ділянках міжзернового простору, отже, мінерал 2 виник раніше, ніж мінерал 3, а той, відповідно, більш ранній, ніж мінерал 4. З огляду на цю послідовність заповнення цементом порових комірок, які щораз більше скорочувалися, потрібно враховувати також характер контактів між аутигенними новоутвореннями. Наприклад, якщо межі між мінеральними агрегатами 2–3 або

3–4 поступові в нашому прикладі, то не виключено, що мінерал 3 сформувався з мінералу 2 або мінерал 4 – з мінералу 3 внаслідок перекристалізації, трансформації кристалічної ґратки або інших процесів. Якщо ж межі між ними різкі, то джерела речовини, необхідні для виникнення кожного з цих мінералів, мабуть, різні. Усе сказане справджується лише у випадках коломорфної, криптозернистої або ксеноморфно-гранобластової структур у мінеральних агрегатах.

Бувають також інші співвідношення. Наприклад, аутигенний мінерал, який має більшу силу кристалізації, ніж інші (5), і утворює порфіробластичні включення ізоморфної або майже ізоморфної форми, може, перебуваючи навіть біля меж з уламковими частинками, належати до пізніших виділень щодо всіх попередніх. У цьому випадку порфіробластичні включення такого мінералу бувають накладені на різні утворення, не пристосовуються до меж поділу між ними, однак перетинають ці межі. А якщо і зазначений мінерал, і більш ранні перетяті прожилком, що заповнений іншим мінеральним агрегатом, то тоді цей агрегат є найпізніший.

Розглянемо складніший приклад, коли пісковик перебував у напружених термобаричних умовах глибокого катагенезу або початкового метагенезу і зазнав граничного ущільнення. У цьому випадку більшість його уламкових частинок значною мірою втрачає ознаки вихідної форми і зазнає часткового розчинення під тиском та подальшої регенерації. Структури розчинення зерен під тиском (або вторинні структури гравітаційної корозії) різні: трапляються у вигляді опукло-увігнутих контактів, що їх А. Копелійович (1965) назвав *конформними*, у вигляді глибоких *інкорпораційних* включень, або пилчастих мікростилолітових, або суртурних меж. Водночас із цими структурами навколо деяких уламків формуються облямівки або нарости *регенераційного* цементу, який має той самий речовинний склад, що й вихідне уламкове зерно (тобто кварцовий навколо кварцового уламка, альбітовий навколо польвошпатового, карбонатний навколо карбонатного зерна тощо).

Характерною особливістю будь-якого цементу регенерації є однакове з уламковим мінералом оптичне орієнтування регенераційної облямівки, завдяки чому під час спостереження зі схрещеними ніколями поляризаційного мікроскопа добре видно ефект одночасного “загасання” та “прояснення” уламкового зерна й облямівки, яка на ньому наростає. У цьому прикладі регенераційним цементом запечатано більш ранній плівковий цемент, яким були облямовані уламкові частинки ще до їхньої корозії та регенерації. Завдяки реліктам плівкового цементу ми маємо змогу робити висновок про ступінь обкатаності цих частинок у вихідному осаді. Отже, структури гравітаційної корозії та регенерації – це явні вторинні ознаки, які в цьому випадку суттєво перевернули первинну седиментогенну структуру, і якщо їх не враховувати, то можна допустити велику помилку в оцінці форми й сортування теригенних частинок осаду.

Регеновані зерна виглядають кутастими та необкатаними, а вихідні могли бути обкатаними та іншого розміру. На регенерацію бувають накладені ще пізніші утворення – вrostки аутигенної серицитоподібної слюди або хлориту, які утворюють “шипувату” або “бородату” вторинну структуру. Ці вrostки відрізняються від пластин теригенної слюди за формою та співвідношеннями з уламковими зернами. Пластини теригенної слюди, зазвичай, затиснуті між уламками кварцу та каркасних силікатів, деформовані й пристосовуються до їхніх контурів. А аутигенна слюда входить і в регенераційні облямівки, і в середину самих уламків, тобто вrostає в них, тому вона є в цьому випадку найпізнішим утворенням. Отже, у розглянутій породі постседиментаційні перетворення відбуваються багатоетапно й інтенсивніше, ніж у породі з попереднього прикладу. Тут первісні генетичні ознаки доводиться реконструювати.

Однак не всі перекручені генетичні ознаки новоутворення можна бачити так явно й однозначно, як у наведених прикладах. Для їхнього розшифрування доводиться вивчати багато шліфів і не тільки шліфів. Наприклад, до

камуфльованих новоутворень належать трансформації, які відбулися в кристалічних ґратках глинистих мінералів. Для того, щоб їх розуміти, необхідно проводити тонкі (презиційні) дослідження. Після їхнього виконання треба графічно задокументувати одержану інформацію, щоб її не втратити під час дослідження інших численних шліфів (з порід на інших рівнях розрізу) і щоб наочніше порівняти між собою одержані дані про етапи руйнування або видозмінення одних компонентів та зародження інших.

Першим важливим документом є фотографія або рисунок шліфа. Рисунок навіть ліпше, тому що на фото великі форми структури можуть затьмарити цікаві деталі. На рисунку ж деталі зображають дещо чіткіше, щоб привернути увагу саме до них. Такий суб'єктивізм дослідника цілком припустимий через те, що він не перекручує загальної картини в принципі, а привертає увагу дослідника до важливих для нього подробиць.

Однак рисунок шліфа – це лише перший крок до документування стадійності продуктів літогенезу. Далі виконують ще два види графіків: схему філогенетичних мінеральних рядів у кожному окремому літотипі та схему еволюції цих рядів знизу вгору по геологічному розрізу в осадовій товщі, яку досліджують.

Схема філогенетичних мінеральних рядів графічно відтворює стадійні зміни головних мінеральних компонентів. На початку кожного такого ряду позначають вихідний компонент, а у кінці – продукт його перетворення. Між вихідним та кінцевим мінералами може розміщуватися ціла асоціація перехідних відмін. Її виявляють тільки в процесі масових оптичних спостережень.

Як простий приклад можна навести філогенетичний ряд теригенного біотиту, який багаторазово описаний у працях, у розрізах теригенних осадових формацій різного віку (від мезозою до пізнього докембрію). Загальною властивістю цього мінералу є його порівняно легка піддатливість постседиментаційним змінам, починаючи від ранніх ета-

пів літогенезу. Зміни ці постійно зростають і стають тим сильнішими, чим глибше у розрізі міститься порода, аж до повного руйнування біотиту (на стадії метагенезу). У цьому разі може виникнути декілька різних філогенетичних рядів унаслідок неоднаковості геохімічних умов або будь-яких варіацій у складі вихідного мінералу. Початок одного з найпоширеніших рядів такий: біотит \rightarrow гідроксиди заліза + тонкогочастий рутил \rightarrow вермикуліт \rightarrow гідроксиди (ді- та триоктаедричні) + анатаз або брукіт. Далі можуть намітитися два ланцюжки перетворень: 1) триоктаедрична слюда \rightarrow опал + монтморилоніт \rightarrow хлорит; 2) діоктаедрична гідрокслюда через її політипні модифікації $1M_d - 1M - 2M_1$. Гідрокслюда поступово вдосконалює кристалічну структуру аж до виникнення мусковіту. Наприкінці такими способами біотит трансформується у мусковіт-хлоритові пакети, які зазнають облямування або переміщуються вздовж площин спайності з включеннями тонкодисперсних агрегатів мінералів – оксидів заліза та титану, а також SiO_2 . Залишковий кремнезем, виділений спочатку у формі опалу, може поступово трансформуватися у кристалічно-зернисті кварцові агрегати. У дещо інших умовах замість хлоритизації та гідрокслюдизації біотиту відбувається його повна або часткова каолінізація.

Іншими прикладами схеми філогенетичного ряду можуть бути зміни теригенних плагіоклазів: 1) кислий плагіоклаз \rightarrow гідрокслюда діоктаедрична \rightarrow серицит; 2) кислий плагіоклаз \rightarrow альбіт (регенераційний); 3) середній плагіоклаз \rightarrow цоїзит + альбіт + кальцієві цеоліти (продукти деанортизації) \rightarrow дикіт або каолініт та інші утворення.

Усе це позначають у вигляді прямокутників або кружечків, які з'єднані стрілками. Для синтезу цих даних у межах більш-менш потужної товщі осадових порід зображають іншу схему еволюції стадіальних змін у розрізі. Для цього перераховані вище ряди мінеральних новоутворень зображають для наочності збоку від літологічних колонок. Такі побудови допоможуть помічати певну зональність постсидиментаційних перетворень. Так само можна фіксувати етап-

ність формування вторинних структур у породах. Принцип зображення простий: кожна вертикальна графа відповідає певному виду мінерального або структурного новоутворення, наявність якого поодинокі позначають тонкою вертикальною лінією (припущення про наявність – штрихуванням); у міру того, як прояви стають частішими, лінію поступово потовщують. Там, де такого об'єкта немає, лінію переривають. Тут наочно виділяються рівні стадіальних перетворень речовини.

1.2.2. Визначення зональності стадіальних перетворень у розрізах осадових товщ

Зональність стадіальних перетворень у розрізах осадових товщ визначають, послідовно виявляючи філогенетичні ряди мінеральних асоціацій у численних шліфах, узятих на різних рівнях розрізу (з керн свердловин або у відслоненнях). У цьому разі необхідно порівнювати між собою передусім однакові або близькі літотипи, які пов'язані з різними частинами розрізу. Якщо ми маємо різноманітні породи, то обов'язково треба враховувати конкретні особливості аутигенного мінералоутворення залежно від відмінностей вихідного речовинного складу.

У будь-якому з цих випадків можна спостерігати, що там, де потужність осадової товщі була більш-менш значною (не менше 1–2 км), зазвичай, зверху вниз по розрізу зміни її однотипних порід мають досить закономірний – зональний – характер. Перші класичні приклади зональності постседиментаційних перетворень описали у 1950-х роках А. Косовська, В. Шутов (1955) та А. Копелієвич (1965) усередині глинисто-алевроїт-піщаних, монотонних за складом товщ, відповідно, верхнього палеозою–мезозою Західного Верхояння та рифею–нижнього палеозою Придністер'я. Пізніше з'явилося багато аналогічних досліджень.

Розглянемо приклад із праці А. Косовської (1962). Теригенні відклади верхоянського міогeosинклінального комплексу та одновікових з ним комплексів порід східної окраїни Сибірської платформи, описані в цій праці, мають сумарну потужність понад 12 км. Вивчивши такий розріз, можна порівняти стадіальні перетворення порід, які перебували на великих, середніх і малих глибинах, а потім (після пізньомезозойської складчастості та кайнозойського орогенезу) знову потрапили на земну поверхню. Порівнювати породи виявилось легко, тому що вихідний речовинний склад і седиментогенні (первинні) структури їх мало змінювалися по розрізу. Це пов'язано зі специфікою історико-геологічного розвитку регіону в пізньому палеозої та мезозої, яка докладно описана у книзі. У цій праці конкретні методичні прийоми зведено до того, що на підставі стадіального аналізу великої кількості шліфів (доповнюваного рентгенодифрактометричними та іншими методами вивчення складу тонкопелітової фракції) виявлено чотири інтервали. Потужність кожного з інтервалів становила від декількох сотень метрів до перших кілометрів. Вони відрізняються один від одного асоціаціями аутигенних мінералів та вторинних структур. Кожна з асоціацій віднесена до певної підстадії: або регіонального епігенезу, або метагенезу та метаморфізму. Назви зонам давали за складом найбільш типових аутигенних мінералів цементу пісковиків. Перерахуємо їх за зростанням ступеня зміненості порід, тобто зверху вниз по розрізу, використовуючи ранню термінологію дослідників.

1. Зона незміненого глинистого цементу (мали на увазі строкатий, успадкований від стадії седиментації його склад та недосконалу кристалічну структуру аутигенних мінералів) – верхи розрізу K_1 .

2. Зона хлорит-кварцового цементу (тобто пісковиків з хлоритовим або гідрослюдиисто-хлоритовим плівковим та кварцовим поровим цементом) – K_1-I_2 .

3. Зона регенераційно-кварцового цементу (пісковиків з кварцитоподібними структурами) – I_1-P_2 .

4. Зона регенераційно-кварцового та слюдистого (“шипуватого”) цементу – P_1 і нижче.

На думку А. Косовської, перераховані зони відповідали таким стадіям: 1) початкового епігенезу, 2) глибинного епігенезу, 3) раннього метагенезу, 4) пізнього метагенезу та метаморфізму (початок метаморфізму визначали за появою новоутвореного біотиту).

Кожну зону детально досліджено. Схарактеризовано весь спектр властивих їй кластогенних та аутигенних мінералів, вторинних структур, текстур і ступеня змінності вуглистої речовини. Одержані дані синтезовано у вигляді графіків. Далі робили висновки про історію розвитку постседиментаційних перетворень у міру еволюції осадового басейну загалом. Для цього дані, одержані за багатьма опорними розрізами, інтерполювали на площах розвитку окремих одновікових товщ. Таким способом будували дрібномасштабні карти зональності епі-, метагенезу та метаморфізму, спираючись на них та зіставляючи їх з палеотектонічними й палеогеографічними картами, можна аналізувати вплив різних чинників (фаціальних, седиментогенно-речовинних, тектонічних, палеотемпературних) на інтенсивність та інші особливості змін складу комплексів досліджуваних порід.

Наголосимо, що детальність і масштабність такого типу досліджень можуть бути різними, вони дають змогу розкривати в міру деталізації різні аспекти складних процесів породоутворення. Наприклад, через 20 років після праць А. Косовської та В. Шутова в тому ж регіоні та за його межами виділено дев'ять зон катагенезу, метагенезу та метаморфізму верхоянського теригенного комплексу. Їхнє картування дало змогу зробити нові відкриття. Виявилось, зокрема, що взаємовідношення зон початкового метаморфізму та літогенезу значно складніші, ніж це раніше уявляли: метаморфізм розвивається не стільки зі зростанням палеоглибин занурення осадової товщі, скільки на ділянках термальних аномалій поблизу певного виду глибинних розломів, і зони метаморфізму мають різко січні контакти щодо літостратиграфічних та фаціальних меж усередині цієї товщі.

Контрольні питання

1. *Визначення суті стадіального аналізу.*
2. *Цілі, завдання та значення стадіального аналізу.*
3. *Методи стадіально-літологічних досліджень.*
4. *Вивчення окремого взірця гірської породи та шліфа з нього.*
5. *Визначення постседиментаційних змін у речовинному складі осадових порід.*
6. *Розпізнання, пояснення послідовності структурно-текстурних, мінералогічних, фізико-хімічних та інших ознак у процесі діа-, ката-, метагенезу.*
7. *Вивчення зональності стадіальних перетворень у розрізах осадових товщ, складання профілів, карт.*

2. УЯВЛЕННЯ ПРО СТАДІЇ ТА ПРОЦЕСИ ОСАДОВОГО ПОРОДОУТВОРЕННЯ

Перш ніж розглядати стадіальні перетворення мінеральних компонентів, структур і текстур осадових порід, проаналізуємо сучасний стан уявлень про етапи осадового породоутворення. Про них необхідно знати, щоб чіткіше уявляти ті діагностичні ознаки та критерії, на підставі яких ці стадії реконструюють. Щодо них єдиної думки в літологів різних шкіл немає. Тому дослідник повинен враховувати різні погляди і, відштовхуючись від них або спираючись на них, аргументувати свої висновки конкретним результатом стадіальних спостережень.

Будь-яку осадову породу можна уявити як геологічне утворення, яке належить (у період його вивчення) до конкретного етапу в циклі осадових процесів. Весь цей цикл відбувається безперервно-перервно або стадійно. Як відомо, до нього входять дві головні стадії: осадоутворення (седиментогенез) та породоутворення (літогенез), які, відповідно, об'єднують низку стадій дрібніших порядків.

Седиментогенез починається мобілізацією осадової речовини (гіпергенними або вулканогенно-осадовими процесами) і потім реалізується на подальших стадіях транспортування цієї речовини та нагромадження її у вигляді осаду. Усе це відбувається в екзогенних умовах зони осадоагромадження в межах конкретного *седиментаційного басейну*. Седиментаційним басейном називають ділянку земної поверхні, на

якій нагромаджуються осади (охоплює як область кінцевого осадонагромадження, так і площі мобілізації та транспортування речовини).

Потім у випадку, якщо тектонічне опускання не дає змоги знову повторитися цьому циклу седиментації, тобто якщо осад більш-менш стабільно занурюється під покрив молодших відкладів, починається осадове породоутворення (власне літогенез), яке охоплює стадії діагенезу, катагенезу (початкового, середнього та пізнього, або глибокого), а також метагенезу (раннього та пізнього).

Це все відбувається в *басейні породоутворення* – великій тектонічній структурі, яка заповнена осадовими відкладами. Осадову оболонку Землі загалом називають *стратисферою*. Вона містить багато басейнів породоутворення. Їхнє речовинне наповнення не є незмінним після завершення седиментогенезу. “Повільно та довго можуть відбуватися реакції між складовими частинами осаду; уже у вигляді гірської породи виходить осад на поверхню Землі тоді, коли всередині нього все ще не настало повної рівноваги і його складові продовжують взаємодіяти одна з одною. Однак тут втручаються в історію осадової породи нові елементи, які властиві тому новому середовищу, у яке він потрапив унаслідок своїх переміщень. І речовина осадової породи, окрім прагнення до усунення внутрішніх суперечностей, починає врівноважуватися з новим навколишнім середовищем” (Л. Пустовалов, 1940).

Процеси літогенезу або завершуються перетворенням осадової породи в метаморфічну, або на будь-якій стадії перериваються внаслідок нового підняття, ерозії та залучення в наступний цикл седименто- та літогенезу.

Назви окремих стадій літогенезу, параметри та межі між ними дослідники донині сприймають неоднозначно. Наприклад, термін “діагенез” уперше вжили у 1883–1886 рр. німецькі геологи К. Гюмбель та І. Вальтер. Використане ними слово етимологічно означає переродження, або перетворення, що дає підстави трактувати його двояко. Одні дослідники

(головно зарубіжні) мають на увазі всю сукупність змін речовини від моменту седиментації до метаморфізму. У їхньому розумінні діагенез і нашому – літогенез є синонімами. Інші (переважно вітчизняні) діагенезом вважають тільки початкові етапи таких змін, які відбуваються в практично однакових із зоною осадоагромадження термобаричних умовах і приводять до перетворення осаду в осадову гірську породу.

Відповідно до визначення М. Страхова, діагенез – це стадія біохімічного та фізико-хімічного врівноваження компонентів осаду, який є, зазвичай, обводненою та нерівноважною системою, яка тою чи іншою мірою насичена органічною речовиною – живою (бактерії) та неживою. Відмінності прояву діагенезу залежно від фаціально-ландшафтних та кліматичних умов, які змінювалися, докладно описані у працях М. Страхова (1960), П. Зарицького (1985), Н. Логвиненка (1982), Л. Орлової (1987), Ж. Милло (1968) та ін.

На підставі аналізу цієї інформації можна переконатися в тому, що *багатофакторність* і тісний зв'язок між собою фізичних, хімічних та біологічних процесів літологу, який провадить стадіальні дослідження, треба враховувати завжди. Досі, коли йшлося про діагенез, багато геологів частіше мало на увазі головно лише фізико-механічні зміни осаду: його ущільнення та переорієнтування мінеральних частинок, що зумовлювало зменшення пористості та заміну розріджено-плинної консистенції речовини на пластичну та напівтверду. Та це тільки найпомітніші факти. Фізико-механічні властивості можна легко описати та виміряти (наприклад, під час буріння морських свердловин). Однак зводити всю суть діагенезу тільки до них – означає спростувати уявлення про дуже складні природні утворення.

Не можна недооцінювати біохімію та хімію діагенезу. Н. Логвиненко та Л. Орлова (1987) так писали про це: “У період діагенезу в осадах існує екосистема або декілька систем, які складаються з бактерій, грибків, червів, моллюсків та низки інших організмів, які риють та занурюються у мул. Ця система постійно функціонує, унаслідок чого від-

бувається деструкція органічної речовини, відновлення сульфатів, нітратів в одних умовах та розкладання й окиснення в інших: утворюються CO_2 , CH_4 , H_2S , H_2 , NH_3 , у біомасі бактерій нагромаджуються білки, ліпіди, вуглеводи й інші компоненти, деякі види бактерій безпосередньо осаджують низку елементів". Перераховані процеси певним чином позначаються на усталенні та зміні таких важливих чинників мінералоутворення, як рН, Eh, PCO_2 , PH_2 , PO_2 , склад та концентрація розчинів порових вод в осаді.

Новоутворення, які виникли в цьому разі, можуть формуватися такими п'ятьма способами.

1. Трансформація мінералів – уламкових, седиментогенних або ранньодіагенетичних. Термін *трансформація* увів французький дослідник Ж. Милло (1968), щоб означити перетворення мінералу під впливом змінних умов навколишнього середовища, яке відбувалося зі збереженням вихідного структурного типу кристалічної ґратки, всередині якої окремі аніони або катіони заміщуються на інші, та загального балансу електричних зарядів, які врівноважуються. Уже класичними стали описи трансформацій смектитів у гідрослюду (правда, відбуваються головню нижче зони діагенезу під час катагенезу). У ході діагенезу перш за все трансформуються частинки фемічних слюд групи біотиту, які частково або повністю перетворюються у хлорит (в одних умовах) або монтморилоніт та інші глинисті мінерали (в інших умовах). До цієї ж групи процесів належать гідрослюдидація та каолінізація польових шпатів у кислих середовищах або їхня монтморилонітизація і карбонатизація в лужних середовищах. Кальцієві карбонати, взаємодіючи з Mg-вмісними розчинами, трансформуються в доломіти. Особливо цікаво, що ознаки трансформаційного генезису мінералів не завжди бувають візуально помітними, навіть за великих збільшень поляризаційного мікроскопа. Їх виявляють частіше за допомогою електронної мікроскопії.

2. Розчинення мінералів (або, за Ф. Дж. Петтіджоном, 1981, "внутрішнє розчинення"), яке іноді супроводжується

заміщенням їх новими фазами. Під час діагенезу розчиняються, зазвичай, мінерали, які не стійки до дії екзогенного середовища, передусім фемічні каркасні силікати – олівіни, піроксени та амфіболи. Явища корозії можна виявити оптичними спостереженнями. Наприклад, А. Запорожцева у 1960 р. описала в слабко змінених піщаних породах нижньокрейдової вугленосної формації на північно-східній окраїні Сибірської платформи теригенний гранат зі слідами інтенсивних корозійних заглиблень. У кислих середовищах (а їх створюють підвищені концентрації органічної речовини) розчиняються, навіть повністю, також карбонати і фосфати, у тім числі органічні скелетні рештки. Саме діагенетичним розчиненням пояснюють “палеонтологічну німоту” глинистих товщ у багатьох розрізах. У лужних умовах, навпаки, корозії та розчинення зазнають мінерали групи кремнезему.

3. Хемогенне осадження мінералів з розчинів порових вод тісно взаємопов’язане з групою описаних вище явищ. Йому сприяє фізико-хімічна відкритість системи під час діагенезу, тобто можливість відтоку з цієї системи газоводних флюїдів. Відомо, що між флюїдною та мінеральною фазами у системі існують умови нестійкої рівноваги, порушення яких в одних випадках призводять до розчинення, а в інших – до кристалізації твердої фази. Це стосується передусім системи вуглекислота–вода–карбонати. Наприклад, добре відома оборотна реакція “твердості води”:



У разі вилучення з системи CO_2 реакція, згідно з принципом Ле-Шатальє, переміститься вліво, у бік кристалізації CaCO_3 (як відомо, бікарбонат кальцію добре розчиняється, а карбонат – слабо).

Вилученню ж CO_2 сприяє будь-яке порушення суцільності осаду, у тому числі його перемішування рийними тваринами – червами, молюсками, ракоподібними (біотурбація). Те саме стосується не тільки кальциту, а й інших карбонатів, наприклад, сидериту. Унаслідок цих процесів виникають

або розсіяні в породі компоненти у вигляді плівкового чи порового згусткового цементу, які частково скріплюють її кристалічно-зернисті карбонати, або їхні стягіння у формі різних конкреційних тіл. Отже, карбонатна речовина перерозподіляється: з одних шарів вона повністю виходить, а в інших концентрується.

4. Утворення колоїдів у процесі сорбції – колоїдів оксидів і гідрооксидів Si, Al, Fe, Mn та інших, колоїдів деяких глинистих мінералів тощо. Зазначимо, що на стадії діагенезу (особливо на початкових етапах) ці процеси кількісно мають перевагу над описаними вище.

5. Синтез нових мінералів різнорідних колоїдних фаз, співосадження. Виникнення нового мінералу з розчинів, які живляться завдяки корозії та руйнуванню інших, нестійких до цього середовища мінералів, Ж. Милло запропонував називати *новоутворенням*. Прикладом можуть бути новоутворення кристалічно-зернистих цеолітів у порях деяких різновидів первісно бідних на органічну речовину піщаних осадів фацій дельта і лагун, які нагромадилися в лужних або нейтральних і водночас окисних умовах (а саме такі умови, як відомо, сприяють синтезу цеолітів за наявності у розчинах SiO_2 , Al_2O_3 , катіонів Ca та інших елементів). Однак треба пам'ятати, що відрізнити новоутворені та трансформовані аутигенні мінерали буває непросто.

Розглянемо далі стадії літогенезу. Уже з короткого переліку діагенетичного переродження осаду в породу виявляється, що змінюється не тільки склад і консистенція речовини, а й частково седиментогенна структура (перш за все форма поверхні, розміри кластогенних, глинистих, карбонатних зерен) і мікротекстура. Зрештою, ці структурно-текстурні зміни помітні лише досвідченому спеціалісту-літологу в ході оптичних та електронно-мікроскопічних спостережень. Породи, що пройшла через стадію діагенезу, мікроскопічно виглядає порівняно “свіжою” і не обов'язково зцементованою.

Саме з огляду на такі причини нижню межу зони діагенезу дослідники визначають по-різному. Більшість віт-

чизняних літологів приймає її на малих глибинах під поверхнею осадів, що нагромаджуються в межах метрів або десятків метрів, максимально – 150–300 м, за М. Страховим, а в осадах океанічних глибин, за даними А. Косовської зі співавт., аж до багатьох сотень метрів. А. Ферсман у 1922 р. визначав кінцевий момент діагенезу як час накладання нового шару, петрографічно відмінного від попереднього, який відокремлював осад, підстелений ним, від безпосереднього контакту з придонною водою. Майже так само Г. Бушинський у 1954 р. оцінював нижню межу зони діагенезу. А. Копеліювич (1965) звернув увагу на те, що швидкість діагенетичних перетворень різна залежно від структури та складу осадів. Він запропонував уважати перехід глинистого осаду з плинно-пластичної консистенції у напівтверду етапом закінчення діагенезу, а для піщаного осаду цей же етап умовно співвідносити з часом літифікації перекривного шару глинистих відкладів. М. Страхов та Н. Логвиненко (1959), зазначаючи про величезну роль у процесах діагенезу життєдіяльності бактерій, уважали, що однією з ознак завершення цієї стадії є зникнення живої органічної речовини. Це принципово важливий рубіж літогенезу. Однак точно виявити рівень зникнення життєдіяльності бактерій на практиці не просто.

Після завершення діагенезу (у тому випадку, якщо сформована з осаду порода не була піднятою у зону гіпергенезу, а продовжувала занурюватися углиб стратисфери) починається наступна стадія літогенезу, яку одні дослідники називають епігенезом, або регіональним епігенезом, а інші – катагенезом. На нашу думку, катагенез є ліпшим терміном, перш за все, тому що слово “епігенез” геологи-розвідники гідротермально-метасоматичних рудопроявів давно використовують для позначення накладених, вторинних біляжильних або білярудних змін у будь-якій породі. Його застосування у стадіальній термінології може спричинити небажане змішування різних понять.

Утворення початкового катагенезу багато в чому успадковані від діагенетичних, проте вони їх продовжують на якісно

іншій основі. Як уже зазначено, біогенно-хімічні процеси втрачають попереднє значення, поступаючись суто хімічним. Активізуються процеси трансформацій, а також корозії мінералів у поєднанні з великою кількістю новоутворень. Колоїдна фаза або розкристалізовується, або розчиняється. І, як наслідок, активізуються зміни початкових структур породи. Цьому сприяють наявні у порових проміжках водні розчини та газові флюїди, а також суттєво підсилювана дія глибинного теплового потоку та тиску розміщених вище товщ на породу, що занурюється. Як відомо, підвищення температури всього на 10 °С прискорює хімічну реакцію майже вдвічі. А нерівномірно розподілений усередині пласта тиск на одних ділянках сприяє сильній активізації реакції розчинення мінералів (у точках багаторазово підвищеного тиску – там, наприклад, де стикаються та вклинюються один в одного два уламкові піщані зерна), а на інших – привнесенню та концентрації цієї розчинної речовини (у цьому випадку – всередині між зернових порових проміжків, які орієнтовані перпендикулярно до вектора тиску). Це досить відомий принцип Рікке – принцип диференціації речовини, який найяскравіше виявляється на початкових етапах метазенезу (у процесі формування кліважу) та під час метаморфізму порід. Однак такі самі за суттю процеси виникають на початку катагенетичної стадії, тільки тоді вони менш помітні. Спостерігати їхні наслідки можна і порівняно неважко навіть за допомогою звичайного поляризаційного мікроскопа.

Крім описаних вище, ще суттєвіші перерозподіли речовин реалізуються завдяки міжпластовим міграціям газоподібних флюїдів. На важливу роль гідрохімічних умов під час катагенезу осадових порід звертав увагу В. Холодов (1982, 1983). Він, наприклад, описав теоретичну модель (підкріплену спостереженнями постседиментаційних перетворень у потужних товщах відкладів кайнозою та мезозою) специфічного катагенезу в басейнах породоутворення, які особливо швидко занурюються, – так званого *катагенезу елізійного типу* (від лат. *elisis* – виштовхування, опущення).

Суть цього явища полягає в тому, що під час ущільнення порід глинисті пачки слугують своєрідними “компресорами” – з них відтискаються флюїди в сусідні пласти порівняно пористих порід (піщаних, вапнякових) або у зони змішувачів розривних порушень. Відтискається не тільки вода, що просочує глину. Водні розчини виділяються також у процесі трансформацій глинистих мінералів та ін. Зокрема, на глибинах майже 3–4 км важливу роль відіграє дегідратація глинистих порід унаслідок трансформації смектитів через змішаношаруваті утворення в гідрослюду. Значна кількість води, яка в цьому разі виділяється, привносить у пласти-колектори розчинений кремнезем (його залишок зумовлений тією ж трансформацією) та інші компоненти, з яких можуть кристалізуватись у міжзернових проміжках піщаних порід кварц та деякі інші аутигенні мінерали.

Важливе значення має також міграція вуглекисло-сірководневих вод (унаслідок перебудови молекулярного складу органічної речовини, що включена в глини). Відтік вуглекислого газу по ослаблених зонах тут же приводить до кристалізації аутигенних карбонатів пізніших генерацій порівняно з карбонатами діагенетичними.

Поряд з елізійними виділяють також інші гідрохімічні типи катагенезу: інфільтраційний, гравітаційно-розсільний та змішані.

Особливо наголосимо, що катагенетичні перетворення осадової породи – це результат сукупного прояву великої кількості різних за генетичною природою глибинних та екзогенних процесів. Кожний з них не обов’язково є синхронним з рештою. Він може прямо чи непрямо впливати на характер і активність прояву інших процесів і водночас сам зазнавати їхнього впливу. Усі вони взаємопов’язані та взаємозумовлені в межах єдиної стадії породоутворення. Окрім термобаричних та гідрохімічних умов катагенезу, дуже багато залежить від початкового мінерального складу осаду, від його первісних структурно-текстурних особливостей (які визначені конкретними умовами седиментації), від

кількості та компонентного складу розсіяної в осаді органічної речовини та від тектонічного режиму в конкретному осадовому басейні.

Багатофакторність цієї стадії досить утруднює розробку простих і чітких критеріїв для визначення меж і моментів її початку та завершення. Проте є загальні ознаки, які дають змогу виявляти цю стадію літогенезу і навіть розчленовувати її на дрібніші підстадії, або градації, незважаючи на деяку “розмитість” її меж.

Спочатку розглянемо, на підставі яких критеріїв можна визначити поняття про цю стадію. Перше і найширше визначення її дав А. Ферсман у 1922 р. Учений катагенезом називав усю сукупність перетворення породи після того, як вона стала відокремленою від водного басейну новим шаром осаду, і аж до того моменту, коли вона стала поверхнею материка, тобто виявилася на межі з атмосферою (у цьому разі виключали процеси, пов’язані з дією високої температури та тиску, тобто всю область контактового та глибинного метаморфізму).

Н. Логвиненко та Л. Орлова (1987) навели конкретні параметри катагенетичної стадії. Деяко перефразовуючи та уточнюючи їхнє формулювання, можна сказати, що катагенезом називають стадію зміни речовинного складу та структури осадових відкладів у стратисфері за підвищених тиску (діапазон від 10 до 200 МПа) і температур (від 25 до 200 °С (± 25 °С), за наявності та активної участі підземних вод та (або) порових розчинів. Додатково наголошено, що “ці зміни ще не сильні, так що породи не втрачають свого осадового вигляду, і цю стадію можна називати стадією існування осадових порід”.

До цього висловлювання треба ставитися обережно, оскільки воно може призвести до помилкової думки, применшуючи уявлення про реальні масштаби катагенетичних перетворень. По-перше, насправді відомі приклади докорінних змін складу і структури породи під час катагенезу (наприклад, 100 % доломітизація вапняку з повною втратою

ним усіх первинних ознак). По-друге, такі великі зміни речовинного складу осаду (наприклад, повна трансформація всіх його глинистих компонентів) можуть, навпаки, на перший погляд здатися малосуттєвими тільки тому, що збереглися слабо спотвореними седиментогенними структурами.

Фразу “зміни ще не сильні” треба сприймати у прямому значенні тільки стосовно порівнянь катагенетичних утворень з глибоко метаморфізованими. Якщо ж відхилитися від зіставлення з метаморфізмом, то перетворення цієї стадії літогенезу потрібно визнати досить суттєвими.

Насправді речовинний склад породи, що зазнала катагенезу, зазвичай, є не зовсім таким, як у вихідного осаду. Враження про слабку зміненість речовини, яка проходить через стадію катагенезу, виникає завдяки тому, що седиментогенні структури перетворюються не так контрастно, щоб помітно макроскопічно змінити гранулометричні параметри осаду: піщаному осаду відповідатимуть пісковики тих же гранулометричних класів, алевритовому – алевроліти тощо. Однак якщо уважно придивлятися до будови перерахованих порід на рівні оптичної мікроскопії, то неважко помітити перекручення вихідних розмірів та форм у частини кластичних зерен, а іноді навіть у більшості з них. Це корозійні заглиблення та регенераційні нарости. Вони можуть створити уявлення про гіршу обкатаність уламкових частинок порівняно з тією, яка була їм властива насправді. Деякі частинки виглядають дещо дрібнішими, а інші – більшими, ніж справжні розміри.

У шліфі такі перекручення можуть здаватися несуттєвими. Та насправді це не так. Розрахунки, виконані А. Копелійовичем (1965), дали змогу виявити, що, наприклад, у кварцовому пісковнику зменшення поперечних розмірів зерна, що простежується у шліфі, лише на 5, 10 і 20 % відповідає розчиненню 14,2, 27,1 і 48,8 % від його початкового об’єму. У перерахунку на об’єми потужних пластів породи це може дати величезну кількість ремобілізованого SiO_2 . Те саме стосується й інших речовин та мінералів. А

за допомогою сканувального електронного мікроскопа в літологічних дослідженнях вдалося виявити не менш суттєві перетворення і в глинистих, і в інших породах з пелітовими структурами.

Отже, катагенетичні перетворення породи (особливо на ранніх етапах катагенезу), які мають дещо замаскований характер, з першого погляду можуть спонукати неуважного дослідника зробити помилковий висновок щодо “млявості” або статичності деметаморфічних етапів породоутворення. Про це не треба забувати в практичній роботі.

Ще необхідно завжди враховувати одну з важливих особливостей процесів катагенезу: анізотропію інтенсивностей перетворення порід, що залягають поряд у єдиній товщі. Одні з різних причин легко піддаються змінам і складу, і структури, а інші залишаються ніби “законсервованими” у своїй первісності.

Можна навести приклад анізотропії у перетвореннях вуглистої та мінеральної речовини породи, що вміщує вугілля. Давно відомо, що вугілля чутливо реагує на температурні зміни в породному басейні, тому його марочний склад є найбільш наочним параметром інтенсивності постседиментаційних перетворень. Ще у 1974 р. геологи-вуглярі, у тому числі Ю. Мазор і А. Матвеев звернули увагу на те, що “метаморфізм” вуглистої речовини, зазвичай, сильно випереджає всі структурно-мінеральні перетворення, що відбуваються в піщано-алеврито-глинистих породах. Завдяки дослідженням проф. Г. Крашеніннікова у 1972–1977 рр. у Ленському вугільному басейні виявлено, що не в усіх тектонічних умовах можна визначати пряму корелятивну залежність між ступенем катагенезу породи і ступенем вуглефікації органічної речовини у тій же породі. Наприклад, у тектонічно активних зонах зчленування східної окраїни Сибірської платформи з Верхояно-Колимською складчастою системою мезозою часто фіксують великий розкид значень ступеня змінності вугілля та вмісних порід. У зонах насувів (тобто інтенсивних стресових дій) перетворення піщаних порід місцями навіть

випереджають ступінь вуглефікації порівняно з перетвореннями тих же відкладів у сусідніх платформних умовах. Це пояснюють тим, що аномальний тиск і гідрогеологічний режим, який змінюється під його дією, активно впливають на породи, тоді як головним чинником вуглефікації є температурні умови. Тому в самій складчастій системі, де виникали палеотемпературні аномалії, вуглефікація органічної речовини знову різко випередила темпи зміни інших порід.

З урахуванням викладеного вище ми припускаємо роздільне картування зональності структурно-мінеральних перетворень різних порід та вуглистої речовини з подальшим синтезом даних, які одержані таким способом, на єдиній історико-геологічній основі.

Вище зазначено про різниці в інтенсивностях катагенетичних перетворень. Однак у чому полягає міра їхньої інтенсивності? Для вугілля вона давно визначена – це підвищення ступеня їхньої карбонатизації, зменшення вмісту летких компонентів та інші перетворення, згідно з правилом Хільта: від бурих до довгополумєневих, потім до газових, жирних, коксівних, збіднено-спікливих та ін. Для розсіяної в породі органічної речовини теж визначено конкретні параметри перетворення, що збільшуються. Вони описані в працях Н. Вассоевича (1986) та інших літологів-нафтовиків. Для більшості порід індикаторами інтенсивності катагенезу передусім є *парагенезиси* аутигенних мінералів і зміни складу деяких кристалохімічних параметрів мінералів-індикаторів стадійності літогенезу.

Для полегшення кореляції катагенетичних перетворень В. Шутов, А. Косовська, Н. Логвиненко на початку 1960-х років запропонували виділяти *фації регіонального епігенезу (катагенезу)*: угруповання порід близького хімічного складу, які мають сукупність новоутворених структурно-мінералогічних ознак, що виникли та існують на певних етапах постдіагенетичного розвитку порід. У таких угрупованнях, на відміну від фацій метаморфізму, мінеральні компоненти метастабільні. Наприклад, для початкових

кварц-каолінітових теригенних порід, літокластів та аркозів на підстаді початкового катагенезу виділяли єдину фацію “уламкової речовини успадкованого складу”, де набір новоутворених мінералів повністю успадкований від стадії діагенезу. На підстаді глибокого (пізнього) катагенезу цим родинам порід відповідають уже зовсім інші фації: кварц-каолінітовим породам – фація “кварц-дикітова”, літокластам і аркозам – “гідрослюдиисто-хлоритова”, а вулканоміктовим граувакам – “ломонтитова”.

Отже, стадію катагенезу розчленовували мінімум на дві підстаді. Для їхнього утворення характерний комплекс не універсальних відмін. Вони залежать від складу та будови конкретної осадової товщі, однак мають деякі загальні ознаки, а саме (окрім зазначеної вище заміни мінеральних фацій): 1) перетворення всіх глин у аргіліти, що не розмочуються у воді; 2) трансформації більшості смектитових компонентів у хлорито-гідрослюдисті або гідрослюдисті; 3) удосконалення кристалічної структури в значній частині аутигенної гідрослюди (початок заміни політипів 1М на 2М₁); 4) масовий розвиток конформних або інкорпораційних структур гравітаційної корозії уламкових частинок у багатьох різновидах пісковиків та ін.

Ознаки глибокого катагенезу в породах з’являються поступово і не водночас у різних літотипах. Тому між утвореннями глибокого початкового та глибокого пізнього катагенезу існує перехідна зона, “розтягнута” в геологічному розрізі на багато сотень метрів. Її наявність дала підставу застосувати тричленне розділення катагенезу.

У схемах згаданих вище авторів початковий катагенез корелює зі стадією бурого вугілля, протокатагенезу органічної речовини, середній катагенез – приблизно зі стадіями довгополуменевого та газового вугілля, або з початковими градаціями мезокатагенезу (МК₁ – початок МК₂), пізній – з марками газового, жирного і коксівного вугілля, або з кінцевими градаціями мезокатагенезу (кінець МК₂ – МК₃). Однак ця кореляція чинна головню для тих тектонічних

западин, які безперервно занурювалися впродовж усього їхнього існування. Для басейнів породоутворення, які зазнали тектонічних інверсій, а тим більше складчастості, вона помітно порушена.

Під час входження цієї системи у ще більш напружені термобаричні умови (глибше ізотерм 250 ± 50 °С, тиск понад 200 МПа) елізійний режим гідрохімічних процесів змінюється іншим – дифузійно-метасоматичним. У цих термобаричних умовах літогенетичні процеси стають якісно іншими. Там, де ущільнення порід практично досягло межі й система взаємопов'язаних пор зникла, починають переважати хімічні реакції між мінеральними частинками у твердому стані, зокрема активізується дифузія іонів до меж цих частинок. Відбуваються масове окварцювання або альбітизація периферійних ділянок зерен польових шпатів, повне руйнування (серицитизація, хлоритизація та ін.) теригенних біотитів. З'являються гіллясті шви гідророзривів. Виникають принципово нові структури: рекристалізаційно-грануляційного бластеза кварцу, диференціального сковзання лінзоподібних мікроблоків з міцно зцементованих уламків та косо напрямлених до їхніх країв вrostків серицитоподібної гідрослюди політипу $2M_1$.

Такого типу новоутворення, що належать (на думку багатьох вітчизняних літологів) до типоморфних ознак метазенезу або “анхізони” (як уважають закордонні дослідники), легко діагностують методами звичайної оптичної мікроскопії. Наявність таких новоутворень означає, що елізійні процеси замінювалися принципово новими. Головного значення почали набувати реакції між мінеральними компонентами в породі – дифузійно-метасоматичні, а за досить високої термальної активізації – рекристалізаційно-бластичні. Слабкопроникні блоки порід є свого роду реакторами, де відбувається дегідратація, а системи тріщин, що обмежують ці блоки, слугують колекторами, по яких транспортуються виділені флюїди. Винесення флюїдами частини розчиненого кремнезему, мабуть, зумовило масовий розвиток кварцових

жилок альпійського типу. Разом з кремнеземом могли переміщуватися і рудні компоненти.

Формуються товщі масивних пісковиків, мармурів і глинистих філітоподібних сланців, у яких парагенезиси аутигенних мінералів властиві зеленосланцевому метаморфізму, проте їхня рівновага в більшості шарів усе ще метастабільна. Назву “метагенез” для такого типу перетворень порід у 1957 р. запропонували А. Косовська, В. Шутов та Н. Логвиненко. Однак цей термін досі не є загальноприйнятим та має неоднозначне змістове навантаження в різних дослідників. Зокрема, його запропонував Н. Вассоевич (1957) як перейменування всієї стадії метаморфізму для одноманітності в системі стадіальних термінів: седиментогенез–діагенез–катагенез тощо, проте в цьому трактуванні він не набув поширення. Тоді ж М. Страхов включав у стадію метагенезу як ранній метагенез, так і катагенез, а деякі літологи (А. Копелійович, Л. Рухін, М. Каплан) узагалі не виділяли метагенез як стадію. Більшість же літологів прийняла його у трактуванні А. Косовської та ін.

М. Страхов зазначив про подвійну генетичну природу післякатагенетичних новоутворень: в осадових басейнах з початково високими термічними градієнтами, які надалі стали складчастими спорудами, існують два конвергентно подібні, проте генетично різні види метагенезу. Перший належить до ряду занурення, другий – до динамотермальної активізації.

Метагенез занурення виникає до головного етапу складчастості. Його продукти поступово, з дещо розмитою межею змінюють у низах розрізу зони глибинно-катагенетичних перетворень. Другий вид метагенезу відрізняється від першого зовсім іншою структурно-тектонічною приуроченістю – не обов’язково до низів стратиграфічного розрізу осадової товщі, однак обов’язково у формі ареалів навколо послаблених проявів зонального метаморфізму амфіболітової та зеленосланцевої стадії, які, відповідно, простежуються в зоні глибинних розломів з розсувною складовою у зміщеннях, що

по них відбувалися. Час виникнення таких ареалів корелює з історико-геологічними етапами активізації тектонічного режиму в басейні породоутворення.

Саме такі (другого виду) новоутворення в породах треба зачислити до категорії ранньометаморфічних, дотримуючись учення А. Маракушева (1988) про те, що метаморфізм відбувається за температур, які підвищені порівняно з фоновими (геотермічними) відповідних фацій глибинності. Саме занурення системи, яка закрита для відтоку флюїдів, не приводить до регіонального метаморфізму через те, що тиск порід, розміщених вище, поширюється рівномірно на тверді фази (P_s) і газовий флюїд (P_f) та термодинамічно визначає систему як закриту щодо летких компонентів ($P_s = P_f$). Процеси метаморфізму в системі утруднені через високий парціальний тиск H_2O і C_2O , який заважає дегідратації і декарбонатизації мінералів. Однак якщо виявляються тектонічні дислокації глибинного закладення, то вони збільшують проникність порід, що створює умови неоднакового тиску ($P_s > P_f$) та сприяє утворенню вихідних флюїдних потоків підкорового походження, які стимулюють розвиток метаморфізму. Метаморфізм генетично пов'язаний з термічними аномаліями у земній корі. Виникненню флюїдних потоків можуть сприяти деструктивні дислокації в самому осадовому басейні, які перетворили басейн у складчасту систему.

Отже, для регіонального або локального накладеного метаморфізму осадових порід необхідний потужний ендогенний тепловий імпульс, який породжує різноманітні гідророзриви та інші шляхи відтоку власних (петрогенних) флюїдів, що сконцентровані в басейнах породоутворення, у напрямі зниженого тиску.

Відтік флюїдів, який стимулює метаморфогенні процеси, та механізм взаємодії флюїд–порода стали об'єктами спеціальних досліджень петрологів Б. Вуда, Дж. Уолтера, Дж. Феррі та ін. На незвичності цього підходу до проблеми наголосив А. Маракушев: розгляд метаморфізму, головню, в аспекті його фізичних *ТР*-параметрів, які впливають на

мобілізацію летких компонентів (H_2O , C_2O), що первісно містяться в породах. З підігрівом знизу вони можуть утворювати конвективні комірки (у разі невеликої глибинності) або (за великої глибини метаморфізму) надходити вгору у вигляді одноразових флюїдних потоків. За такого підходу в аналіз метаморфізму включають кількісні співвідношення породи, яка зазнає метаморфізму, та флюїдних компонентів, які містяться в ній. Це і є новизна в дослідженні ранньометаморфічних утворень, тому що петрологи, зазвичай, ці співвідношення не враховують, оскільки метаморфізм вони пов'язують з дією на породи не тільки температури та тиску, а й ювенільних флюїдів глибинного (підкорового) походження, тоді як ювенільні флюїди можуть відігравати роль тільки *стимуляторів* активзації власних енергетичних ресурсів осадових породних басейнів.

Розглянутий нами ряд перетворень, який безперервно посилюється (у напрямі від діагенезу до початкового метаморфізму), відображається у вигляді певної зональності мінеральних парагенетичних асоціацій, що змінюються в розрізі. Зональність найчіткіше виражена в потужних товщах теригенних порід. Класичні описи такого типу зональностей зроблені для таких відкладів: верхоянського складчастого комплексу та синхронних з ним товщ верхнього палеозою та мезозою Вілюйської синеклізи Сибірської платформи, карбону Донецького басейну, рифею, венду та нижнього палеозою Придністер'я, мезозою Північного Сходу та Далекого Сходу Росії, мезозою Західносибірської плити та ін. У кожному з названих регіонів літогенетична зональність дещо різна (у наборі конкретних аутигенних мінералів, у потужностях окремих зон та глибинах їхнього знаходження в розрізі), проте всюди чітко помічена спільність багатьох ознак, які характеризують описані вище стадії та підстадії катагенезу і метагенезу.

Однак не треба вважати, що послідовність стадійних перетворень всюди така ж чітка. У багатьох місцях вона надзвичайно ускладнена різноманітними локально накладеними

процесами. Їхні продукти належать до категорії утворень *регресивного епігенезу або регресивного катагенезу*. Вони властиві таким різновидам басейнів породоутворення, які зазнали разом з переривчастими зануреннями інверсійних піднять або латеральних тектонічних зміщень окремих блоків.

Такі нестійкі тектонічні режими впливають на зміни інфільтраційних режимів глибинних вод (у тому числі артезіанських). Проникнення в будь-яку ділянку басейну води з чужорідними для місцевого середовища гідрохімічними властивостями порушує хімічну рівновагу розчинів з мінеральною речовиною. Особливо це стосується вод, що проникають ззовні й раніше контактували з нафтовим покладом, який руйнується, унаслідок чого вони насичені розчиною в них вуглекислою і вуглеводнями та мають різко знижені значення рН.

Ці води сприяють активному кородуванню теригенних та аутигенних мінералів аж до виникнення зон децементованих, вторинно розпушених порід, які в разі швидкого огляду можна помилково прийняти за слабко змінені, які нібито не зазнали процесів катагенезу. Однак релікти попередніх новоутворень катагенезу занурення все ж можна побачити за допомогою стадіальних мікроскопічних спостережень.

Після етапу корозії може настати інший етап, пов'язаний з виділенням із води CO_2 і підйманням її вгору по тріщинах тектонічно послаблених зон. Відсутність CO_2 стимулює масову кристалізацію розчинених у воді карбонатів, що мають пізніший генезис щодо решти мінеральних компонентів та "байдужі" до початкової фаціальності належності породи, яка їх уміщує. Якщо цього не врахувати, то можна серйозно помилитися з генетичним аналізом осадової товщі.

Для проявів регресивного катагенезу, крім корозії і нової кристалізації карбонатів, на початкових етапах характерна також масова каолінізація (цьому сприяють передусім низькі значення рН). Каолініт може заміщувати внаслідок трансформацій більш ранній аутигенний хлорит, а також розвиватися по теригенних біотитах та плагіоклазах.

Зони масової вторинної каолінізації набувають пластово-лінійноподібного характеру, через що їх у деяких випадках помилково приймають за поховані кори звітрювання. Для того щоб їх відрізнити, необхідно зробити детальні дослідження всього профілю та його спадковості від підстильних порід. Зональність упорядкування структур глинистих новоутворень знизу вгору по розрізу, яка властива корам, відрізняється від хаотичного зміщення різнотипних регресивно-катагенетичних змін порід. Однак, на жаль, ознаки їхньої відмінності не завжди очевидні. Критерії для їхньої діагностики треба ще вивчати.

Частіше регресивно-катагенетичні зміни накладені на всі решта у менш помітній формі – розсосереджених плямистих включень карбонатних порфіробластів. Такого вигляду утворення поширені в теригенних породах гірськоскладчастих областей (юрські поклади Кавказу, пізньопалеозойські та ранньомезозойські Верхояння та ін.). Мабуть, вони виникли на етапах блокових піднять порід, які раніше були глибоко зануреними, під час масової дегазації порово-тріщинних вод, що там містилися.

Регресивно-катагенетичні новоутворення завжди мають накладений характер, а тому належать до категорії вторинних змін. Вони відрізняються від ранньометаморфічних змін, які теж генетично пов'язують з дегазацією та дислокаціями порід, високотемпературністю і низькотемпературністю регресивно-катагенетичних процесів, що місцями поєднуються з гіпергенними процесами.

Тут виникає важлива теоретична проблема – уточнення закону про фізико-хімічну спадковість осадових порід, сформульованого Л. Пустоваловим (1940). Суть закону така: “У будь-якій осадовій гірській породі, яка має сингенетичні мінерали, продовжують панувати фізико-хімічні, а отже, і геохімічні умови, які були в момент формування осадової породи, або ж, правильніше, умови, які досить наближені до них”.

Л. Пустовалов на підставі цього закону наголошував: пристосовуючись до умов навколишнього середовища, які

змінюються, порода все ж таки зберігає, зазвичай, більше ознак схожості з вихідним осадам, ніж відмінностей від нього. На цьому ґрунтуються палеогеографічні побудови та всі петрохімічні реконструкції складу регіонально-метаморфізованих утворень, які на цей день практикують.

У глобальному масштабі це положення справджується для катагенетичних, і, можливо, метагенетичних *перетворень*, що не досягли стану повної мінеральної рівноваги в переважно *занурених* породних басейнах.

Однак за умов інверсійно-блокових та складчастих дислокацій і *вторинних змін* порід, що супроводжують їх (низькотемпературних–регресивно-катагенетичних або високотемпературних–метаморфічних), природа може внести в цей закон свої корективи.

Доведено, що регресивно-катагенетичні новоутворення афаціальні. Наприклад, вторинна карбонатизація і каолінізація можуть бути властиві таким відкладам, у яких за умовами седиментації та діагенезу згадані мінерали були забороненими для конкретного фаціального середовища. І навпаки, добре відомі рівні вторинної декарбонатизації або вторинного розчинення та вилучення з породи седиментогенних компонентів SiO_2 та ін. У таких випадках весь спектр, який характеризує ці літотиби, суттєво відрізнятиметься від початкового.

Отже, існують умови, за якими фізико-хімічна спадковість порід може бути суттєво закамурфльованою, а можливо, навіть повністю зруйнованою. Розкрити їх можна тільки завдяки засобам стадіального аналізу.

3. СТАДІАЛЬНІ СПОСТЕРЕЖЕННЯ СТРУКТУР, ТЕКСТУР І МОРФОЛОГІЇ КОНКРЕЦІЙНИХ ВКЛЮЧЕНЬ У ПОРОДАХ

Початківцю-досліднику, зазвичай, буває легше досягнути структурно-текстурні зміни в породі, ніж скрупульозну діагностику мінеральних індикаторів стадійності літогенезу. І хоч мінеральні індикатори належать до головних показників умов та етапів породоутворення, знання вторинних структур, текстур і морфології конкрецій є необхідним для остаточних висновків про ці умови.

3.1. Вторинні структури

Структурні новоутворення – це зміни форми, розмірів породоутворювальних компонентів та характеру їхніх контактів між собою. Їх досліджують, головню, оптичними та електронно-мікроскопічними методами. За способом виникнення вторинні структури поділяють на такі групи: 1) утворені внаслідок хімічного розчинення (корозії) уламкових частинок; 2) утворені внаслідок механічного ущільнення; 3) утворені сполученням ущільнення з корозією; 4) утворені внаслідок обростання седиментогенної мінеральної частинки облямівкою того ж складу – ніби в прагненні відновити

кристал у властивій йому формі (регенерація); 5) утворені внаслідок кристалобластезу, що виявляється в декількох різновидах (рекристалізація, грануляція, порфіробластоз).

3.1.1. Корозійні структури

Корозійні структури бувають властиві уламковим, вулканогенно-уламковим та органогенним компонентам і перекручують їхні форми на різних стадіях літогенезу. Найчастіше виявляються на стадіях діагенезу та початкового катагенезу, а також притаманні накладеним регресивно-катагенетичним змінам порід. Під мікроскопом їх можна легко визначити за дрібними клиноподібними заглибленнями (“корозійні затоки”), що порушують плавні обриси зрізу мінерального зерна або скелетної рештки викопної фауни. Кородоване зерно може набувати у шліфі амебо- та ситоподібної форми. У препараті для сканувального електронного мікроскопа корозійні структури виявляються ще рельєфніше, у вигляді ямчастих та дрібнокомірчастих поверхонь.

3.1.2. Структури механічного ущільнення

Зазвичай, такі структури простежуються у пісковиках поліміктового складу, які насичені уламками початково пластичних (головно глинистих) порід. У такі уламки вдавлюються, як стрижні у пластилін, твердіші мінеральні частинки. У зрізі шліфа спостерігають опукло-угнуті константи, які називають конформними. Конформність може бути зумовлена також хімічним розчиненням, а тому, описуючи ці утворення, треба наголошувати, що це “механічна конформність”, яка виникає на ранніх стадіях катагенезу.

3.1.3. Структури сполучення механічного ущільнення з розчиненням твердих мінеральних частинок

Ці структури іноді в літературі називають структурами гравітаційної корозії. Від попередніх вони відрізняються тим, що виникають на контактах твердих зерен, які механічно не ущільнюються (кварц з кварцом, кварц з польовим шпатом або будь-яким іншим мінералом). У цьому випадку в разі сильного зовнішнього навантаження тиску товщі порід, розміщених вище, та за наявності міжзернової водно-флюїдної фази починаються процеси розчинення твердих мінеральних частинок. Частинкам властива анізотропія фізичних властивостей у різних напрямках. Завдяки їй навіть під час здавлювання двох однакових мінералів, які повернуті різними кристалографічними осями, один з них завжди є менш стійким і більш піддатливим до розчинення. Цьому сприяють також можливі дефекти кристалічних ґраток, мікротріщинуватість та інші типоморфні особливості кородованого зерна. Механізм таких процесів докладно проаналізований А. Копелійовичем (1965). Учений також запропонував назви для трьох різновидів структур гравітаційної корозії: *конформних, інкорпораційних та мікростилолітових*. Ці структури можуть виникати на підстадії початкового катагенезу, однак масового розвитку набувають на підстадії пізнього (глибокого) катагенезу, де вони парагенетично пов'язані зі структурами регенерації уламкових мінеральних частинок.

3.1.4. Структури регенерації

Регенерацією кристала називають процес відновлення ним своєї нормальної (плоскогранної та прямореберної) форми під час перебування в середовищі перенасичених розчинів від-

повідного складу. В осадових товщах цей процес, зазвичай, зачіпає уламкові мінеральні зерна в пісковиках і гравелітах (кварцу, польових шпатів, карбонатів, епідоту, гранату та ін.) або фрагменти деяких скелетних решток у детритових вапняках (головно членики криноїдей кальцитового складу).

Головною умовою регенерації є зовнішнє підтікання необхідної речовини до поверхні зерна. От чому на підстадії глибокого катагенезу регенераційні структури пісковиків бувають так тісно пов'язані з гравітаційно-корозійними структурами: компоненти, що надходять у розчин, реалізують себе по сусідству (на ділянках порівняно нижчого тиску) у вигляді регенераційних наростів. Однак можливе й інше джерело речовини. Розчини можуть привносити речовину і зовні. А тому ці структури властиві не обов'язково тільки глибокому катагенезу, а також початковому катагенезу і навіть діагенезу.

Тут же зафіксовано загальні морфологічні ознаки всіх регенераційних структур. Обростаючи облямівкою, мінерал осадової породи майже ніколи не досягає досконалої форми, бо йому заважають сусідні тісно згруповані компоненти. Тому він має вигляд плівки або окремих відростків і може виглядати як звичайний цемент плівкового або порового типу. Проте від плівки або відростків регенераційну облямівку відрізняє спільність її оптичного орієнтування з орієнтуванням кристала, що її оточує. Це легко перевірити, наперемінно вмикаючи та вимикаючи аналізатор у мікроскопі та повертаючи предметний столик. Загасання та просвітлення в зерні й регенераційних наростах будуть синхронними.

3.1.5. Структури обростання мінеральних частинок

Структури обростання відрізняються від регенераційних тим, що нарости на мінеральному зерні мають, зазвичай, інший речовинний склад, ніж зерно. Це можуть бути плівки з лусочок глинистих мінералів або дрібних кристаликів

карбонатного, фосфатного, кварцового й іншого складу. Найчастіше вони орієнтовані перпендикулярно до слабко кородованої поверхні кластогенного компонента породи. І якщо їх багато, то під мікроскопом спостерігаємо облямівки з будовою тонких щіточок – *крустифікаційні* оболонки. У породі виділяється крустифікаційний тип цементу, якщо їх є велика кількість. Розвитку крустифікації сприяють умови розсосередження уламкових частинок та наявність вільних проміжків між ними. А тому вона виникає до суттєвого ущільнення відкладів і належить до ознак ранніх стадій літогенезу – діагенезу або початку катагенезу.

Також відомий інший вид структур – глибокого вросання новоутворених мінералів у напрямі від поверхні всередину регенерованого уламкового зерна. До нього належать вrostки слюди або хлориту в край частинок кварцу та плагіоклазів у метапісковіку. Такі структури з'являються синхронно з бластичними. Вони характеризують початок метагенезу та зберігаються до ранньометаморфічної стадії включно. До них іноді застосовують спеціальні терміни: шипуваті та бородаті. Між собою вони відрізняються лише тим, що в других шипуваті вrostки не розсосереджуються по всьому периметру кластогенної частинки, а концентруються тільки на двох полярно протилежних ділянках у вигляді двох пучків, або “борід”. Таке їхнє розташування пояснюють “принципом Рікке”: у напрямі вектора тиску на мінеральне зерно активізуються процеси його корозії, а в поперечному перерізі умови сприяють процесам кристалізації. Там і розвиваються “бородаті” мінеральні нарости. Отже, вони слугують чітким індикатором високого одностороннього тиску (стресу). Тому “бородаті” структури простежуються тільки в областях розвитку геосинклінальної складчастості в парагенезисі з текстурами кліважу.

“Шипувата” структура може простежуватися в шліфі, зробленому в площині розвитку “борід”, або розвивається в місцях з більш-менш рівномірним розподілом навантаження на породу.

Відомий ще один різновид типово метагенетичних структур, споріднений з двома попередніми. Це структури *диференціального сковання*. Їхній вигляд такий: два щільно притиснуті одне до одного мінеральні зерна, які спочатку зазнали гравітаційної корозії, з прониклими впоперек межі їхнього розділення видовженими лусочками слюди. Кожна лусочка проникає в обидва зерна однаково. Вона орієнтована не строго перпендикулярно, а під деяким кутом до простягання межі між зернами. Усі лусочки слюди виявляються нахиленими в одному напрямі й майже під однаковими кутами. Під мікроскопом вони нагадують перекошені сходи́ни покладеної набік дерев'яної драбини.

Описані співвідношення новоутворень свідчать про декілька (принаймні три) етапів формування цієї структури. Перший етап – це крайнє ущільнення з інкорпорацією та регенерацією седиментогенних мінеральних частинок. Другий – кристалізація поперечних шипуватих вrostків слюди. Третій – зміщення скріплених цими вrostками мікроблоків у породі (їхнє диференційне сковання) під дією поздовжніх напружень. Очевидно, що за весь цей час напрям вектора тиску змінювався двічі або тричі.

Такого типу структури, як і “бородаті”, причетні до кліважу. Їх описував І. Симанович (1978) у місцях інтенсивної складчастості сегозерських кварцитоподібних метапісковиків докембрію Карелії, а також у зонах початку метаморфічних перетворень піщаних порід карбону та пермі верхоянського комплексу.

3.1.6. Бластичні структури

Бластез – це процес перекристалізації у твердому стані пороодоутворювальних компонентів (без фазових переходів). Мінералоутворення в кожному такому моменті пов'язане з невеликою ділянкою породи.

За повнотою прояву бластез може бути зародковим (на межах окремих зерен, що контактують між собою, або в середині роздроблених, тобто тих, що зазнали грануляції), неповним і повним.

Повнобластичні структури найчастіше бувають трьох різновидів залежно від складу та морфології кристалічних частинок: **гранобластові** – якщо частинки складені кварцом або каркасними силікатами; **лепідобластові** – якщо зрощені листочки слюдоподібних мінералів; **нематобластові** – якщо зрощені голчасті кристали таких мінералів, як актиноліт, силіманіт або ангідрит. Трапляються структури змішані – лепідогранобластові, нематогранобластові та інші (у кінці назви ставлять вид структури, що переважає).

Усі ці категорії мають неправильні форми мінеральних частинок, з зубчастими або звивисто-петлеподібними формами зчленування один з одним. Це пояснюють одночасністю процесу кристалізації та перешкодами у створенні досконалих кристалічних форм з боку сусідніх частинок, що перекристалізуються.

Однак якщо якийсь мінерал має суттєво більшу силу росту кристалів порівняно з його сусідами, то можуть виникнути **порфіробластові** структури.

Порфіробласти відрізняються від решти компонентів породи відособленістю, крупністю (на декілька порядків більшою, ніж інші частинки) та правильністю форми, яка в одних випадках може бути наближена до ідеального огранювання кристала, а в інших – до кулеподібної або еліпсоїдної. Еліпсоїдний різновид порфіробластової структури називають **очковим**.

Співвідношення порфіробластичних включень з іншими породоутворювальними компонентами бувають двоякими. В одних випадках порфіробластові включення поглинають породоутворювальні компоненти, і тоді таку побудову називають **пойкілітовою**. В інших випадках порфіробласти розштовхують компоненти, що їх уміщують, нагромаджуючи їх поблизу своєї поверхні. Тоді під мікроскопом видно

обгортання порфіробластів дещо подібним на тонкі облямі-вочки мікрозернистої будови, шаром.

А. Годовиков (1973) виявив, що згадана вище двоїстість співвідношень порфіробластів з вмісною речовиною визначена способами їхнього виникнення. Наприклад, якщо кристал, який метасоматично росте, стикається з іншим мінералом більш ранньої генерації, то його реакція на їхню зустріч буде зумовлена перш за все наявністю або відсутністю між ними прошарку кристалізаційного середовища. У випадках, коли його немає, кристал поглинає мінеральну частинку, яка трапилася, і вона стає пойкилітовим включенням у ньому. А якщо між цими мінералами є прошарок кристалізаційного середовища, то тоді порфіробласт продовжує рости, відштовхуючи частинку, яка йому трапилася. Можливість утворення прошарку кристалізаційного середовища визначена питомими поверхневими енергіями обох кристалів. А оскільки механічна енергія для різних граней однакового кристала є різною, то виникають умови, за яких механічну домішку захоплюють одні грані та відштовхують інші. Прикладом є секторіальний розподіл вуглецево-пелітової домішки в порфіробластах хіаєстоліту в глинистих породах, що зазнали ороговікування. Іншим прикладом може бути “бородатість” вrostків слюди у кварц.

Так А. Годовиков пояснює різне відношення одного й того ж мінералу порфіробластичного включення до різних домішок, а також різних мінералів до однакової домішки. Наприклад, кристали гіпсу, що ростуть, розштовхують та ущільнюють глинисті частинки, однак поглинають у вигляді пойкилітових включень піщинки кварцу, польових шпатів та інших каркаєних силікатів. Натомість кристали астраханіту поглинають глинисті лусочки, а кристали епсоміту розсувають їх.

Порфіробласти полістадійні. Їхні класичні прояви відомі в метаморфічних породах, однак вони можуть виникати до метаморфізму – на стадіях діагенезу, раннього катагенезу (як у названих випадках з включеннями гіпсу, астраханіту,

епсоміту), а також регресивного катагенезу (порфіробласти карбонатних мінералів).

У двох останніх випадках порфіробласти належать до категорії структур неповнобластичних. Повнобластичні структури (грано-, лепідо-, нематобластова), хоч і типові для стадій метаморфізму, однак не обов'язкові. Вони можуть виникати й задовго до метаморфізму. Наприклад, у відкладах солей вони формуються первісно, а в карбонатних породах – на стадіях катагенезу та метагенезу. І навпаки, відомі породи, складені рівноважними парагенезисами метаморфогенних мінералів, однак більш ніж на 50 % вони зберегли дометаморфічні структури, тобто з неповнобластичною будовою.

Неповнобластична будова простежується, коли зберігаються помітні релікти попередніх структур. Для того щоб відобразити їх у назві, акцентуючи на локальній наявності бластезу, назву структури починають з префікса “бласто-”. Структури **бластопсамітові**, **бластоалевритові** означають, що не всі піщані або алевритові частинки підлягали бластезу і що порода має первісний уламковий генезис. Структури **бластопорфірові** (не плутати з порфіробластовими) означають, що маємо частково перекристалізовану вулканогенну або вулканогенно-уламкову породу. **Бластопелітові** відповідають первісно глинистим породам.

Зародково-бластичні структури визначають за допомогою оптичної мікроскопії як важливу ознаку переходу речовини породи у якісно нову стадію свого розвитку.

3.2. Вторинні текстури

Седиментогенні текстури є більш “консервативні”, ніж структури, унаслідок чого багато з них зберігаються навіть у разі глибокого регіонального метаморфізму. Виконані у

1950–1970-х роках дослідження школи акад. А. Сидоренка з літології докембрію стали доказом того, що в багатьох гнейсах і кристалічних сланцях докембрію, що належать до амфіболітової та гранулітової фацій метаморфізму і мають повний бластез з багаторазовою зміною одних мінеральних парагенезисів іншими, усе ж збереглися чітко вираженими багато видів шаруватості, які морфологічно не відрізняються від текстур неметаморфізованих осадів (наприклад, шаруватості: багатопорядкова ритмічна, градаційна, коса однонапрявлена та різнонапрявлена й ін.). Речовинний склад кожного шару окремо не зберігав ніяких реліктів седиментогенної речовини, однак макротекстура зберігалася, тому що кожний шар перекристалізовувався, ставав іншим і надалі відрізнявся від сусідів новими ознаками: насиченістю або відсутністю будь-якого мінералу, розміром кристалів, переважною гранобластовістю або лепідобластовістю та ін. Вторинна кристалізаційна сланцюватість в одних випадках (і досить часто) успадковувала головне орієнтування шаруватості, а в інших – мала з нею січні контакти. Тепер добре вивчені ознаки, за якими їх можна відрізнити.

Окрім кристалізаційної сланцюватості, яка починає зароджуватися на стадії катагенезу, однак панує під час метаморфізму регіонального типу, є цілий спектр інших вторинних текстур, які необхідно знати, щоб не помилятися в палеогеографічних реконструкціях (бо первинні текстури належать до найважливіших індикаторів способу седиментації, чого вторинні прямо не стосуються). Це кільця Лізеганга – псевдошаруватість, яка виникає під дією гіпергенних процесів; стилітові та сутурні шви, які формуються на стадіях катагенезу, і схожі на них шви флюїдорозриву під час процесів метагенетичних; шви кліважу різних типів, а також текстури брекчування та мілонітизації в зонах підвищених стресових навантажень на породи та ін. Багато з них (особливо перші з названих видів) докладно описані в літературі з петрографії осадових порід, зокрема, М. Шведовим (1958, 1963), Л. Пустоваловим, Л. Рухіним (1969),

Н. Логвиненком (1984), Б. Прошляковим, В. Кузнецовим (1981), В. Фроловим (1992) та ін. Тому розглянемо головно текстури кліважу та сланцюватості.

3.2.1. Стилоліти, сутурні шви

Стилолітами називають добре помітні неозброєним оком хвилясто-шипуваті (у розрізі) або клиноподібно-стовпчасті внутрішньопластові шви, покриті тонкою глинистою плівочкою, що стоншується до кінців їхніх виступів. Найчастіше вони зовні схожі на шви з'єднання черепних кісток або на синусоїду, яка сильно ускладнена скривленнями менших порядків.

Амплітуда їхніх виступів може коливатися від декількох сантиметрів до 1,0–1,5 м. Дрібніші різновиди (аж до тих, що видно тільки під мікроскопом) називають *сутурними швами*. Частіше вони простежуються всередині пластів вапняків, доломітів, мергелів, менше – вапнистих алевролітів та пісковиків. Крім того, сутурні шви виявлено в шліфах кварцитоподібних пісковиків зони метагенезу, а також у кристалічних сланцях з керна Кольської надглибокої свердловини.

Виникнення стилолітових швів у карбонатних товщах М. Швецов пояснював як їхнє розчинення під навантаженням товщ, що лежать вище, а нерівності – анізотропією структури цих порід. Пелітова речовина всередині швів належить до нерозчиненого залишку. Знаючи її кількість в одиниці об'єму, а також відсоток домішок такої ж речовини всередині стилолітизованої карбонатної породи, можна визначити товщину розчиненого прошарку. Таким способом виявлено, що потужності деяких платформних карбонатних формацій унаслідок стилолітизації були зменшені майже на чверть їхніх початкових розмірів.

Подальші дослідження засвідчили, що процес стилолітизації, крім розчинення, ще пов'язаний і з локально підвищен-

ним флюїдним тиском, так що сутурні шви (у зонах глибокого катагенезу і подальших перетворень) генетично – це шви флюїдорозриву. У такій моделі тиск порід, розміщених вище, можна порівняти з запобіжним клапаном парового котла, що захлопнувся після виходу надмірних флюїдів.

Джерелами для надмірних флюїдів можуть бути різні процеси. Перш за все це трансформація смектитів у гідроліту (або хлорит) на межі між підстадіями середнього та глибокого катагенезу. Далі це можуть бути різні метаморфогенні реакції. Як зазначали дослідники надглибокої свердловини А. Кременецький та Л. Овчинніков (1986), зона вторинного розуцільнення (з текстурами флюїдорозриву) збіглася там з різкою межею між зеленосланцевою та епідотамфіболітовою фаціями. Пояснювали це тим, що підвищення температури в закритій системі привело до підвищення флюїдного тиску за принципом автоклавного ефекту та зумовило перебіг реакцій дегідратації висоководних мінералів (актиноліту, хлориту та ін.) у вихідних зеленосланцевих породах з виділенням вільної води. Їхні розрахунки засвідчили, що на тих глибинах (нижче 4,5 км) для збереження початкового об'єму виділена вода мала бути стиснута у 1,65 раза, що потребує тиску 3,0 ГПа. Оскільки це досягне лише в мантійних умовах (90–100 км), а міцність місцевих порід суттєво нижча (близько 5–10 МПа), то дегідратація неминує мала супроводжуватися мікрогідорозривами, які приводили до зростання загальної глибинної пористості порід.

Як бачимо, фіксація розглянутих текстур важлива для розуміння механізму постседиментаційних полістадійних процесів.

3.2.2. Текстури кліважу

Морфологія текстур кліважу на рівні оптичної мікроскопії в теригенних породах докладно описана Н. Логвиненком, а генезис досліджений М. Гончаровим, В. Галкіним, І. Та-

ліцьким. Зазначимо, що суть нових уявлень про ці текстури полягає в тому, що це не продукти простого механічного розщеплення на плиточки порід, які деформуються в складки, як це трактували у деяких посібниках зі структурної геології. Насправді це складні мінеральні перетворення в породі, зумовлені перерозподілом речовини флюїдами внаслідок деформацій порід.

В. Галкін (1988), який досліджував петрохімію цих процесів, запропонував нову морфологічну класифікацію кліважних текстур. Згідно з нею, *міжзерновий кліваж* (у попередніх класифікаціях – кліваж течії, розлому, розколу) – це плоскопаралельна мікротекстура, утворена чергуванням сплосчених тонкодисперсних агрегатів різних шаруватих силікатів, рудних мінералів, органічної речовини (кліважних зон) та ділянок породи, що вміщують великі уламкові зерна з цементом різного мінерального складу (мікролітони). Головна його риса – чітка диференційованість кліважних зон та мікролітонів за будовою.

Наприклад, в описаних автором метапісковиках середнього–верхнього карбону Північного Верхояння в разі вимкненого аналізатора мікроскопа добре помітні хвилясто-зігнуті або гілчасті кліважні зони, заповнені пелітоморфним агрегатом органічної речовини або оксидів заліза. Тому вони виглядають як чорні або бурі ниткоподібні смужки. У випадку ввімкненого аналізатора чітко видно, як уздовж цих смужок розвинуті зростки та скупчення лусочок метаморфогенного мусковіту з високим двозаломленням ($N_g - N_p = 0,045$). Кліважні зони вигинаються за простяганням так, що місцями стикаються або сильно наближаються одна до одної, а потім віддаляються на відстань до 0,3 мм. Унаслідок цього монолітно літифікована порода стає розділеною на багато мікролітонів лінзоподібної форми, розміри яких – 0,2–0,3 та 0,7–1,0 мм. Сукупність таких мікроблоків надає їй у площині шліфа лускоподібного вигляду.

Між мікролітонами чітко видно структури диференціального сковзання, виділені вигнутими та косо напрямленими

поперечними вrostками новоутворених слюд. Власне мікролітони – це скупчення декількох уламкових зерен кварцу, менше – польових шпатів, мікрокварцитів, проміжки між якими заповнені аутигенним кварцом та серицитом. Ці зерна здебільшого сильно регенеровані. Багато з них сплюснені в напрямі, перпендикулярному до площини кліважу, тобто зазнають інтенсивної гравітаційної корозії. На контактах вдавлених одне в одного зерен простежуються конформні та інкорпораційні структури. Найсильнішої напрямленої корозії зазнають уламки кварцу, які набувають витягнутої форми, з однозначним орієнтуванням уздовж сланцюватості; у “тіньових двориках” кварцових частинок розвинуті поздовжені відростки аутигенного кварцу разом з мікролускоподібним мусковітом, які утворюють “бородаті” структури. Це явні ознаки перерозподілу речовини в породі.

Інший вид – *кліваж плейчастості* (за старою термінологією – кліваж сковзання, сколювання) – представлений текстурою, яка накладена на попередню. Вона утворена плоскопаралельним розташуванням у породі зон концентрації слюдистих, глинистих, рудних мінералів та органічної речовини, які пов’язані з крилами мікроскладок більш ранньої площинної текстури (міжзернового кліважу).

Описані вище мікротекстури бувають тісно пов’язані з розвитком кварцових прожилків альпійського типу, у яких джерелом кремнезему є сама ж товща кліважних порід.

В. Галкін на конкретних об’єктах довів, що обидва види кліважу, а також структури тильних частин уламкових зерен та включень і мінеральні жили тісно пов’язані між собою *генетично*. Кліваж – це результат деформації з винесенням розчиненої (рухомої) складової у місцях підвищених напружень. А структури зон розтягання (“бородаті”) разом з мінеральними жилами є результатом деформації з привнесенням та кристалізацією речовини. Склад розчиненої та кристалізованої речовини подібний (тобто відображає спільність його джерела). Тому згадані мінеральні новоутворення розглядають як спільний структурно-текстурний парагенез.

3.2.3. Кристалізаційна сланцюватість

Кристалізаційна сланцюватість – це площинна мікроструктура, утворена паралельно розташованими в породі мінеральними зернами, подовженими або сплюсненими внаслідок поєднання процесів односторонньої корозії з регенерацією та (або) бластезом. На цьому особливо наголосимо, тому що відомі випадки седиментогенного площинного орієнтування первісно “черепицеподібних”, сплюснених уламків. Таке їхнє орієнтування, що зовні нагадує сланцюватість, її не стосується як текстури первинної. Первинна текстура трапляється в піщаних породах, які насичені теригенними слюдами та уламочками глинистих або слюдистих сланців.

Справжня кристалізаційна сланцюватість розвивається, починаючи зі стадії пізнього метагенезу. Як приклад, можна навести опис сланцюватості у слабкометаморфізованих алевропелітових породах карбону Орулганського хребта у Верхоянні (О. Япаскурт, 1984, 1989). У цих породах кристалізаційна сланцюватість накладена на седиментогенну шарувату текстуру. Така текстура буває добре помітною у шліфі в разі вимкненого аналізатора завдяки тому, що шари відрізняються різним вмістом вуглецевої речовини та змінюють забарвлення від майже безколірного до чорного. Крім того, вони відрізняються розміром частинок кварцу, слюд та інших мінералів. Сланцюватість не завжди збігається з орієнтуванням таких шарів і часто перерізає його під гострим кутом. Її найчіткіше видно під час спостереження з увімкнутим аналізатором.

Уздовж сланцюватості орієнтовані практично всі лусочки новоутвореного серициту, а також подовжені зерна кварцу, які мають лінзо- або веретеноподібну форму. Веретеноподібні зерна кварцу головно є уламковими частинками алевритової фракції, які зазнали сильного однонапрявленого розчинення під дією стресових напружень. Частина кварцу розкристалізована у “двориках розтягнення”, що привело до ще більшого подовження описаних зерен.

У підсумку виникли мікрогранолепідобластові агрегати з реліктами уламкової структури. На їхньому фоні місцями

різко виділяються порфіробластичні вклучення овальної форми розміром у поперечнику від 0,1 до 0,3 мм, які розсувають поверхні сланцюватості, тобто вони є пізнішими утвореннями. Їхній склад буває різним. Іноді вони утворені мусковітом, листочки якого зрощуються у лепідобластовий агрегат. Вклучення орієнтовані впоперек до площини сланцюватості, а тому у перерізі шліфа, зробленого в тій же площині, цей мусковіт має низькі, жовто-сірі кольори інтерференції першого порядку. У “двориках розтягнення” на краю мусковітових порфіробластів є зубчасті нарости аутигенного кварцу. Трапляються також порфіробласти подібної форми, проте дещо іншого складу. Більша їхня частина складена напівпрозорим червоно-бурым пелітоморфним агрегатом гідроксиду заліза, у центрі – з вклученнями найдрібніших лусочок мусковіту разом з кварцом. Порооди набувають явно метаморфогенного вигляду, хоч неозброєним оком ще дуже добре простежується уламкова будова і легко визначити належність її до того чи іншого гранулометричного класу.

Текстури кристалізаційної сланцюватості легко відрізняються від шаруватих під час спостереження в шліфі, а також макроскопічно у випадках з частим чергуванням різноманітних літотипів. У пачках порід монотонного складу (особливо глинистих) ці текстури можуть бути помилково прийняті одна за іншу, якщо знехтувати петрографічними та стадіальними спостереженнями над розвитком мінеральних новоутворень.

3.3. Морфологія конкреційних вклучень

Конкреції можуть формуватися на різних стадіях: синхронно до процесу седиментації (залізо-манганові жовна на океанічному дні), а також під час діагенезу та катагенезу порід. Розрізнити їх у викопному стані, уточнити час та

етапи формування допомагають спостереження над їхніми взаємовідношеннями з текстурними елементами вмісної породи, перш за все з її шарами.

Частіше в давніх осадових відкладах простежуються такі форми співвідношень між конкреціями та шаруватістю: 1) конкреція ніби розсуває шари, у цьому разі вона обгорнена ними з обох боків; 2) до конкреції притуляються бокові шари; 3) шари простягаються крізь конкреційне тіло без будь-якого викривлення; 4) конкреція формою пристосовується до простягання окремих міжшарових меж і перетята з іншими шарами; 5) співвідношення неясні у випадку безладної текстури породи, що вміщує конкреції. До цього переліку не включено перевідкладені (“перемиті”) конкреції, що нагромаджуються за законами механічної диференціації як будь-які алотигенні компоненти – гальки або валуни, а також залишкові продукти генетичних типів горизонтів конденсації на морському дні, де осади, які вміщували конкреції, були вимиті донними течіями.

Розглядають тільки аутигенні утворення. З них перші два види – це найбільш ранні за часом зародження. Детально вони схарактеризовані Ю. Гавриловим (1982) на прикладах карбонатних стяжінь з чокрацько-караганських відкладів Східного Передкавказзя. Овальна та куляста форма свідчить про їхнє утворення в обводненому, неуцільненому осаді. Формування конкрецій на різних етапах стадії діагенезу позначилося на їхніх взаємовідношеннях з вмісною глиною. Шари глини обгортають кальцитові стяжіння, значно вигинаючись. Частина шарів простежується всередині такого стяжіння і дає змогу спостерігати первісну текстуру осаду, яка “запечатана” карбонатною речовиною. Вигин шарів біля сплосчених сидеритових конкрецій незначний, шаруватість у них простежується погано. Зональні стяжіння займають проміжне положення.

Огинання конкрецій шарами вмісних порід сформувалося в процесі ущільнення глин. Карбонатна речовина щільно зцементувала окремі ділянки осаду, які надалі вже

не змінювали свого об'єму, тоді як глина поступово ущільнювалася. Різниця в часі утворення кальцитових (більш ранніх) та сидеритових конкрецій привела до відмінностей у їхніх взаємовідношеннях з вмісною породою. Огинання діагенетичних конкрецій шарами глин враховували в разі кількісної оцінки зменшення потужності осадов у процесі їхньої літифікації, розраховуючи коефіцієнт усадки K_y : відношення найбільшої відстані між шарами, що огинають стяжіння, до відстані між ними за деякого віддалення від стяжіння. Зокрема, для середньоміценових глин, що вміщують сидеритові конкреції, значення K_y (за Ю. Гавриловим) коливалося від 1,4 до 2,5. Ю. Гаврилов уважав, що це відображення сумарного ущільнення, яке відбулося у пізньому діагенезі—на початку катагенезу (основна частина ущільнення стосується діагенезу).

Унаслідок спостережень над змінами форм конкрецій та їхніх співвідношень з шарами зверху вниз по розрізу Ю. Гаврилов (1982) також дійшов висновку про те, що виникали відмінності у зменшенні потужностей пластів різного літологічного складу. Ці відмінності приводили до різниці тисків між похованими в них водами, що зумовило часткову міграцію вод з одних пластів у інші.

Результатом цього процесу міграції вод стало утворення субвертикальних карбонатних стяжінь, зокрема, карбонатних конкрецій пірамідальної форми та дайкоподібних тіл. Пірамідальні конкреції складаються з декількох коржикоподібних тіл діаметром 2–25 см, висотою від 15 см до 1 м, ніби покладених один на одного. У них можна простежити тріщинку, яка зцементована карбонатом конкреції та проходить через її центр, де тріщинка розкривається, утворюючи каналчик. Інший різновид субвертикальних стяжінь нагадує нештунічні дайки висотою 1,5 м, товщиною 15 см, з якими їх споріднює тріщинка, яка простежується по центру (1–2 см) та заповнена піщано-алевритовим матеріалом. Карбонат, з якого складена дайка, цементує як тріщинку з піском, так і прилеглу

глину. Зверху та знизу субвертикальні стяжіння слабо обгорнуті глиною, що свідчить про їхнє утворення до повного ущільнення вмісних порід.

На цьому прикладі бачимо, як спостереження над морфологією конкрецій та співвідношеннями їх з шаруватістю допомагають реконструювати динаміку процесів літогенезу. Якщо додати до цього дані петрографічних та геохімічних аналізів, то можна одержати повну картину перетворень речовинного складу досліджуваних відкладів.

Для конкрецій післядіагенетичного генезису характерна незгідність контактів з площинами нашарування, хоч і тут є часткове пристосування їхніх форм до цих площин. Наприклад, якщо шари проходять крізь конкреційне тіло без відхилення, то для крайової частини цього тіла іноді характерна східчастість, яку пояснюють різною проникністю шарів для міграції пластових вод. Якщо будь-який шар за фізико-мінералогічними властивостями був непроникним, то конкреція може ніби “лежати” на ньому, бути зрізаною ним, однак її перерізатиме решта шарів.

Наведені вище види ранньокатагенетичних кальцитових конкрецій детально описані Г. Крашенінніковим, О. Япаскуртом у пісковиках нижньої крейди Приверхоянського крайового прогину на р. Лена.

Щодо конкреційного аналізу є спеціальна література. Передусім це праці А. Македонова та П. Зарицького, а також Ю. Гаврилова, Л. Орлової, Л. Пустовалова, В. Муравйова, Н. Логвиненка.

Контрольні питання

- 1. Основні стадії та процеси осадового породоутворення, погляди щодо цих процесів відомих дослідників.*
- 2. Характеристика вторинних структур, текстур, конкреційних включень у породах та їхня роль у визначенні умов і етапів породоутворення.*

3. *Корозійні структури.*
4. *Структури механічного ущільнення.*
5. *Структури регенерації.*
6. *Структури обростання мінеральних частинок.*
7. *Бластичні структури.*
8. *Вторинні текстури – стиліти, сутурні шви.*
9. *Текстури кліважу.*
10. *Кристалізаційна сланцюватість.*
11. *Характеристика конкреційних включень та їхня роль у визначенні часу й етапів літогенезу.*

4. СТАДІАЛЬНІ ПЕРЕТВОРЕННЯ ГОЛОВНИХ МІНЕРАЛІВ ОСАДОВИХ ПОРІД

Дослідження мінеральних угруповань у цьому аспекті розпочав Л. Пустовалов (1940), який у першій частині підручника виділив розділ під назвою “Історія головних первинних мінералів у зоні осадоутворення”. Там коротко розглянуто перетворення мінералів каолінового ряду мета- та ортосилікатів, кварцу, оксидів заліза, карбонатів, галоїдних сполук та ін. Він і надалі приділяв значну увагу численним аутигенним утворенням у літогенезі. Його учні розвинули ці ідеї та створили науковий напрям, який назвали *геомінералогією*, або *генетичною мінералогією осадових утворень континентів та океанів* (термін запропонувала А. Косовська). Це наука про формування, існування та перетворення стадіальних мінеральних парагенезисів, властивих осадовим утворенням.

Дослідження мінеральних парагенезисів (а не тільки відособлених компонентів), виконане на тлі літолого-фаціальних та формаційних побудов, що розкривають історію виникнення та розвитку осадового басейну загалом, тобто поєднання детального генетичного аналізу з регіональним синтезом численних фактів про об’єкт дослідження; підхід до нього як до єдиної системи, у якій усі елементи взаємопов’язані і всі процеси взаємозумовлені – ось суть цього вчення. Саме в таких аспектах написані монографії

В. Дріца, А. Косовської, В. Шутова, В. Копоруліна, В. Муравйова, І. Симановича, Р. Юркової, О. Япаскурта та інших літологів. Ми ж коротко розглянемо лише окремі аспекти геомінералогічних досліджень, доведемо їхнє принципово важливе значення на явно дещо спрощених засадах.

А. Косовська, розглядаючи головні мінерали в осадовому процесі, які мають неоднакову стійкість щодо дій зовнішнього середовища і по-різному реагують на ці дії характером будови кристалічних ґраток, запропонувала розділити їх на такі категорії: *мінерали-донори*, *мінерали-приспосовувачі*, *мінерали-свідки* зміни середовища. До перших зачислено нестійкі до дії органічних кислот та інших сполук, які потрапили в осад з магматичних або глибоко метаморфізованих порід: олівіни, піроксени, амфіболи, основні (суттєво кальцієві) плагіоклази, гранати та ін. Їхнє інтенсивне кородування приводить до вивільнення великих мас кремнезему, глинозему, магнію, заліза і кальцію, які йдуть на “побудову” нових – аутигенних мінеральних видів.

До мінералів-свідків, навпаки, належать стійкіші види. Це кварц, кислі (суттєво натрієві) плагіоклази, рідше калішпати та мусковіт, циркон, рутил, турмалін, сфен та ін.

Мінерали-приспосовувачі – головно осадові утворення, які дуже реагують на найменші зміни температури, тиску, рН або Eh **навколишніх розчинів певними змінами характеру будови своєї кристалічної ґратки аж до трансформації у новий мінеральний вид.** Сюди належать перш за все глинисті мінерали, а також цеоліти. До тієї ж групи зачисляють карбонатні, сульфатні та галоїдні мінерали.

Трапляється, що різні особливості кристалічної ґратки одного й того ж мінералу, прояви поліморфізму, різних деформацій ґратки, домішок тощо, ніби зберігають у “пам’яті” інформацію про різні умови генезису та постседиментаційних перетворень осадів. Таку цінну інформацію необхідно вміти отримувати. Для того щоб зрозуміти, як це роблять, схарактеризуємо деякі мінерали, які належать до кожної з названих вище груп.

4.1. Кварц

Кварц як індикатор процесів седиментогенезу та літогенезу найдокладніше описали І. Симанович (1978), О. Япаскурт (1995). Цей мінерал найстійкіший до руйнування в осадовому процесі; витримує неодноразові перевідкладення, у відповідних умовах часто стає головним мінералом піщаних порід. Однак незважаючи на стійкість, внутрішня його структура в процесі літогенезу зазнає певних перетворень. З урахуванням їх дослідник за допомогою спостережень шліфів у поляризаційному мікроскопі може багато довідатись про передісторію цього мінералу і про стадійність постседиментаційних перетворень породи, у складі якої міститься кварц.

Піщаним уламковим зернам кварцу, які пройшли через стадію катагенезу, властиві дві найпоширеніші та генетично взаємопов'язані форми перетворення: гравітаційна корозія та регенерація. Першу з них легко розпізнати в шліфі завдяки конформним (опукло-увігнутих), мікростилолітовим (рівномірно-пилчастим) або інкорпораційним (зубчасто-клиноподібним) межах між щільно притиснутими один до одного уламковими зернами. Розчинення кварцу потребує не тільки тиску, а й температурної активації, а тому масову появу зазначених вище вторинних структур у породі вважають однією з типових ознак глибинно-катагенетичної підстадії.

Такі перетворення, зазвичай, супроводжуються регенерацією частини кварцових зерен, які обростають суцільною або переривчастою облямівкою чи окремими "полум'яноподібними" відростками, які заповнюють міжзернові проміжки та цементують сусідні уламкові зерна. Здебільшого, відновлюються уламки дрібніших розмірів (вони не зазнали сильного тиску, який діє передусім на великі зерна у випадку їхнього щільного упакування). Однак часто трапляється, що одне й те саме уламкове зерно одночасно розчиняється під тиском, з одного боку, та відновлюється,

– з іншого (перпендикулярного до вектора тиску). Усе це дає підстави вважати, що розчинена кремнекислота була перевідкладена тут же, у порових просторах.

Масові конформно-регенераційні або інкорпораційно-регенераційні структурно-мінеральні новоутворення належать до важливих та розпізнавальних індикаторів глибокого катагенетичного перетворення породи. Однак робити висновки з цього, як здається, явного критерію треба обережно й обов'язково звіряти їх з іншими критеріями.

Обережність необхідна перш за все там, де бачимо масову регенерацію уламкових зерен без ознак їхнього розчинення під тиском. Є випадки (описані В. Муравйовим, 1983) виникнення регенераційних кварцових цементів без достатнього ущільнення породи на стадіях початкового катагенезу і навіть іноді діагенезу. Це пояснюють тим, що для масової регенерації необхідні дві умови: достатня кількість “зародків” (у цьому випадку – кластогенних кварцових частинок) та перенасиченість кремнеземом розчинів, що заповнили порові проміжки між ними. І якщо ці дві умови виконуватимуться на початку глибинно-катагенетичної підстадії, то регенерація кварцу їй передуватиме. А виконуються вони у первісно насичених кремнеземом відкладах, таких, наприклад, як товщі трепелів та опок з підпорядкованими глинистими й піщаними прошарками в складі платформного осадового чохла. У цьому випадку вода, яка проникла в пори піщаних відкладів через сусідні шари трепелів та опок, насичувалася достатньою кількістю “будівельного матеріалу”, необхідного для масового формування регенераційних кварцових облямівок на ранніх етапах літогенезу.

Іншим джерелом SiO_2 , яке сприяє регенерації теригеного кварцу на стадії середнього (але не пізнього) катагенезу, можуть бути масові трансформації монтморилоніту в гідрослюду в пластах глинистих порід, які чергуються з пісковиками.

Песимістичний, на перший погляд, висновок про проходження через стадії діагенезу та катагенезу явищ регене-

рації уламкового кварцу зовсім не зменшує значення спостережень за цим явищем у ході стадіальних досліджень. По-перше, використовуючи електронно-мікроскопічні спостереження, можна виявити ознаки відмінностей діагенетичних регенераційних облямівок кварцу від найбільш пізніх утворень. По-друге, оцінити час початку регенерації допомагають спостереження над комплексом стадіальних змін інших мінеральних компонентів.

В. Муравйов (1983), порівнюючи регенераційний цемент ранніх та пізніх стадій літогенезу, помітив, що в першому з них між кварцовим зерном та його облямівкою видно чітку світлову смужку Бекке в разі ввімкненого аналізатора поляризаційного мікроскопа. Здавалось би, що так не повинно бути, тому що ця смужка з'являється на межі двох середовищ з різними показниками заломлення. І її не видно на межах між регенераційним та уламковим кварцом у породах, змінених під час глибокого катагенезу. Однак тут, навпаки, за максимального збільшення виявлялася не тільки яскрава смужка, а й її роздвоєння під час підймання тубуса на смужки, які зміщуються в протилежних напрямках (одна – у бік уламка, інша – до периферії облямівки). Це можна було пояснити тільки тим, що між уламком та облямівкою є якась речовина з дуже низьким показником заломлення. Такою речовиною, як засвідчили електронно-мікроскопічні спостереження, виявився опал, який має чітко виражену глобулярну коломорфну структуру. Опал утворює внутрішню частину плівки, а в напрямі до зовнішнього боку його замінюють кристалики кристобаліту. На кристобаліт нарощується аутигенний кварц зі збереженням оптичного орієнтування уламкового зерна. Отже, тут виявлений “ефект далекодії” кристалічної структури ядра на новоутворену частину кристала.

У катагенетично змінених піщаних породах внутрішня межа кварцових регенераційних облямівок виглядає інакше. Вона простежується в шліфах ланцюжками мікроскопічних включень мінералоутворювального середовища (за

невеликих збільшень у вигляді крапок або штрихуватих непрозорих плямок). Ці включення діагностують у разі максимального збільшення оптичного мікроскопа за значно меншим порівняно з кварцом показником заломлення. Від аутигенного кварцу уламкове ядро часто відокремлене облямівкою, яка складається зі сторонніх мінеральних включень. Наприклад, у шокшинських кварцитах-пісковиках (І. Симанович, 1966) вони були представлені оксидами заліза та глинистими мінералами. Включень між уламковим ядром та регенераційною облямівкою може і не бути, тоді уламкові контури регенованих кварцових зерен не розрізнити за допомогою поляризаційного мікроскопа.

Окрім описаних вище типоморфних ознак, ще більше значення має аналіз парагенезисів постседиментаційних мінеральних і структурних новоутворень. Парагенезис структур гравітаційної корозії уламкових зерен і регенерації є досить надійною ознакою пізньокатагенетичного генезису цих зерен.

Перетворення кварцу ще інформативніші для виявлення межі між катагенетичною та післякатагенетичною (метакатагенетичною або ранньометаморфічною) стадіями літогенезу. Сильна термальна активація, яка характеризує метакатагенез (початковий метаморфізм), породжує незворотні зміни в кварці, і в ньому зникає більшість ознак, набутих на попередніх стадіях катагенезу. Перш за все в кластогенного та аутигенного кварцу з'являються явні ознаки пластичної деформації та початковий рекристалізаційний бластез, накладений на пізньокатагенетичні конформно-регенераційні структури. Бластез кварцу досить легко виявляється навіть за середніх збільшень звичайного поляризаційного мікроскопа.

Це явище на початкових етапах метакатагенезу є характерним, головне, для периферійних ділянок уламкових зерен і регенераційних кварцових облямівок. Суть процесу зводиться до бластичного заміщення кварцу кварцом, яке відбувається внаслідок руху меж зерен. Це можна побачити в разі схрещення ніколів. У такому випадку межа між мінеральними агрегатами, які мають унаслідок різних оптичних

орієнтувань різну тональність інтерференційного сірого забарвлення, далеко не всюди збігається з первісними (конформними та інкорпораційно-регенераційними) контурами поділу піщаних зерен, добре помітними в разі ввімкненого аналізатора. Відбувається частковий перехід оптичного орієнтування з одного кварцового зерна в інше, сусіднє зерно, іноді навіть через найбільш ранню регенераційну облямівку між ними. У випадку перемінного ввімкнення та вимкнення аналізатора здається, що окремі кварцові ядра ніби збільшуються в розмірах, поглинаючи частину площі свого сусіда, яка набуває однакового з цим ядром оптичного орієнтування, “загасаючи” та “просвітлюючись” разом з ним у міру обертання столика мікроскопа.

Причому якщо на межах між вихідними зернами були бульбашки рідини або ж дрібні примазки глинистої речовини, то вони зовсім не перешкоджали дифузній міграції меж у процесі рекристалізації кварцу. І. Симанович (1978) наголосив, що для такого переміщення великокутових меж мінералу потрібна енергія активації. Причиною їхнього руху є внутрішні напруження у зернах кварцу або зовнішнє прикладення напружень (стрес), або прагнення до зменшення вільної енергії самих меж зерен. “У метагенетично змінених кварцитах-пісковиках, зазвичай, простежується лише рідкісне ускладнення епігенетичних структур рекристалізаційними контактами. З підвищенням температури починає рухатися більша частина меж кварцових зерен; їхня міграція відбувається набагато глибше – іноді сусідні зерна повністю поглинає мігрувальна межа. Так формуються гранобластичні (гранобластові) структури” (І. Симанович). А в динамічно активних зонах метагенезу рекристалізаційні контакти бувають ускладнені грануляцією – розвитком на ділянках контакту різноорієнтованих дрібних кварцових індивідів, які загасають в “шаховому порядку”. Такі структури рекристалізаційно-грануляційного бластезу відрізняються від зазначених вище інкорпораційних катагенетичних структур уявною “нероздільністю” контактних агрегатів зерен у першому випадку.

Окрім структур бластезу, ознакою завершення стадії катагенезу є пластична деформація, структури диференціального сковзання та початок “метаморфізму” (самоочищення) теригенного кварцу.

Найлегше спостерігати явища пластичної деформації – “смужки Бема”. Це площини, що обмежують деформаційні пластинки в кварці й переповнені дрібними рідкісними вclusions, через що мають вигляд бурих ниткоподібних утворень і за малих збільшень нагадують тріщинки спайності, однак, зазвичай, вони мають трішки зігнуті контури. Такі утворення докладно схарактеризовані в праці І. Симановича стосовно шокшинських кварцитів-пісковиків протерозою Карелії.

Важливо пам’ятати, що саме по собі виявлення смужок Бема всередині уламкового зерна ще не свідчить про глибокі динамотермальні перетворення всієї породи. Зерно може бути перевідкладене з давнішої породи, що зазнала початкового метаморфізму. Важливо, щоб ці смужки перетинали регенераційні облямівки кварцу – тоді вже ясно, що вони виникли на пізнішій стадії інтенсивних перетворень у породі. Формування смужок – це важливий крок до самоочищення кварцу від домішок, які були в ньому (метаморфізму кварцу, за І. Симановичем) і які повністю вилучено на етапі зеленосланцевого метаморфізму, а в разі ще глибшого метаморфізму замість них у “чистому” кварці з’являються цілком нові вclusions.

Структури диференціального сковзання також належать до проявів пластичної деформації кварцу. Сковзання по межах зерен часто асоціює з деформаційним пластинкуванням та іншими проявами пластичної деформації, які розвиваються на стадії катагенезу та спотворюються подальшим сильнішим метаморфізмом порід.

Отже, перетворення кварцу дають важливу інформацію про кінцеві етапи катагенезу та про перехід до більш напружених термобаричних умов нової стадії, яку багато літологів виділяють під назвою катагенез, а інші зачисляють до початку метаморфічних змін осадової породи.

Коротко розглянуті нами стадіальні перетворення кварцу становлять інтерес не тільки стосовно пізнання етапності процесів літогенезу. Корисно також знати, до якої стадії зміненості цього мінералу можливе використання його типоморфних ознак для палеогеографічних побудов. Такими ознаками є: характер включень мінералоутворювального середовища, склад мінеральних вrostків, морфологічні різновиди дефектів кристалічної ґратки, способи двійникування та ін. Як довів І. Симанович, вони не однакові у кварці з різним генезисом. І. Симанович опрацював методику статистичних підрахунків цих ознак за допомогою спостережень їх у шліфах (бажано переглядати не менше 300 кварцових зерен на кожний шліф). За ними вдається чітко розрізняти мінерали з порід: метаморфічних, давніх та молодих гранітоїдних, кислих ефузивних, жильних та осадових. Цим способом можна реконструювати склад живлячих провінцій та напрями привнесення теригенної речовини в палеобасейн седиментації, не застосовуючи трудомісткі дослідження багатьох акцесорних мінералів так званої важкої фракції.

Метод І. Симановича зручний для досліджень відкладів мономінерального складу. Однак він має досить певні обмеження: його застосовують тільки до входження порід у стадію метагенезу. Це пов'язано з тим, що на цій стадії (особливо на її пізній підстадії) відбувається процес самоочищення кварцу, за якого більшість первинних ознак втрачається і їх замінюють вторинні.

4.2. Глинисті мінерали

Виявити стадіальні перетворення глинистих мінералів набагато складніше, ніж більшості інших через малі розміри. Водночас ігнорувати їх неприпустимо, тому що ці мінерали належать до найбільш поширених компонентів

осадових порід. Крім того, як тепер з'ясовано, вони є особливо чутливими індикаторами умов седименто- та літогенезу. Їхні властивості, такі як ізоморфізм, політипія та інші особливості складу й будови кристалічних ґраток, дають цінну стадіальну інформацію. Однак отримати її практично неможливо, якщо застосовувати тільки методи оптичної мікроскопії і не поєднувати їх з тонкими (прецизійними) фізичними та хімічними дослідженнями. Тут необхідно виконувати комплекс спостережень на кристалохімічному і навіть на молекулярному рівнях (рентгенографічні, електронографічні та ін.).

Мінерали групи смектитів особливо цікаві тим, що для них характерна легкість трансформацій, невизначеність та ефемерність кристалічної структури, яка чутливо реагує на найменші зміни навколишнього середовища. "...Вони часто є тою первинною кристалічною фазою, з перетворенням якої починається історія виникнення цілої групи породотворювальних мінералів" (В. Дріц, А. Косовська, 1990).

Смектити є майже всюди в осадовому чохлі континентів та океанів. Вони представлені великою кількістю різновидів, які відрізняються один від одного формульним складом і деталями структурно-кристалохімічних характеристик. Повне зведення про них та кристалохімічна класифікація відображені у монографії В. Дріца та А. Косовської, коротку інформацію з якої наведено нижче.

Як відомо, загальною властивістю цієї групи мінералів є їхня здатність до внутрішньокристалічного набухання під час змочування. Молекули води разом з обмінними катіонами здатні легко проникати у міжшарові проміжки кристалічної ґратки смектитів, розсуваючи пакети силікатних шарів, які не мають між собою таких міцних зв'язків, які властиві іншим глинистим мінералам.

Кожний пакет силікатних шарів складається з комбінації двох тетраедричних ґраток та однієї проміжної між ними октаедричної. У кожній з них на вершинах містяться загальні з сусідніми сітками аніони кисню або гідроксильної

групи. У середині тетраедрів розташовано по одному катіону кремнію (місцями ізоморфно заміщеного алюмінієм). У середині октаедра може бути катіон алюмінію або тривалентного заліза. У цьому випадку електричні заряди сітки збалансовані за умови “заселення” катіонами тільки двох октаедричних позицій з трьох можливих (кожний третій октаедр залишається без катіона). Таку групу мінералів називають *діоктаедричними*. Якщо ж октаедричні сітки заповнені двовалентними катіонами, головню магнію або заліза, то ці мінерали називають *триоктаедричними*.

Розподіл на ді- та триоктаедричні відміни властивий не тільки смектитам, а й будь-яким шаруватим силікатам з тришаровою будовою кристалічної ґратки, за типом 2:1 (з двома тетраедричними шарами та проміжним октаедричним).

Що стосується смектитів, то в осадових відкладах переважають їхні діоктаедричні відміни. Триоктаедричні смектити донедавна до породоутворювальних не зачисляли, однак недавні відомості спонукали переглянути цю тезу. Виявилося, що вони досить поширені в продуктах гідротермальнотетраедричного перетворення базальтоїдів океанічного дна. Крім того, одержано відомості, що триоктаедричні магнетизальні смектити характерні для осадів високомінералізованих евапоритових комплексів – таких, як озера содового типу західних штатів США та Східної Африки. Отже, ці мінерали полігенетичні.

Діоктаедричні смектити ще більше полігенетичні. Їх можна виявити в корах звітрювання, у ґрунтах, в осадах озер, морів, океанів і серед продуктів наземних та підводних гідротерм. В. Дріц та А. Косовська все це узагальнили та дійшли висновку, що для материкових блоків земної кори найбільш характерні Al та Al-Fe-смектити; для пелагіалі осадового шару океанів – Fe³⁺-Al-смектити (формування яких пов’язують з розкладанням базальтової кластики); для металоносних осадів рифтових областей морів та океанів – нонтроніти, або високозалізисті Fe³⁺-смектити.

Запропонована кристалохімічна класифікація смектитів ґрунтується на двох параметрах: шаровому заряді та ступені залізистості.

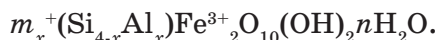
Перш ніж з'ясувати це, нагадаємо, що в складі діоктаедричних різновидів смектитів виділяють: власне монтморилоніти, бейделіти та нонтроніти. Узагальнена формула монтморилоніту така:



де m – одновалентні катіони.

З цієї формули випливає, що всі тетраедри заселені кремнієм, а в октаедрах частина тривалентного алюмінію ізоморфно заміщена двовалентними катіонами заліза або магнію. Отже, порушується баланс кристалічних зарядів (він урівноважений обмінним міжшаровим катіоном M^+) і негативний заряд у цьому разі зосереджений в октаедричних сітках.

На відміну від монтморилоніту, у бейделіті та нонтроніті негативні заряди зосереджені в тетраедричних сітках унаслідок часткових заміщень чотиривалентного кремнезему на тривалентний алюміній. В ідеалізованому вигляді їхні формули такі:



Усі перелічені мінерали розділені на дві групи: низько- та високозарядні, у назвах зазначають тільки високозарядні різновиди (у яких загальний шаровий заряд на половину комірки перевищує 0,5 валентної одиниці), наприклад, “високозарядний монтморилоніт”.

Другий класифікаційний параметр – ступінь залізистості Z , який дорівнює вмісту Fe^{3+} в октаедричних позиціях кристалічної структури. Залежно від цього значення всі діоктаедричні смектити також розділені на дві великі групи: монтморилоніти і бейделіти, з одного боку (у них $Z < 1,2$), і нонтроніти, – з іншого ($Z > 1,5$). Відповідно, групу монт-

морилонітів та бейделітів поділяють на три підгрупи: алюмінієву ($Z < 0,25$), алюміній-залізисту ($0,25 < Z < 0,5$) та залізисто-алюмінієву, або високозалізисту ($0,5 < Z < 1,0$). Представників першої групи запропоновано називати власне монтморилонітами і бейделітами, представників другої – Al-Fe³⁺-монтморилонітами, третьої – Fe³⁺-Al-монтморилонітами і Fe³⁺-Al-бейделітами.

Нонтронітові мінерали, на відміну від попередніх, збуднені октаедричними катіонами алюмінію. Тому серед них виділено підгрупи, передусім, залежно від загального шарового заряду. У випадках, коли заряд локалізований в октаедрах, відповідні різновиди пропонували називати тетракремнійнонтроніт або високозарядний тетракремнійнонтроніт (залізисті аналоги монтморилонітів та високозарядних монтморилонітів). Якщо заряд концентрувався в тетраедрах унаслідок заміщення Si на Al, то виділяли власне нонтроніти (залізисті аналоги бейделітів). Якщо ж тетраедричний заряд зумовлений заміщенням Si на Fe³⁺, то таку різницю називали тетраферинонтронітом.

Виявилось, що всі перелічені різновиди смектитів у сучасних осадах підпорядковані певному фаціальному контролю. Перш за все, склад їхніх октаедричних катіонів багато в чому визначений складом вихідної породи або вихідного мінералу-донора. Наприклад, за даними В. Дріц та А. Косовської, наведено перерахунки формул смектитів, які виникли з різних мінералів у корі звітрювання докембрійських гнейсів острова Ольхон на Байкалі. Виявилося, що за однакових умов плагіоклази були заміщені монтморилонітом, а амфіболи – тетраферинонтронітом. Успадкування кристалохімічних характеристик смектитів складу материнських порід наведено на прикладі профілів звітрювання тропічних ґрунтів Африки: по граніту розвивався смектит (Si_{3,59}Al_{0,42})(Al_{1,33}Fe³⁺_{0,49}Mg_{0,21}), а з базальту – (Si_{3,11}Al_{0,89})(Al_{0,95}Fe³⁺_{0,81}Mg_{0,28}).

Інша важлива закономірність полягає в тому, що розподіл та значення заряду 2:1 шарів у структурі мінералу залежить від рН середовища і температури їхнього утворення.

Усі смектити (вони антагоністи до мінералів каолінітової групи) під час формування віддають перевагу лужному середовищу, однак лужність, сприятлива для зазначених вище різновидів, неоднакова. Монтморилоніти, які вміщують у тетраедрах винятково катіони Si, формувалися за умов, більше наближених до кислих, порівняно з іншими смектитами. Як приклад А. Косовська наводить монтморилонітові глини мезозойської вугленосної товщі Якутії та гідротермального родовища Камчатки, де вони тісно асоціювали з каоліновими глинами. У кожній з названих ситуацій вихідна речовина для монтморилоніту та каолініту була однаковою, однак змінювалися значення рН та промивний режим мінералоутворювального середовища.

Незаміщення Si та Al у тетраедричних позиціях у цьому випадку пояснювали наявністю такого ступеня кислотності середовища, за якого катіони алюмінію з огляду на його амфотерні можливості могли заселяти тільки октаедричні позиції кристалічної структури. Тому низькозарядні монтморилоніти відповідають крайньому “кислому” члену Al-смектитів і їх можна розглядати як своєрідні попередники каолінітів, формування яких відбувалося зі зростанням кислотності середовища (В. Дріц, А. Косовська).

На прикладах вивчення тропічних ґрунтів доведено, що в групі Al-Fe та Fe-Al-смектитів особливо чітко виявляється залежність значення тетраедричного заряду від фізико-хімічних умов навколишнього середовища, які змінюються. Зокрема, ступінь заміщення Si на Al зростав у міру переходів від бурих еотрофних ґрунтів, що інтенсивно промиваються, до застійних солодизованих солончаків, які слабо промиваються, де монтморилоніти були замінені бейделітами.

Подібні приклади чутливого реагування на зміни рН можна знайти стосовно іншої групи – нонтронітів. Серед них є звичними мінералами з високим тетраедричним зарядом, різновид різнозарядних тетракремнієвих нонтронітів виявився характерним для седиментаційно-гідротермальних

осадів Червоного моря. Відсутність заміщення Si на Al у цьому випадку пов'язували з порівняно кислим характером мінералоутворювальних розчинів (рН = 5,5). З підвищенням рН до 6,5 такі заміщення відбуваються та формуються звичайні нонтроніти.

Окрім заряду та ступеня залізистості, до індикаторних ознак цих мінералів належить склад міжшарових (обмінних) катіонів. Наприклад, океанічним смектитам властивий підвищений вміст міжшарового кальцію та натрію, що також характерні для смектитів на континентальних блоках земної кори.

З цих прикладів випливає, що смектити можна зачислити до найчутливіших індикаторів умов седиментації та складу вихідної речовини. Однак такий висновок правильний тільки щодо слабко змінених постседиментаційними процесами відкладів. Легкість їхнього перетворення з підвищенням температури та ступеня мінералізації порових розчинів суттєво ускладнює описані вище закономірності на стадії катагенезу.

Кристалічна структура цього мінералу легко трансформується в разі термобаричних та гідрохімічних умов у басейні породоутворення. Значну інформацію про трансформації, які посилюються в міру занурення порід, дало нафторозшукове буріння в платформних та крайових прогинах. Виявилось, що, зазвичай, на глибині понад 1,5–2,0 км у смектитах теригенних порід помітно активізується ізоморфне заміщення деякої частини тетраедричного кремнезему на глинозем з урівноваженням дефіциту позитивних зарядів, який виник у цьому разі в кристалічній ґратці, та привнесенням у міжшарові проміжки катіонів калію, магнію та ін. Такий процес приводить до перетворення смектиту в новий мінерал з групи слюд або хлоритів. Він відбувається через проміжні, або змішаношарові, утворення. У цих утвореннях кристалічна ґратка складена пакетами різного складу, які чергуються, – смектитового та слюдяного (або хлоритового). Зверху вниз по розрізу, зазвичай, на декілька

сотень метрів, однак нерідко до 2–3 км простежується послідовне зменшення частоти появи смектитових пакетів аж до повного їх зникнення.

Про універсальність цього явища зазначали В. Шутов, В. Дріц (1991) і В. Сахаров (1969). Вони провели його доскональні дослідження в безперервному розрізі потужністю понад 4 км вугленосної формації карбонового віку Карагандинського басейну – у тектонічній структурі, яка тривалий час безперервно прогиналася без суттєвих інверсійних перебудов. З того часу принципово ті самі дані, які не залежать від віку та місцезнаходження порід, однак розрізняються лише інтервалами абсолютних глибин їхнього занурення, одержані багатьма літологами – Н. Логвиненком, І. Зхусом (1979), Г. Карповою (1972), З. Кривошеєвою (1977), Дж. Берстом, М. Пауерсом, Дж. Хауером та ін.

Уважалося, що головний активізатор цього процесу – це температура, яка є найбільш сприятливою для його початку в діапазоні від 60 до 120 °С. Потім з'ясували, що на швидкість трансформації, крім температури, впливають інші чинники: геотермальний градієнт, вік породи, склад її уламкових мінералів, органічних речовин, флюїдів та ін. Наголосимо на важливій ролі складу уламкових компонентів у породі, яка вміщує смектити, та в сусідніх з нею пластах. На конкретних об'єктах доведено, що такі мінерали, як польові шпати, були головними постачальниками калію й алюмінію (вони вилучалися в процесі корозії, “внутрішньошарового розчинення”). А фемічні мінерали – рогові обманки, піроксени, епідоти, а також базальтова гіалокластика були основними постачальниками магнію та заліза. І справді, масову гідрослюдизацію смектитом фіксували в товщах порід аркозового складу, а хлоритизацію – у товщах вулканоміктово-граувакових. В окремих випадках спектр кластогенних компонентів був бідним, процес трансформації смектитів мав незавершений характер поза залежністю від глибин їхнього залягання і температурних дій.

Переконали докази, які ще раз підтвердили зазначене вище, дали комплексні дослідження Дж. Хайера зі співавт.

(1976) на свердловині, що розкрила на глибині до 6 км безперервний розріз порід міоценового та олігоценного віку в затоці Куост шт. Техас у США. Учені з'ясували, що джерело привнесення теригенної речовини в басейн седиментації за всі згадані періоди було єдиним, унаслідок чого вихідні мінералогічні та хімічні склади взірців досліджуваних порід виявилися стабільними. Це дуже важливо для підтвердження коректності висновку стосовно того, що глибинні зміни глинистої речовини не були зумовлені змінами складу кластичного матеріалу, який привносився в басейн.

Методом рентгенівської дифракції доведено, що концентрація шарів, які розбухають, у пелітових фракціях зменшилася з 80 % на рівні 1 000–2 000 м до 20 % на глибинах 3 500–3 700 м. У тому ж напрямі поступово зникали домішки кальциту, калішпату, альбіту, однак зростав вміст кварцу та хлориту (до 10 %). У цьому разі хімічний склад глин не змінювався, за винятком зменшення кількості СаО, яке пояснюють переходом кальцію в розчин. Звідси зроблено висновок, що процес гідрослюдизації (ілітизації) смектиту був ізохімічним і відбувався в майже закритій системі, де рухомими були головню H_2O , CO_2 і Na_2O . За даними хімічних аналізів взірців з фракції розміром до 0,1 мкм, яка представлена іліт-смектитом, зафіксовано в міру заглиблення неухильне зростання вмісту K_2O (від 2 до 5 %) та Al_2O_3 (від 25 до 29 %) паралельно з деяким зменшенням кількості SiO_2 , MgO , Fe_2O_3 .

Автори цього дослідження доводили, що процес ілітизації був твердофазовим, який відбувався за схемою смектит + К + Al → іліт + Si + Mg (і Fe). Другорядними продуктами стали аутигенний кварц та хлорит. Це відповідало інтервалу температур від 95 до 175 °С. Збереження до 20 % фази, яка розбухає, у таких умовах пов'язували з тим, що в конкретно дослідженій формації був вичерпаний ресурс катіонів калію і для його поповнення необхідний або довший час, або ще більший підігрів.

Цікавий ще один доказ Дж. Хауера зі співавт. на користь версії про постседиментаційність механізму гідро-

слюдизації. Цей доказ ґрунтувався на окремих аналізах вмісту радіогенного аргону в породі та її тонких фракціях. В інтервалі глибин 1 880–3 700 м уявний К/Аг-вік взірців з глинистих сланців зменшувався зі 150 до 75 млн років. Це зменшення пов'язане з утратою радіогенного Аг в грубих фракціях породи, яке відбувається не через температурну дегазацію, а тому, що вміст Аг у тонких фракціях закономірно зростає з глибиною. Ці дані можна розглядати як непряме підтвердження того, що джерелом K^+ для ілітових шарів в іліт-сметитах є калієві польові шпати та біотити. Зростання в тонких фракціях радіогенного Аг з глибиною свідчить про те, що середній час занурення вивчених порід дорівнював майже 18 млн років. Проте за історико-геологічними даними час поховання досліджених порід перевищував 18 млн років. Звідси зроблено висновок, що процес ілітизації почався після закінчення процесу седиментації і, отже, належав повністю до стадії катагенезу.

Другорядними продуктами гідрослюдизації (і хлоритизації) сметитів повсюди є масові виділення вільної води і SiO_2 ; можливий також перехід у розчин кальцію, якщо тільки він з початку входив до складу обмінних катіонів. Масштаби виділення цих речовин можуть виявитися грандіозними. Наприклад, В. Холодов, який спирався на дані Дж. Берста про те, що на стадії перетворення монтморилоніту в гідрослюду модифікації $2M_1$ кількість вільної води досягає 10–15 % від початкового об'єму осаду, підрахував, що з кожного 1 м³ чистої глини третинного віку в Східному Передкавказзі вивільнялося майже 230–250 кг H_2O . Це сприяє виникненню зон аномально високих пластових тисків флюїдів (там, де в розрізі переважають глинисті породи над пісковиками або карбонатними породами), а ті, відповідно, можуть привести до формування таких вторинних текстур, як нептунічні дайки, постседиментаційні брекчії, шви флюїдорозриву та ін. Крім того, якщо врахувати велику сорбційну здатність глинистих мінералів стосовно багатьох елементів-домішок і перегрівання води, яка виділялася, то можна припустити

потенційні можливості новоутворених водних систем бути носіями рудних компонентів.

Отже, прецизійні дослідження смектитів і продуктів їхніх трансформацій можуть дати цінну інформацію про умови та стадії літогенезу в давньому осадовому басейні. Навіть звичайна рентгенодифрактометрія може виявити рівень заміни цих мінералів змішаношаруватими й іншими утвореннями в геологічному розрізі. Часто цей рівень приблизно відповідає перехідній зоні між слабким (початковим) та глибоким (пізнім) катагенезом. Вона виділяється в підстадію середнього (поширеного) катагенезу осадових порід.

Останнє твердження потрібно приймати з деякими застереженнями. Насправді рівень гідролюдизації (або хлоритизації) смектитів має “ковзні”, не витримані в розрізі осадової формації, межі. Він може мігрувати вгору чи вниз під впливом перелічених вище чинників. Наведемо ще один приклад.

У 1962 р. А. Косовська визначила: гідролюдизація монтморилоніту в досить реакційноздатному середовищі міжзернового простору піщаних порід значно випереджає такий же процес, який відбувається в прошарках однорідного глинистого складу.

Пізніше І. Зхус (1979) довів, що цей процес може активізуватися і під впливом гідрогенізації розсіяної в породі органічної речовини. Адже гідрогенізація розсіяної органічної речовини відбувається частіше завдяки водню, який надходить з навколишнього середовища. Зниження концентрації водних іонів неминуче приведе до підвищення рН. У лужному середовищі значно зростає рухомість кремнезему, отже, підвищується вірогідність вилучення йонів Si^{4+} з тетраедричних позицій кристалічної ґратки монтморилоніту та заміщення їх менш рухомими йонами Al^{3+} . Подальший хід гідролюдизації залежить тільки від наявності в розчинах катіона K^+ .

У відкладах, первісно збіднених розсіяною органічною речовиною, трансформації монтморилоніту можуть спо-

вільнитися та відбутися по розрізу порівняно з іншими породами. Зокрема, це дає змогу зрозуміти, чому в глинах, які були сформовані діагенетичною переробкою попільного вулканічного матеріалу, трансформації смектитів були досить млявими. Наприклад, у Вілюйській синеклізі нафторозшуковими свердловинами розкрито монтморилонітові нижньотріасові товщі (мономська і таганджинська світи) на глибинах 4,5–5,0 км, тобто там, де всі інші породи мають явні ознаки глибокого катагенезу. У цементі піщаних шарів з інших світ на тих самих глибинах від смектиту залишилися ледь помітні релікти (О. Япаскурт, 1989).

За уявленнями І. Зхуса це спостереження отримує достатнє пояснення. У нашому випадку глинисті пачки, які вміщують монтморилоніт, – це вулканогенно-осадові відклади (що підтверджено оптичними й електронно-мікроскопічними спостереженнями, які дали змогу виявити там сліди скалок вулканічного скла). Утворені з пірокластичного матеріалу, який в геологічних масштабах нагромадився миттєво, ці осади практично не містили розсіяної органічної речовини, що сприяло консервації монтморилоніту. Важливу роль могли відігравати також великі потужності мономської та таганджинської світ (багато десятків метрів), тому що в таких однорідних за складом товщах глин фільтрація розчинів досить утруднена. А без неї неможливі трансформації. Звідси очевидна важливість урахування загальногеологічних умов та співвідношень зі всіма іншими мінеральними компонентами порід у ході стадіальних досліджень.

Тут логічно підходимо до потреби розгляду іншої групи глинистих мінералів.

Мінерали групи діоктаедричних слюд найпоширеніші серед інших глинистих утворень. Як і смектити, а можливо і більше, вони полігенетичні, тобто властиві відкладам різних геологічних умов континентальної кори материків, менше поширені серед вулканогенно-осадових комплексів острівних дуг та внутрішніх морів, ще рідше трапляються та специфічні в осадах океанів (де головню наявні тільки залізисті слюди).

Для вирішення наших завдань незалежно від мінливого складу шарів кристалічної ґратки цих мінералів важливим параметром є їхня політипія.

Гідрослюдам політипу 1M відповідає структура, у якій усі шари мають однакове азимутальне орієнтування. У слюдах політипної модифікації $2M_1$ і $2M_2$ послідовні шари розгорнуті один щодо іншого, відповідно, на 120° та 60° , тоді як в УЗТ-модифікації кожний наступний шар розгорнутий щодо попереднього на 120° . Поряд з політипними модифікаціями в межах кожної підгрупи виділяють різновиди, які відрізняються складом шарів, що мають свої власні назви.

В осадових відкладах дуже поширені гідрослюди політипних модифікацій 1Md, 1M та $2M_2$, до складу яких, крім Al, входять у змінних кількостях катіони Fe^{3+} і Mg^{2+} . Дуже поширені Fe^{3+} слюди в морських відкладах. Також існують проміжні групи Fe-Al ілітів, які властиві теригенно-евапоритовим формаціям.

В. Дріц та А. Косовська наголосили, що загальними особливостями гідрослюд, які утворюються на стадії діагенезу осадів, є такі: 1) високий вміст Si^{4+} у тетраедрах, що зумовив низький тетраедричний заряд (0,2–0,6); 2) слабко впорядковані політипні структури 1Md; 3) наявність у структурі шарів, які розбухають; 4) високий вміст Mg^{2+} , Fe^{2+} та Fe^{3+} . Усі ці особливості можуть бути успадковані від первинної фази монтморилоніту, яку, мабуть, проходять усі гідрослюди під час діагенезу та раннього катагенезу. Хоча можлива седиментогенна природа деяких гідрослюд, які вдосконалюють свою кристалічну структуру під час катагенезу.

У різних розрізах осадових товщ там, де простежується заміна зон слабого катагенезу глибоким, а потім метагенезом, багаторазово простежувалася однакова тенденція в перетворенні гідрослюди. Зі зростанням глибинно-катагенетичних перетворень у породах відбувається поступове збільшення тетраедричного заряду (від 0,55 до 0,9), зникнення проміжків, що розбухають, зменшення вмісту двовалентних катіонів і, що найважливіше, поступове впорядкування

структур 1M та заміна їх на 2M₁. У зонах пізнього метагенезу та метаморфізму слюди мусковітового ряду вже належать тільки до політипу 2M₁, тетраедричні заряди в них не нижче 0,8, і для них характерне суттєве “очищення” октаєдрів від окисного заліза і двовалентних катіонів. З підвищенням температури в тетраедрах зменшується вміст кремнезему.

Перетворення слюд фіксують переважно прецизійними методами. За допомогою звичайного поляризаційного мікроскопа в породах із зон пізньометагенетичних-ранньометаморфічних змін можна лише зафіксувати збільшення яскравості інтерференційного забарвлення, яке супроводжує перетворення ілітів у серицитові луски. Однак тут необхідно бути дуже обережним, щоб не зачислити до ознак постсидиментаційних трансформацій оптичні властивості звичайних уламкових слюд політипу 2M₁. А їх буває багато в будь-якому осаді й породі, яка пройшла через різні стадії літогенезу, особливо тоді, коли на етапі седиментації в областях розмиву відслонювалися граніти або метаморфічні сланці.

Аутигенний серицит (або мусковіт) можна відрізнити від уламкового тільки за допомогою стадіального аналізу, тобто спостережень над структурними співвідношеннями цієї слюди з іншими породоутворювальними компонентами. Аутигенні слюди утворюють вrostки або в краї регенованих уламків каркасних силікатів чи кварцу, або в середину регенераційних наростів їхніх аутигенних мінералів, або поперек тріщин гідророзмиву. На відміну від них, уламкові луски слюд конформно пристосовуються до сусідніх з ними кластогенних або аутигенних мінеральних частинок, які міцніші, ніж слюди. У зонах катагенезу теригенні слюди бувають дуже деформовані вдавненими в них зернами інших мінералів. Їхній вигляд має ознаки “пасивної” пристосованості до динамічних навантажень, які змінювалися. Звичайно, сама по собі уламкова слюда теж не залишається абсолютно незміненою.

У напрямі до стадії метаморфізму відбувається нівелювання ознак різнотипних слюд у породі. Однак, мабуть, по-

вністю воно настає лише глибше зеленосланцевого ступеня. Кристалохімічна еволюція мусковіту, який є “прохідним” мінералом через стадії регіонального метаморфізму, може бути індикаторною ознакою, проте це питання ми не розглядаємо.

Триоктаедричні слюди – мінерали з групи біотиту – дуже поширені в складі теригенних домішок багатьох осадів та осадових порід. Вони містяться в пелітовій фракції, тому дуже піддатливі до різних трансформацій, починаючи з різних етапів діагенезу. Те, як ці трансформації відбуваються, можна простежити, спостерігаючи за допомогою звичайного поляризаційного мікроскопа за включеннями більших мінеральних частинок, таких, у яких розміри відповідають алевритовим, піщаним або гравійним фракціям. За новими даними рентгено- та електроннографії, у пелітових частинках триоктаедричної слюди перетворення відбуваються тими самими способами, що й у великих лусках теригенного біотиту, однак набагато інтенсивніше і швидше. А. Копелійович (1965), А. Косовська та В. Шутов (1975) одними з перших розкрили філогенетичні ряди перетворень теригенного біотиту. Їхні дані, одержані за допомогою оптичних досліджень, згодом повністю підтверджені в працях закордонних літологів та мінералогів, які застосували рентгенографію та електроннографію з високою роздільною здатністю приладів.

Як приклад стадіальних спостережень ювелірної точності можна навести працю А. Копелійовича про епігенетичні (або катагенетичні в нашому розумінні цього терміна) перетворення теригенних порід рифею, венду та нижнього палеозою Наддністрянщини. От як він описував зміни цього мінералу, які простежено зверху вниз по розрізу (з посиленням ступеня епігенезу – від початкового до глибинного): “У пісковиках та алевролітах змінюється більша частина листочків та лусок біотиту, що є в породі. Листочки біотиту гідратуються та набувають віялоподібних, гармошкоподібних форм і структур “стовпчики монет”. Зміни форми супроводжуються то частковими, то майже повним знебарв-

ленням пластинок, значним ослабленням, а іноді й утратою плеохроїзму, зниженням світлозаломлення та яскравості інтерференційного забарвлення. У гідробіотиті, який виникає, зазвичай залишаються лише релікти вихідного мінералу у вигляді волокон або досить тонких пластинок, більша частина первинного біотиту перетворюється в гідрослюду і вермикуліт. Гідратизація іноді супроводжується виділенням тонких голочок рутилу. У виняткових випадках уздовж пінакоїдальної спайності виникають плівкові скупчення або ж грудочки гідроксидів заліза, проте, здебільшого, таких виділень нема”.

“Поряд з гідратизацією відбувається заміщення пластинок біотиту й частково гідратованого біотиту агрегатом дисперсних і тонких лусок глинистої речовини, часто зі збереженням початкових форм пластинки, що заміщується. Глиниста речовина, яка псевдоморфозно заміщує біотит, зазвичай має слабкий або помітний плеохроїзм у бурих тонах. Між такого типу повними псевдоморфозами та листочками лише частково зміненого біотиту можна спостерігати різноманітні поступові переходи”.

Якщо біотиту в породі було первісно багато (таке простежується в аркозових пісковиках, які виникли внаслідок руйнування гранітів), то його перетворення приводить до формування аутигенного плівкового або навіть порового гідрослюдисто-хлоритового цементу. Цікаво, що ці перетворення не минають безслідно для сусідніх з біотитом мінералів. Гідратизація біотиту породжує інтенсивне винесення лугів, як наслідок цього – підвищення лужності інтерстиційних розчинів, що, відповідно, сприяє активізації корозії та частковому розчиненню уламкових зерен кварцу і польових шпатів. Конкретні стадіальні спостереження підтвердили цю дедуктивну схему. Зазвичай, зерна перелічених вище мінералів поблизу контакту зі скупченнями лусок зміненого біотиту набувають зубчастого, нерівного огранювання з чіткими корозійними щілинами на їхній поверхні. Усе це сприяє міграції та перевідкладенню в деяких порох SiO_2

у формі опалу, халцедону або криптозернистого агрегату кварцу.

З посиленням катагенетичних перетворень активізуються процеси хлоритизації + гідрослюдизації біотитів. Це докладно описали А. Косовська та В. Шутов у 1955 р. на прикладі стадіальних досліджень потужного (багатокілометрового) верхоянського комплексу відкладів мезозою та верхнього палеозою. Зверху вниз по розрізу комплексу процес змін теригенного біотиту зростав, і щораз рідше у шліфах простежувалися слабо змінені пластинки цього мінералу. Отже, після катагенетичної стадії, у разі глибоких метагенетичних змін біотит практично повністю руйнується. На його місці залишаються релікти у вигляді темних, напівпрозорих скупчень рудної (залізисто-титанистої) тонкодисперсної речовини, іноді з кристаликами сидериту, деколи разом з анатазом або дрібними голчастими новоутвореннями рутилу (нагадаємо, що під час руйнування біотиту з його кристалічної ґратки виносяться катіони заліза і титану). Якщо все це спостерігати в шліфі пісковика, узятого із зони глибокого метазенезу, не виявляючи шліфів аналогічних порід із зон слабших постседиментаційних перетворень, то можна засумніватися, чи то був первісно теригенний біотит, чи ми простежуємо якісь згустки крупнозернистих аутигенних компонентів зовсім іншого генезису. Однак дослідники, які мали змогу хоча б один раз простежити всі стадії руйнування біотиту в середині потужних розрізів однорідних за складом теригенних товщ (таких, наприклад, як відклади крейди, юри, тріасу та пізнього палеозою Західного Верхояння загальною потужністю не менше 15–20 км або відкладів карбону Донецького басейну), зазвичай, легко впізнають сліди, які залишилися на місці зниклих включень цього мінералу. Крім того, часто навіть в одиничному шліфі вдається побачити, як неоднаково руйнуються різні луски біотиту. Їх можна порівняти з листям дерева восени: одні листки вже засохли, а інші тільки ледь зів'яли. Якщо біотиту у вихідному осаді було багато, то в породі, яка пройшла

через стадію глибоких катагенетичних перетворень, бувають добре помітні не тільки кінцеві, а й проміжні продукти його часткових змін. Між ними можна знайти перехідні відміни, які засвідчують, що біотит у кінці перетворюється в несхожі на нього аутигенні згустки.

Отже, у процесі прогресивно посиленних постдіагенетичних перетворень уламковий біотит під кінець зникає. Його руйнування (або збереження в дуже малих за розмірами реліктах) вважають однією з діагенетичних ознак підстадії глибокого (пізнього) метагенезу, яку в зарубіжній літературі називають *анхіметаморфізмом*, а в нас іноді – *передметаморфізмом*.

Цікаво, що з подальшим входженням породи у щораз напруженіші термодинамічні умови на досить певному ступені метаморфізму (у кінці зеленосланцевої стадії) біотит знову відтворюється. Однак цей мінерал має зовсім інші типоморфні властивості порівняно з попереднім.

Метаморфогенний біотит відрізняється перш за все структурними взаємовідношеннями з сусідніми мінеральними частинками. Він утворює вrostки в краї кристалів польового шпату або кварцу – елементи лепідобластової структури. Відрізняється яскравим коричнево-бурым забарвленням, дуже контрастним плеохроїзмом і, головню, “свіжістю” вигляду, оскільки не має ознак заміщення його тими аутигенними утвореннями, про які зазначено вище.

Вазначимо, що на трансформації слюд у передметаморфічних стадіях літогенезу значно впливає генетична належність тої породи, у якій ці слюди містяться. Генезисом зумовлені початковий склад глинистого мінералу та склад і структури того середовища, у якому він перебуває. Склад і структура середовища здатні суттєво прискорити або сповільнити темпи трансформацій. Наприклад, у піщаних відкладах, де на міжзернових контактах під впливом нерівномірно розподіленого тиску виникає активне реакційноздатне середовище, глиниста речовина трансформується набагато раніше (вище по розрізу), ніж у шарах однорідного пеліто-

вого складу. Наявність органічної речовини та її генетична природа теж активно впливають на характер перетворень глинистої речовини. Докладніше це питання розглянуто в працях Л. Боголюбової та П. Тимофєєва (1966).

Мінерали групи хлоритів у шліфах осадових порід виглядають одноманітними, інколи слабо помітними через неяскраве (блідо-зеленкувате) забарвлення та дуже низькі (переважно темно-сірі) кольори інтерференції. Проте вони бувають представлені багатьма різновидами.

Як відомо, кристалічна структура хлоритів відрізняється від кристалічної структури слюд тим, що в ній пакети 2:1 шарів упорядковано чергуються з октаедричними бруси-топодібними сітками. Сітки заселені в середині катіонами магнію або заліза. Залежно від валентності катіонів, які заміщують октаедричні позиції, є чотири різновиди хлоритів: діоктаедричні, триоктаедричні, ді-триоктаедричні та три-діоктаедричні.

В осадових відкладах переважають хлорити триоктаедричного ряду: $(\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x)_{4,00}(\text{R}_x^{3+}\text{R}_{6-x}^{2+}) \cdot \text{O}_{10}(\text{OH})_8$, де до складу катіонів R^{2+} і R^{3+} входять Mg , Fe^{2+} , Al , Fe^{3+} , причому існує безперервна серія ізоморфних заміщень: $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mg}^{2+}$. Звідси випливає, що ступінь залізистості є одним з важливих параметрів, що характеризують мінерал цієї групи. Іншою суттєвою характеристикою є ступінь заміщення Si^{4+} на Al^{3+} , який коливається від 2,34 до 3,45 на формульну одиницю.

Джерелами речовини для аутигенних хлоритів можуть бути трансформації мінералів групи біотиту, внутрішньопорові розчинення амфіболітів, піроксенів та інших темноколірних мінералів, а також перетворення вулканічного скла (основного та середнього складу). Тому хлорити особливо поширені у вулканогенно-осадових і теригенних відкладах граувакового складу. На стадії глибоких катагенетичних змін зазначених порід процеси хлоритизації, які посилюються, охоплюють розглянуті вище трансформації смектитів (через проміжну коренситову фазу). У цьому напрямі трансформації відбуваються лише за умови, що осадова товща спроможна

“забезпечити” постачання в розчини необхідної кількості магнію та заліза. А це, відповідно, можливо за наявності граувакової (особливо вулканоміктової) основної речовини.

За сприятливих умов процеси хлоритоутворення можуть ще більше активізуватися на післякатагенетичних стадіях, зокрема, за термобаричних умов початкового метаморфізму фації зелених сланців. Нагадаємо, що цю назву фація отримала саме з огляду на широкий розвиток там зеленоколірних мінералів, серед яких хлорит відіграє першорядну роль (це стосується тільки метаморфізованих меланократових порід – граувак, туфів, діабазів та інших, тоді як кварцити, кварц-серицитові сланці, мармури та низка інших первісно лейкократових утворень у разі метаморфізму цієї фації зберігають світле забарвлення).

Після проходження еволюційного ряду від діагенезу до метаморфізму хлорит змінює кристалохімічні властивості. Раніше вважали, що з наближенням до стадії метаморфізму цей мінерал стає щораз більш магнезійним і менш залізистим. Однак на практиці ці уявлення виявилися дуже спрощеними, а в конкретних випадках і зовсім неправильними. Річ у тому, що ще до початку катагенезу аутигенні хлорити можуть (залежно від специфіки фаціально-ландшафтних умов седиментації) значно змінювати ступінь залізистості аж до зародження магнезійних відмін у відкладах теригенно-евапоритових формацій. Т. Соколова, яка досліджувала осади та породи евапоритових формацій, довела, що розвинуті там магнезійні хлорити співіснують у тісному парагенезисі із залізистим різновидом гідролюд – з Fe-ілітами.

Саме парагенетичні сполучення дають основну інформацію щодо ступеня успадкування мінералом його ранньолітогенетичних ознак у процесі щораз глибших перетворень. З наведеного вище прикладу бачимо таке: якщо в ході палеогеографічних реконструкцій осадової товщі, яка пройшла через стадію катагенезу, трапляються стійкі сполучення Mg-хлоритів з Fe-ілітами, то в цьому конкретному випадку висока магнезійність хлоритів є успадкованою,

а не знову набутою внаслідок метаморфізації порід. Необхідно весь час пам'ятати про можливу конвергентність багатьох кристалохімічних параметрів. Водночас заглиблення в методику геомінералогічних досліджень дає змогу іноді знаходити дуже тонкі відміни навіть і в конвергентно подібних утвореннях.

А. Косовська і В. Дріц зазначили про велику “здатність” хлоритів зберігати й успадковувати риси їхніх відмін під час глибоких катагенетичних перетворень і зачисляли (на цій підставі) ці мінерали до категорії особливо цінних індикаторів умов седиментації. Вчені наголосили, що показниками етапності постседиментаційних змін можуть стати відомості про політипію хлоритів. Тут має значення деяка аналогія з дослідженнями політипії слюд. Однак якщо політипія вивчена досконально, то аналогія ще чекає своїх дослідників, хоча закордонні вчені вже одержали в цій галузі цікаві результати, які проаналізовано в книзі В. Дріца та А. Косовської (1991).

Іншим важливим параметром новоутворень, які почали формуватися в катагенезі, є перехід мінералів окисних форм заліза в закисні. Цю закономірність простежила А. Косовська на прикладі пов'язаних з рудоносними формаціями Fe-хлоритів, починаючи з сучасних і закінчуючи докембрійськими. Дослідниця описала ряди поступової трансформації від Fe-сметитів (нонтронітів та Fe-сапонітів) сучасних рудоносних відкладів Червоного моря та Східно-тихоокеанського підняття до гідроферихлоритів з Fe^{2+} та Fe^{3+} в октаедрах третинних залізорудних родовищ (зокрема, Керченського) і залістистих Fe^{2+} -хлоритів у докембрійських джеспілітах.

Ще однією важливою характеристикою хлоритів є сумарний вміст алюмінію, який локалізований як в октаедричних, так і в тетраедричних комірках кристалічної ґратки. Це значення для хлоритів з осадових відкладів завжди перевищує 2,2. Воно може бути однією з індикаторних ознак седиментаційного генезису глибоко змінених утворень.

Усе наведене вище потребує застосування специфічних методик геомінералогічних досліджень. Проте оперування кристалохімічними параметрами повинно відбуватися разом зі звичайними петрографічними та електронно-мікроскопічними спостереженнями над формами виділення хлоритів і над характером їхніх взаємовідношень з іншими компонентами в породі. Тільки ці спостереження можуть виявити генетичну природу досліджуваного утворення.

Мінерали групи каолініту, які теж поширені в осадових утвореннях, полігенетичні. Вони не такі чіткі індикатори стадійності літогенезу, якими є слюди або смектити, тому наведемо тільки найсуттєвіші їхні особливості.

Каолініти, які особливо поширені в породах вугленосних формацій, практично “транзитом” проходять через усю стадію катагенезу. Є дані В. Шутова про те, що в умовах підвищеного стресу на післякатагенетичних стадіях метабенезу кристалічна ґратка каолініту перетворюється в ґратку мінералу з аналогічною хімічною формулою – дикіту. Мінерали ряду каолініту–дикіту виявляються стійкими, за Н. Логвиненком (1965), навіть у деяких кристалічних сланцях зон регіонального метаморфізму. Пояснюють це тим, що в конкретних умовах, а саме – за недостатньої кількості катіонів калію, не вистачило “будівельного матеріалу” для трансформації цих мінералів у слюду. Здебільшого ці трансформації відбуваються і мінерали групи каолініту зникають, їх замінюють серицитові новоутворення в початково метаморфічних процесах.

У цьому випадку йшлося про прогресивно підсилювані процеси перетворення порід у ряді катагенез–метаморфізм. Однак бувають і накладені на них локальні вторинні зміни, у яких каолінізація відіграє важливу роль.

Вище розглянуто різновиди низькотемпературних змін осадових порід, які називають “регресивним катагенезом”. Регресивний катагенез пов’язують з інверсійними тектонічними підняттями басейну породоутворення та перебуваннями гідрогеологічного режиму, який активізує проце-

си розчинення деяких мінералів і вторинної цецементатації уламкових порід. Ці процеси активізуються там, де в породи надходять води з нафтових покладів, які розміщені недалеко і зазнають руйнування. Такі води мають кислу реакцію (низькі значення рН), яка створює середовище, особливо сприятливе для синтезу каолінітових частинок. І в порових щілинах між теригенними зернами, які утворилися внаслідок корозії більш раних аутигенних утворень, починає кристалізуватися каолініт, формуючи віяло-, вермикулітоподібні скупчення лусок. За допомогою електронно-мікроскопічних спостережень вдається побачити, як агрегати лусок каолініту заповнюють вторинний поровий простір, як вони врастають у краї кородованих польовошпатових зерен, як заміщують пластини теригенного біотиту та інших мінералів.

Така пізня каолінізація дуже поширена в цементі алеврито-піщаних порід у розрізах з великою кількістю внутрішньоформаційних перерв і неузгоджень у тектонічних структурах платформ та крайових прогинів, які зазнали численних чергувань занурень та піднять упродовж довгої геологічної історії (наприклад, Хапчгайський мегавал Вілюйської синеклізи та ін.).

Регресивно-епігенетичні зміни досить ускладнюють загальну схему зональності перетворень у породі, які посилюються вниз по розрізу. Вони створюють строкату, мозаїчну картину різнотипних літогенетичних новоутворень. Для того, щоб їх зрозуміти, необхідно виконати ретельні стадіальні дослідження. Доведені за їхньою допомогою регресивні зміни в осадових товщах мають важливе практичне значення як показники поліпшення колекторських властивостей осадових порід і можливостей знаходження газонафтових покладів. Водночас вони бувають зовні схожими на викопні кори звітрування. Однак для кір звітрування характерна правильна вертикальна зональність будови, яка не властива епігенетичним утворенням, де каолінізація є невпорядкованою, "хаотичною".

4.3. Польові шпати

Плагіоклази та калішпати дещо менш інформативні щодо вирішення завдань стадіального аналізу, ніж слюди, біотит і кварц. Проте й вони можуть надати багато цінних відомостей.

Їхні постседиментаційні перетворення стають помітнішими в шліфах піщаних порід, які зазнали перетворень підстадії глибокого катагенезу і подальшого метагенезу, тобто починаючи з етапів масового розвитку структур гравітаційної корозії (конформних та інкорпораційних зчленувань) уламкових частинок. Постседиментаційні зміни піщаних порід зводяться до таких видів: посилення процесів серицитизації плагіоклазів, альбітизації окраїн уламкових зерен плагіоклазів та часткового окварцювання їх і калішпатів. Стосовно серицитизації буває важко вирішити: чи успадкована вона від первісно зміненого кластогенного матеріалу, чи виникла під час катагенезу. На користь першого варіанта свідчить наявність у пісковіку декількох різновидів плагіоклазу – від “чистих” до слюдизованих. Якщо не всі слюдизовані однаково, то це означає, що такі відміни існували спочатку. Довести накладений характер серицитизації можна тільки спостереженням за шипуватими вклинюваннями лусок слюди, які ростуть від периферії в середину зерна.

У випадках масового прояву альбітизація надає зернам польових шпатів зонального вигляду. На відміну від магматичної зональності, вона має контури, які повторюють межі уламків, однак не первісного кристала. Докладно її морфологічні ознаки та генезис описав А. Копелійович (1965). Учений звернув увагу на те, що у випадках, коли теригенний плагіоклаз мав двійникову будову за альбітовим законом, альбітизація (або деанортизація, що те саме) вибірково розвивається переважно вздовж однієї системи двійників. Отже, у разі вимкненого аналізатора на окраїні зерна можна спостерігати чергування двійникових смужок з дуже різними показниками заломлення, а за схрещених

ніколів видно, як шви двійників продовжують простягатися в середину аутигенної облямівки до її зовнішніх країв. Виконані дослідником на федорівському столику вимірювання засвідчили, що в одному з описаних вище проявів альбітизації склад деанортизованої системи двійників відповідав альбіту з основністю від № 2 до 5 та кутом $2V = +80^\circ$, а склад слабкозмінених двійників, які сполучалися з ними, – олігоклазу № 11–14 з кутом $2V = -84^\circ$. Нечітко виражена внутрішня межа зони альбітизації в цьому разі мала загострено-зубчасті обриси.

Енергетична “доцільність” явищ альбітизації зумовлена тим, що йони з великими радіусами (у цьому випадку Ca^{2+} і K^+) заміщуються йонами менших розмірів (Na^+). Перші в міру витискання їх з кристалічних ґраток польових шпатів можуть брати участь у процесах трансформацій глинистих мінералів, а кальцій, крім того, поповнює в порових розчинах резерв для формування аутигенних карбонатів. Вибіркова альбітизація позначається на подальших заміщеннях плагіоклазу кварцом, а іноді також каолінітом або дикітом, що розвиваються переважно по плагіоклазу більш основного складу, ніж по альбіту. Кварц же ніби вклинюється саме в альбітизовану систему двійників, заміщуючи їх передусім. Це чітко видно на конформно-інкорпораційних межах з сусіднім кварцовим уламком або з кварцовим регенераційним відростком. Також помітним буває і окварцювання калішпатів, у яких дугоподібно увігнута межа з сусіднім кварцом стає дуже нечіткою, набуваючи “розмитого” характеру.

Альбітизація польових шпатів часто супроводжується також розвитком аутигенних цеолітів. Енергетично такий процес також “вигідний”, оскільки радіуси йонів кальцію та алюмінію (відповідно, 0,104 та 0,057 нм), які витискаються в цьому випадку з ґратки, більші, ніж у йонів натрію та кремнію (0,095 і 0,039 нм), які привносяться туди. Кальцій та алюміній частково зумовлюють зміни складу інтерстиційних вод, яке може вплинути на кристалізацію цеолітових мінералів ще задовго до настання термобаричних умов метаморфізму.

4.4. Цеоліти

Мінерали цієї групи належать до найбільш інформативних для стадіальних побудов, та наявні вони далеко не всюди. Однак численні праці дослідників засвідчують, що поширеність осадових цеолітів у природі набагато більша, ніж уважали раніше. Оптичні ознаки, дрібноагрегатність та зовнішня схожість з криптозернистими агрегатами кремнезему та польовими шпатами – усе це призводило до того, що геологи-виробничники часто не помічали їх у багатьох осадах та породах. Уважали (і тепер уважають): якщо знайшли цеоліти, то необхідно шукати камуфльовану в осаді пірокластику, з якої вони формуються. Проте є багато прикладів того, як ці мінерали розвивалися без зв'язку з вулканізмом, зокрема, нижньокрейдова вугленосна формація Приверхо-янського крайового прогину. У цьому прогині цеоліти, які породжені сприятливим поєднанням початкового складу кластогенної речовини (середні аркози), певних фаціальних умов седиментації та постседиментаційних умов, розвинуті там, де немає вулканокластики. Перш ніж описати це, коротко схарактеризуємо своєрідність цих мінералів.

Цеоліти належать до класу алюмосилікатів, а за структурою і хімічним складом наближені до польових шпатів. Однак вони відрізняються своєрідною, тільки їм властивою структурою каркаса кристалічних ґраток. Це об'ємний каркас з кремне- та алюмокисневих тетраедричних угруповань, які взаємопов'язані через загальні атоми кисню або через проміжні катіони Na^+ , Ca^{2+} , K^+ та ін. Ці частинки згруповані так, що весь каркас стає пронизаною системою каналців, через які легко потрапляють молекули “цеолітової води”, і так само легко ці молекули виходять (наприклад, під час нагрівання), практично не змінюючи нічого в самій ґратці мінералу. Завдяки властивості поглинати та віддавати воду ці мінерали й отримали назву (від гр. *zeo* – кипіти, та *litos* – камінь).

Звичайно ж, така структура цеолітів не може не відреагувати на зміни термобаричних параметрів у літогенезі. І це справді так. Проте для дослідника все ускладнене тим, що первісно цеоліти полігенетичні: у їхньому складі є седиментогенні, діагенетичні, ранньо- та пізньокатагенетичні, ранньометаморфічні та гідротермінальні утворення. З'ясувати їхній генезис не завжди просто. Генетичну типізацію цеолітів стратифікованих формацій схарактеризовано у статті А. Косовської “Генетичні типи цеолітів стратифікованих формацій” (1975), де описано шість генетичних типів цеолітових асоціацій (“цеолітових фацій”) і розглянуто роль чинників, які контролюють цеолітоутворення в кожному такому типі. Коротко їх перерахуємо.

1. Для цеолітової асоціації сучасних і давніх океанічних осадів характерне масове поширення двох мінеральних видів – філіпситу та клиноптилоліту. Вони поширені настільки, що багато дослідників виділяє “цеолітові глини” як один з фаціальних типів пелагічних осадів. У їхньому складі панує суттєво калій-кальцієвий цеоліт – філіпсит. Він становить майже 70 %, тобто є породоутворювальним мінералом. У тісному парагенезисі з ним перебуває аутигенний монтморилоніт, який утворюється, на думку багатьох дослідників, унаслідок підводної палагонітизації базальтових туфів.

Матеріали глибоководного буріння океанів засвідчили, що філіпсит наявний в осадах сучасного і третинного віку до глибин 150–200 м під поверхнею дна. У глибших горизонтах (в осадах еоцену та крейди) всюди розвинутий натрієвий цеоліт – клиноптилоліт у вигляді розсіяних або глобулярно-друзових скупчень у складі червоних глин. Іноді цей мінерал заміщує черепашки радіолярій. У сучасних осадах він рідкісний, за винятком лише зон із гідротермальних змін, де клиноптилоліт трапляється у жовноподібних утвореннях разом з палигорськітом та сепіолітом.

Глобальну вертикальну стратифікацію: філіпсит (зверху)–клиноптилоліт (знизу) А. Косовська пояснює процесами *океанічного епігенезу*, тобто катагенезу в нашому розумінні

цього терміна. Механізм постседиментаційних перетворень такий: оскільки в клиноптилоліті значно більше Si і значно менше Al, Na, K, Ca, ніж у філіпситі, то можна припустити, що в процесі епігенезу відбувається перебудова структури цеоліту з використанням біогенного кремнезему та заміщенням ним частини Al в тетраедрах алюмокремнієвого кістяка, що супроводжувалося вивільненням відповідної кількості катіонів, які компенсували залишковий негативний заряд. У цьому випадку таблитчасті кристали клиноптилоліту можна розглядати як релікти філіпситу, частково зруйновані, а частково метасоматично заміщені клиноптилолітом. Поряд з цим поглядом висловлювали й інший, за яким виникнення двох різних видів цеолітів пояснюють різницями у вихідному складі пірокластики в осадах унаслідок того, що від мезозою до теперішнього часу певним чином еволюціонував хімізм продуктів підводного та острівнодугового вулканізму.

2. Цеолітова асоціація високомінералізованих лужних озер охоплює філіпсит, клиноптилоліт, а також шабазит, еріоніт, морденіт та анальцим; менше – натроліт. Разом з переліченими цеолітами наявні аутигенні калієві польові шпати, карбонати, сода, іноді бурсит, давсоніт та інші мінерали. Їм всім властива різноманітність мінеральних сполучень залежно від ландшафтних умов.

Характерна особливість цієї асоціації – її концентрично-зональний розподіл на дні басейну седиментації, який відображає наростання концентрації придонних та породних розчинів у напрямі від узбережжя до центру басейну. У прибережних осадах переважають туфи з незмінним вулканічним склом та монтморилонітом, які з віддаленням від берега поступово цеолітизуються з появою клиноптилоліту, філіпситу й інших цеолітів. Очевидно, тут, як і в попередній асоціації, філіпсит утворюється в ранній стадії з алюмосилікатного гелю і пізніше його заміщує клиноптилоліт. Багато дослідників (Р. Шепард, Дж. А. Гуд, Р. Л. Хей, А. Косовська та ін.) обґрунтовує існування такого стадійного ряду: вулканічне скло → алюмосилікатний гель → філіпсит →

клинотилоліт → анальцим + калішпати. Індикаторами підвищеної лужності палеобасейну вважають еріоніт і шабазит, які не трапляються у великій кількості в усіх інших типах відкладів.

3. Цеолітові асоціації власне осадових утворень (з камуфльованою пірокластиком) дуже поширені в теригенних і теригенно-хемогенних відкладах без явних ознак участі вулканічного матеріалу. Окремо кожна з них має бідний склад цеолітів (один–два види). Зазвичай, панує один з мінералів (анальцим, клинотилоліт, гейландит та ін.). Вони описані в осадових формаціях крейди Східноєвропейської, Сибірської платформ та Приверхоянського прогину, у пермських червоноколірних товщах Приуралля та ін.

Дослідники, які вивчали їх, дійшли висновку, що конкретний видовий склад цеолітів і ступінь насиченості порід ними контрольовані певними фаціально-кліматичними умовами седименто- та діагенезу. І обов'язковими умовами синтезу цих мінералів були більш-менш лужне (принаймні, нейтральне) геохімічне середовище та наявність свіжого алюмосилікатного матеріалу. Таким матеріалом, зокрема, є *середні аркози* у крейдяній вугленосній формації Приверхоянського прогину – породи, у яких дуже багато класогенних натрій-кальцієвих плагіоклазів та інших кальцієвмісних мінералів (епідотів, рогових обманок, гранатів).

Якщо ж звернутися до ширших регіональних узагальнень, то помічається певний фаціальний ряд у порядку зростання рН середовища седиментації та діагенезу. Вугленосним відкладам гумідного клімату відповідають Са-цеоліти – десмін, епістильбіт або кальцієвий гейландит; нормально-морським відкладам відповідають Са-**Na-K-цеоліти** – голов-но клинотилоліт; червоноколірним формаціям аридного клімату – Na-цеоліти – анальцим.

4. Цеолітові асоціації *регіонального епігенезу* (або катагенезу) і *початкового метаморфізму* продовжують попередні, оскільки відображають закономірну вертикальну зональність у замінах різних видів цеолітів зверху вниз по розрізу

(тобто в міру посилення постдіагенетичних перетворень у породах). Класичні описи такої зональності виконані А. Косовською та В. Шутовим ще наприкінці 50-х років ХХ ст. на прикладах вугленосної формації нижньої крейди та юри Приверхоянського прогину, потужність якої місцями перевищувала 4,5–5,0 км.

Там на рівні розрізу глибше 2,0–2,5 км зафіксовано широкий розвиток кальцієвого цеоліту – ломонтиту, який замінив гейландит, що трапляється вище. Ломонтит, зазвичай, міститься в цементі “середніх” аркозових пісковиків, причому не в будь-яких, а тільки в генетичних типах, які вміщують мінімум включень органічної речовини і віддалені від підшови та покрівлі вугільних пластів, тому що кисле геохімічне середовище, породжене перетвореннями органічної речовини, не сприяє цеолітоутворенню. Він перебуває в парагенезисі з аутигенним коренситом, сфеном та кварцом. У деяких шліфах виявлено псевдоморфози ломонтиту по найбільш основних різновидах теригенних плагіоклазів і по амфіболах. З розвитком ломонтиту в крайових ділянках уламків плагіоклазів андезитового ряду простежувалася інтенсивна альбітизація.

Усі ці факти свідчать на користь версії про те, що речовина для синтезу Са-цеоліту була запозичена з теригенних Са-вмісних компонентів: польових шпатів, амфіболів, гранатів та ін. Сам ломонтит недосвідчений петрограф може помилково прийняти за калішпат, оскільки ломонтит має наближені до калішпату оптичні константи, відрізняючись, головню, розмірами та знаком $2V$. Наприклад, ломонтит з нижньокрейдяних відкладів правобережжя р. Лени навпроти гирла Вілюю має константи $N_g = 1,523 (0,002)$, $N_p = 1,512 (0,002)$, $N_g - N_p = 0,011$; $c: N_g = 30-40^\circ$, видовження позитивне $r < v$, кут $2V$ – від -20 до 30° ; чітко простежуються два напрями спайності (майже під прямим кутом).

Усюди в нижніх частинах розрізу Приверхоянського прогину в зоні метагенезу цей мінерал зникає. Його заміщують епідот та кальцит пізньої генерації в парагенезисі з аутигенними альбітом, кварцом, хлоритом та серицитом.

Отже, ломонтит у зазначеній вугленосній формації був одним з чутливих індикаторів стадії пізнього (глибокого) катагенезу. Для ранньокатагенетичних перетворень характерні інші кальцієві цеоліти, які вміщували в кристалічних ґратках більше, ніж у ломонтиті, води та кремнезему. Це згаданий вище гейландит, а також десмін та епідесмін.

З підвищенням температур і тиску визначився такий “ряд збезводнювання” цеолітів, зафіксований А. Запорожцевою, Т. Вишневською та П. Глушинським (1963): гейландит $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 5\text{--}7\text{H}_2\text{O}$, або десмін $\text{Ca} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{--}7\text{SiO}_2 \cdot 4\text{--}8\text{H}_2\text{O} \rightarrow$ епідесмін $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O} \rightarrow$ ломонтит $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O} \rightarrow$ сколецит $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Початкові члени цього ряду містилися в пісках та слабко зцементованих пісковиках із зони бурого вугілля на платформній окраїні крайового прогину, а останні – у пісковиках із зони газового та жирного вугілля на прискладчастому крилі того ж прогину. Причому сколецит траплявся зрідка і, зазвичай, глибинно-катагенетичні перетворення порід завершувалися ломонтитом.

У цьому регіоні цеоліти в ряді перетворень порід від катагенезу до метаморфізму трансформувалися і на кінець заміщувалися іншими мінералами. Проте так буває не всюди. Парагенезиси цеолітів можуть бути іншими.

Конкретний ряд цеолітів залежить від вихідного “будівельного матеріалу” – петрофонду тої формації, у якій утворюється літогенетична зональність.

Зокрема, інший, ніж у Приверхоянні, характер має зональність еволюції цеолітів у товщах вулканоміктових граувак. Класичні описи розподілу цих мінералів у потужному розрізі (12 тис. м) вулканогенно-осадових граувак Нової Зеландії навів Д. Кумс. Після його праць виділено та визнано петрографами так звану цеолітову фацію, яка відповідає найнижчому ступеню регіонального метаморфізму. Значний внесок у її вивчення зробили японські геологи М. Утада, А. Інджіма та інші, які визначили зональність будови цеолітовмісних вулканогенно-осадових формацій неогенового, палеогенового та крейдяного віку.

Там виявлено такі зони (зверху вниз): 1) малозміненого вулканічного скла з опалом; 2) клиноптилоліту та морденіту з монтморилонітом; 3) гейландиту та анальциму; 4) ломонтиту з коренситом та хлоритом; 5) альбіту, преніту, пумпелііту з хлоритом; 6) епідоту з альбітом.

Отже, конкретні види цеолітів залежать від складу петрофонду, а потужності зон – від термічних градієнтів: від 5 км у районах, де градієнт – 20 °С/км, до 1,5 км там, де він 40 °С/км.

5. Цеолітова асоціація *гідротермального метаморфізму* відрізняється від попередніх, перш за все, тим, що не має чіткої зональності в розподілі мінералів по розрізу (наприклад, ломонтит може траплятися біля поверхні, а вниз по розрізу замінюватися більш гідратованими видами – морденітом, гейландитом, десміном та ін.). Глинисті мінерали, які сполучаються з цеолітами, можуть також розташовуватися в розрізі не в тому “порядку”, який був визначений для зон регіонального катагенезу (наприклад, монтморилоніти можуть бути нижче від зони розвитку коренситів або хлоритів). Причини цієї своєрідності гідротермального мінералоутворення пояснюють так. У разі регіонального епігенезу ми маємо справу з рівноважними системами, де цеоліти – індикатори певних тривалих термодинамічних умов; у випадку гідротермального метаморфізму – зі складною картиною неодноразової дії на породи гідротермальних розчинів з температурами, вмістом та характером розчинених компонентів, які змінюються.

6. Цеолітова асоціація *магматичних порід* океанічного дна, яка формується в умовах структур розтягання (спредингу та розуцільнення речовини), супроводжується появою переважно натрієвих цеолітів, які виникли під час взаємодії розплавів з морською водою. Вона описана дослідниками, які вивчали змінені базальти, долерити та габро в розломних зонах Серединноатлантичного хребта, де японський петролог А. Міясіро виділив її в особливу цеолітову фацію регіонального метаморфізму океанічного субстрату.

Огляд цеолітових асоціацій засвідчує, що немає простого рецепту виявлення індикаторних ознак стадійності літогенезу. Тільки ретельний аналіз заміни в розрізі й на площі розвитку осадової формації не окремих видів, а парагенетичних угруповань усіх мінеральних утворень дає нам змогу в кожному конкретному випадку вирішити питання про те, яку саме генетичну асоціацію маємо.

4.5. Карбонати

У ході розгляду індикаторних ознак карбонатів необхідно пам'ятати про суттєві відмінності в поведінці однакових мінералів цієї групи в інших однакових умовах залежно від того, наскільки ті концентровані в породі, іншими словами, чи є вони породоутворювальними або розсіяними серед інших компонентів. Перший з названих варіантів стосується безпосередньо мінералів карбонатних порід або великих конкреційних утворень, другий – карбонатної суміші в складі глинистих, уламкових та вулканогенно-уламкових відкладів, яка наявна там або у вигляді різних мікрровключень (уламкових, аутигенних), або як цемент, який заповнює проміжки між кластогенними частинками.

Спочатку розглянемо другий варіант на підставі того, що дослідження кластогенних відкладів найбільш результативні стосовно реконструкцій конкретних етапів еволюції басейнів породоутворення. Необхідно передбачати, що не можна досить упевнено покладатися на індикаторні ознаки розсіяних у породі карбонатів, тому що карбонати бувають багатостадійними та дуже подібними один до одного утвореннями. Їхні відмінні ознаки відомі, однак не завжди вони бувають очевидними для спостерігача.

Це зумовлено тим, що карбонати легше, ніж інші мінерали, піддаються процесам корозії аж до повного їх розчи-

нення, а потім нової кристалізації, регенерації, ізоморфного заміщення та інших перетворень, спричинюваних найменшими змінами концентрацій розчиненої вуглекислоти або змінами інших хімічних властивостей міжзернових водних розчинів. Дуже багато залежить від хімізму підземних вод, адже він певним чином еволюціонує з часом: на його зміни суттєво впливає речовинний склад самої водовмісної формації, підстильних та сусідніх з нею утворень, а також особливості тектонічних режимів у породному басейні.

Зокрема, важливим регіональним джерелом двоокису вуглецю в пластових водах осадових формацій є органічна речовина, яка окиснюється. З огляду на це вода, яка контактувала з нафтою, належить до активних розчинників карбонатів.

Джерелом CO_2 може бути не тільки концентрована, а й розсіяна в породах органічна речовина. Вертикальні переміщення порід углиб стратисфери, у зони підвищених температур і тиску, створюють сприятливі умови для генерування вуглекислоти внаслідок катагенетичних змін розсіяної органічної речовини. М. Мінський (1979), який докладно вивчав ці процеси, наголошував, що оскільки вертикальні переміщення порід визначені тектонічною активністю, то й концентрація вуглекислоти перебуває в певній залежності від тектонічного фактора в чергуванні зі значеннями регіональних термічних градієнтів: у разі їхніх високих значень посилене генерування CO_2 з розсіяної органічної речовини починається на менших глибинах.

Загалом же діапазон глибин, на яких за умов стійкого занурення осадових утворень відбувається насичення вод вуглекислотою, коливається в різнотипних басейнах від 1,5 до 4,0 км. Там, де він збігся із зоною дегідратації монтморилоніту, що трансформується в гідрослюду, ці процеси особливо активізувалися та приводили до масового розчинення карбонатної мінералізації більш раннього генезису. У підсумку виникали глибинні рівні вторинної децементатації в алеврити-піщаних породах. Їхнє існування підтверджено

під час проходки численних нафторозшукових свердловин у межах тектонічних депресій. М. Мінський назвав їх “по-ясами оптимальних колекторів”, оскільки в межах таких зон виникали сприятливі умови для міграції туди нафти, газу або ж артезіанських вод.

Якщо ж з будь-яких причин вуглеводні в пояс оптимальних колекторів не проникали, то в процесі глибшого опускання цецементованих порід у їхніх заповнених водою пустотах починали активно кристалізуватися різні аутигенні мінерали, склад яких багато в чому був пов’язаний зі складом кластогенного каркаса. За значного вмісту теригенного кварцу, наприклад, пори, які виникли на місці розчиненого кальциту, заповнював тепер регенераційний кварц. В інших породах пори могли бути заповнені різними глинистими агрегатами, цеолітами, польовими шпатами й іншими мінералами. Те, що було саме так, можна підтвердити тільки конкретними стадіально-петрографічними спостереженнями.

Іноді цей процес буває багаторазовим: у тих випадках, коли чергувалися умови підвищень та знижень рН, простежувалася спочатку корозія кварцу кальцитом, потім – зворотні їхні співвідношення, а загалом – нова, ще пізніша карбонатизація. Пізніша карбонатизація розвинута у взірцях порід з басейнів, які зазнали численних тектонічних перебудов з чергуваннями етапів занурень та блокових піднять. Річ у тому, що на етапах розвитку тектонічних деформацій під час інверсійних перебудов структури басейну вся флюїдно-порова система стає відкритою для відтоку розчинених у воді газів у зоні зниженого тиску. Відтік же CO_2 завжди сприяє локальному підвищенню рН та, як наслідок, корозії кварцу та каркасних силікатів і новому аутигенному карбонатонагромадженню.

Сформований на цій стадії “пізній” кальцит (анкерит, доломіт або інший карбонат) утворює накладені, плямисті порфіробластичні вклучення, які мають січні, явно корозійні контакти з іншими теригенними й аутигенними ком-

понентами в породі. Частіше такі порфіробласти карбонатів найпізнішої генерації концентруються поблизу швів гідророзриву та інших мікротріщинок, однак не всюди це чітко видно.

Отже, аутигенні розсіяні карбонати не можуть належати до надійних індикаторів стадійності літогенезу, а самі потребують доведення їхньої належності до того чи іншого етапу розвитку басейну породоутворення за характером їхніх взаємовідношень з іншими мінеральними компонентами.

У породах, де карбонати переважають над іншими мінералами, постседиментаційні перетворення значно більше залежать від початкової генетичної природи осаду, ніж від інших глибинних чинників у басейні породоутворення.

Деякі дослідники намагалися оцінити ступінь перекристалізації карбонатних порід як показник їхнього катагенетичного перетворення. Проте всі ці спроби зі згаданих причин не набули широкого застосування на практиці, хоча в деяких розрізах з однорідною будовою певну кореляційну залежність між вторинною кристалічністю та глибиною катагенезу виявити вдавалося. Однак вона не була глобально закономірною.

У карбонатних відкладах процеси перекристалізації, доломітизації, окремління, сульфатизації та інші, зумовлені зміною гідрохімічних умов та привнесенням речовини, у різних регіонах можуть виявлятися на різних стадіях літогенезу і, отже, їх не можна використовувати як репери в разі оцінювання конкретної стадії ката- і метагенезу. Проте це не применшує значення спостережень над стадійністю розвитку таких процесів. Ця стадійність може пояснити дуже багато щодо еволюції басейну породоутворення загалом.

Наведені вище описи не треба сприймати так, наче розкриття індикаторних ознак окремих породоутворювальних мінералів є головною ціллю стадіального дослідження. Це лише проміжний ступінь до вирішення складнішого завдан-

ня – виявлення історико-геологічної етапності формування парагенезисів аутигенних мінералів і структур у відкладах різних генетичних типів, які залягають у складі формаційних комплексів.

Ми, розглядаючи індикаторні ознаки кожного мінералу, абстрагувалися від взаємозв'язку та взаємозумовленості перетворень багатьох компонентів, які містилися разом у породі. Порода – це система компонентів, що постійно взаємодіють, – мінеральних частинок або їхніх агрегатів, а також розсіяної органічної речовини та газоводних флюїдів. Частіше про це забувають або визначають взаємозалежність багатокомпонентних постседиментаційних перетворень, не розкриваючи її на практиці. Та й розкрити її різноманітність навряд чи можна повністю.

Зазвичай ми виділяємо лише декілька ланок зі складно переплетеної низки причинно-наслідкових зв'язків. Згадаємо, наприклад, про описані вище механізми взаємозв'язків трансформацій глинистої речовини і розсіяної органічної речовини. За даними праць І. Зхуса та В. Бахтіна (1979), глинисті мінерали не тільки сприяють бітумоутворенню, а й самі під впливом цього процесу змінюються. Зокрема, на природних об'єктах ці дослідники експериментально визначили, що гідрогенізація розсіяної органічної речовини зумовлює перетворення монтморилоніту в гідрослюду через низку проміжних змішаношаруватих фаз. Гідрогенізація розсіяної органічної речовини відбувається завдяки як диспропорціюванню, так і водню, запозиченому з навколишнього середовища, унаслідок чого в ньому знижується концентрація водневих іонів – зростає рН. Через це в лужному середовищі розчиняється глинозем та зростає рухомість кремнезему. Такі зміни сприяють вилученню іонів кремнію з тетраедричних позицій монтморилоніту та заміщенню їх менш рухомими йонами алюмінію.

Заміна ж чотиривалентного катіона на тривалентний визначає появу ненасиченого від'ємного зв'язку, який компенсується йонами калію. Це і є процес гідрослюдизації

монтморилоніту. Він багатofакторний. Для його реалізації важливий також постачальник калію в розчинах, без чого неможливий сам процес, і водночас підвищення *PT*-умов. Крім того, дуже важливу роль каталізатора, який прискорив ці перетворення, відіграє розсіяна органічна речовина.

Вище зазначено про “постачання” калію, а це означає, що перетворення монтморилоніту в породі тісно пов’язані з іншими мінеральними компонентами. Адже ті з них, які віддають калій, самі трансформуються в щось інше, а їхні трансформації, відповідно, теж на щось впливають.

Такий ланцюжок причинно-наслідкових зв’язків вестиме нас далі в міру заглиблення в розшифрування механізму катагенетичних процесів. У цьому й полягає одна з головних сутностей стадіального аналізу літогенезу. Цей аналіз необхідно починати з вивчення мінеральних парагенезисів, а потім звертатися до парагенезисів порід і генетичних типів відкладів у тілі геологічної формації.

Тут усюди термін *парагенез* використано у формулюванні В. Муравйова (1983), а саме: це співзнаходження компонентів у конкретному геологічному тілі, що природно повторюється і пов’язане з закономірним співіснуванням причин та чинників, які відповідають за виникнення всієї асоціації цих компонентів загалом. Під “компонентами” тут розуміють або породи (якщо виконують формаційний аналіз), або мінерали (якщо проводять стадіальний аналіз).

В. Муравйов навів декілька яскравих прикладів, які підтверджують тезу про те, що дослідження мінеральних асоціацій, а не одиничних мінералів-індикаторів, підвищує вірогідність висновків, зроблених літологом. Наприклад, кристобаліт, який є продуктом послідовної низькотемпературної зміни кремнезему в ряді опал-кварц і водночас виникає з девітрифікацією скла, сам по собі не є досить певним індикатором для реконструкції вихідної речовини, проте в асоціації з монтморилонітом і цеолітами (які не є продуктами низькотемпературної видозміни кремнезему) багаторазово підвищує вірогідність висновку про вихідну

речовину породи. Отже, співіснування (парагенез) новоутворених цеолітів, монтморилоніту, опалу та кристобаліту дає змогу досить певно виключити будь-які джерела або процеси, крім процесу низькотемпературного змінення скла в умовах застійних ґрунтових вод.

Надамо короткі рекомендації стосовно того, як ліпше синтезувати результати стадіального аналізу на початковому етапі вивчення розрізу осадової товщі.

У детально описаному розрізі випробовують, можливо, всі головні пачки порід і з кожної проби готують декілька шліфів та препарати, які дублюють шліфи, для лабораторних рентгенодифрактометричних, електронно-мікроскопічних та інших прецизійних досліджень. Дані про мінеральні новоутворення, специфіку їхньої кристалохімічної будови, ізоморфізм та інші типоморфні ознаки наносять умовними символами праворуч від стратиграфічної колонки. Зазвичай ці дані фіксують у вигляді вертикальних ліній, товщина яких пропорційна до частоти трапляння того чи іншого аутигенного мінералу або конкретної вторинної структури. Бажано поряд з вивченими таким способом графіками показати рівні вимірювання ступеня вуглефікації органічної речовини (якщо маємо такі відомості), а також відомості про фізико-механічні властивості порід (пористість, міцність на стиснення, проникність та ін.).

У підсумку в розрізах більш-менш чітко намітаються рівні зональності постседиментаційних перетворень. Порівнюючи між собою генетичні типи відкладів на різних рівнях літогенезу, можна оцінити ступінь впливу початкових седиментаційних особливостей на подальші процеси катагенетичного мінерало- та структуроутворення. Зіставляючи однотипні породи у відокремлених розрізах, можна корелювати зони катагенезу на площі розвитку досліджуваної формації та вияснити співвідношення цих зон зі стратиграфічними, фаціальними і формаційними межами. А це важливий крок до реконструювання впливу початкових швидкостей і палеоглибин занурення породи, а також подальших тектонічних

дислокацій та інших чинників на специфіку процесів породоутворення в басейні, який вивчають.

Контрольні питання

1. *Головні мінерали осадових порід і їхні стадіальні перетворення.*
2. *Кварц як індикатор процесів літогенезу.*
3. *Стадіальні перетворення глинистих мінералів.*
4. *Постседиментаційні зміни польових шпатів.*
5. *Цеоліти – найбільш інформативна група мінералів для стадіальних побудов.*
6. *Карбонати – надійні індикатори стадійності літогенезу.*
7. *Історико-геологічні етапи формування парагенезисів аутигенних мінералів у відкладах різних генетичних типів.*
8. *Уявлення про безперервність та поступовість структурно-речовинних змін у відкладах осадового басейну.*

5. МЕХАНІЗМ ПОСТСЕДИМЕНТАЦІЙНИХ ПРОЦЕСІВ ЛІТОГЕНЕЗУ, ПРИНЦИПИ ЇХНЬОЇ РЕКОНСТРУКЦІЇ ТА ТИПІЗАЦІЇ

Досі ми розглядали окремі методичні прийоми стадіального аналізу мінеральних і структурно-текстурних утворень у породах та рекомендовані способи графічного узагальнення одержаних таким способом відомостей. Наголошено, що ці способи є початковими ланками в науковому пізнанні процесів осадового породоутворення (літогенезу), головна ціль якого – виявлення причинно-наслідкових залежностей між згаданими процесами та геологічними умовами еволюції земної кори (разом з осадовими басейнами) і нижчих геосфер, які постійно змінювалися з часом.

Способи розробки такої складної актуальної проблеми активно починають шукати дослідники різних шкіл та напрямів. Єдиного рецепту ще немає. У перспективі передбачено вирішення багатьох наукових завдань. Розглянемо окремі найцікавіші аспекти вивчення цієї проблеми. Перш за все наголосимо, що до з'ясування результатів стадіальних спостережень можна підходити з різних теоретичних позицій.

Сьогодні дуже поширений такий підхід, у якому як аксіому приймають уявлення про безперервність та поступовість нарощування структурно-речовинних змін у відкладах будь-якого осадового басейну. І отже, усі або майже всі аутигенні новоутворення традиційно розглядають у сукуп-

ності як продукти літогенезу різного рівня занурення породи в басейні. У разі застосування до них стадіально-петрографічного аналізу прагнуть виявити струнку послідовність у змінах складу постседиментаційних мінералів та характер мікроструктур зверху вниз по розрізу, тобто відкартувати літогенетичну зональність для того, щоб корелювати її з тими чи іншими етапами стадій: діагенезу, катагенезу (або регіонального епігенезу) та метагенезу, і так одержати уявлення про послідовний розвиток процесів осадового породоутворення (і рудоутворення в тому числі). У деяких випадках це приводило до позитивних результатів, однак не завжди і не всюди.

Наприклад, логічно обґрунтування схеми літогенетичних зональностей описані в працях А. Косовської (1955), Н. Логвиненка (1953), О. Япаскурта (1989, 1992, 1999) стосовно моласових вугленосних, флішових або флішоїдних комплексів теригенних порід, які стабільно та інтенсивно заповнювали тектонічні депресії, що занурювалися. В інших утвореннях подібну зональність виявити не вдалося, зазвичай, там, де раніше відбувалися зміни палеотектонічних режимів, які приводили до інверсійних перебудов структури осадового басейну. Як приклад можна навести відклади осадових чохлаів Західносибірської та Скіфської епіпалеозойських плит. Там літогенетична зональність не настільки очевидна внаслідок невпорядкованості та невтриманості однотипних мінеральних новоутворень у розрізах та на площі розвитку осадової товщі.

Ця невпорядкованість зумовлена не лише початковою фаціальною різномірністю та мінливістю товщі осадових відкладів. Вона виявлялася властивою пачкам порід, однакових або близьких між собою за складом та генезисом. Породи на різних етапах інверсійно-тектонічних перебудов басейну (які породжували, відповідно, різкі зміни глибинних воднофлюїдних режимів) зазнавали різних локально накладених (або вторинних) змін речовинно-структурних особливостей, зокрема, децементації, інтенсивного окварцювання та ін.

Першим на подібні явища звернув увагу Л. Рухін (1969), який назвав їх *регресивно-епігенетичними*. Згодом деякі дослідники вживали для них термін *регресивно-катагенетичні*. Багато хто взагалі не відокремлював їх від загальної сукупності процесів регіонального катагенезу (або регіонального епігенезу).

Необхідність пізнання зазначених вище (регресивних) новоутворень від “фонових” зумовлена, перш за все, практичними завданнями прогнозування колекторських властивостей порід. У цьому аспекті найбільшу цінність мають дослідження М. Мінського (1979). Учений на конкретних геологічних об’єктах довів і теоретично обґрунтував моделі багаторазової декарбонатизації та карбонатизації цементу піщаних порід унаслідок ендегенних гідрохімічних умов, які змінювалися і корелюють з певними режимами тектонічних коливальних рухів. Низку ознак аналогічних явищ описано в розрізі відкладів мезозою Хапчагайського валу Вілюйської синеклізи. Нові дані, які підтверджують та розвивають концепцію М. Мінського, наведені в докторській дисертації Макхуса Монзера (1993) стосовно умов формування колекторських властивостей порід нафтоносних басейнів Сахарської платформи.

Про своєрідність таких процесів зазначав у монографії Б. Лебедев (1992), який зачисляв їх до категорії *накладено-епігенетичних*, протиставлених *стадіально-епігенетичним*. Про це він писав так: “Стадіальні зміни, до яких входять шкали катагенезу, ми називатимемо стадіально-епігенетичними, а зміни, які відбуваються завдяки впровадженню флюїдів із зовнішніх джерел, – накладено-епігенетичними”.

У передмові до книги Я. Юдовича (1988) запропоновано дещо іншу термінологію: на підставі уявлень про те, що стадіальний епігенез відбувається на етапах занурення осадового басейну і що його процеси значною мірою автономні за енергією та речовиною, його можна назвати *аутигенним епігенезом*. Накладений епігенез, який відбувається на пізніх етапах інверсії басейну, за умов розкриття флюїдо-

упорних систем (з проникненням туди з нижніх горизонтів осадового басейну активних флюїдів) пропонували називати **алотигенним епігенезом**.

На нашу думку, ці терміни поки що не отримали широкого визнання. Проте дослідник літогенезу повинен чітко уявляти собі наявність двох категорій різних за природою постседиментаційних процесів.

Одну категорію процесів (стадіально-епігенетичних за Б. Лебедевим, аутигенно-епігенетичних за Я. Юдовичем або регіонального фонового літогенезу занурення за О. Япаскуртом) треба зачислити до послідовно посилюваних літогенетичних (діагенетичних, катагенетичних, ранньометагенетичних) перетворень осадової товщі як системи, яка саморозвивається.

Другу категорію, досить однорідну, необхідно зачислити до вторинних змін. Ці процеси не обмежені тільки згаданими як регресивно-епігенетичні або регресивно-катагенетичні, які становлять **групу порівняно низькотемпературних змін**. Сюди ж належать і продукти зонального метаморфізму осадових комплексів у складчастих системах, які відокремлюють в іншу групу – **високотемпературних, або динамотермальних, змін**, що теж мають накладений характер.

Високотемпературні вторинні зміни порід починаються зоною метагенезу типу динамотермальної активізації, яка в різних місцях ускладнює різні стадії катагенетичних або ранньометагенетичних перетворень осадової товщі, що занурювалася до початкових етапів складчастості. Це докладно описано на прикладі стадіальних досліджень літогенезу теригенних формацій пізньопалеозойсько-мезозойського верхоянського складчастого комплексу. Зокрема, виявлено, що положення в розрізах рівня виникнення метагенетичних структур рекристалізованого бластезу кварцу не перебуває в прямій залежності від потужностей та глибин максимального занурення верхоянського комплексу. Прояви бластезу не всюди збігаються з максимально інтенсивними катагенетичними перетвореннями (наприклад, у деяких піскових-

ках тріасу рекристалізаційний бластез виявляється разом з ознаками стадії помірною, але не глибокого катагенезу). Інтерпретація регіональних спостережень дала змогу дійти висновку, що метагенетичні перетворення порід верхоянського комплексу не були безперервним продовженням глибинно-катагенетичних (зумовлених тривалим перебуванням порід на багатокілометрових глибинах), а накладені на них.

У цьому регіоні ступінь інтенсивності кінцевих перетворень зумовлений не стільки глибинами їхнього занурення в доскладчастому басейні, скільки процесами термальної активізації надр і тектонічних дислокацій. Найглибші зміни порід верхоянського комплексу розвинуті переважно уздовж тектонічно послаблених ділянок перетину глибинних діагональних розломів, поблизу локальних мінімумів гравітаційного поля, тобто над вірогідними осередками пізньомезозойської гранітизації фундаменту басейну. Ареали зон метаморфізму мають у плані плямисті контури та перетинають стратиграфічні межі, так що максимальні зміни порід – з метаморфогенним біотитом, ставролітом та гранатом – властиві не тільки найдавнішим відкладам (кам'яновугільним), а й вищим (пермським, тріасовим).

Положення метаморфічних ареалів у сучасній структурі ніяк не пов'язане з коливаннями потужностей вищих товщ. Поряд з цими є набагато більші площі, на яких кам'яновугільні та пермські породи в низах верхоянського комплексу не метаморфізовані – їхні перетворення нарощуються вниз по розрізу поступово і не виходять за межі зон з типоморфними ознаками раннього метагенезу. Зазначене також свідчить про накладений характер найбільш інтенсивних змін, що пов'язані з тектонічними структурами, сприятливими для міграції флюїдів – важливого чинника теплоперенесення.

Отже, за умов активного тектонічного режиму для становлення басейну породоутворення характерні два способи літогенетичних перетворень. Перший приводить до нарощування структурно-мінеральних новоутворень у породах

унаслідок їхнього занурення, другий породжує локально накладені зміни динамотермальної природи на етапах тектонічних активізацій і дислокацій.

Обидва способи тісно взаємопов'язані просторово й генетично і є елементами єдиної флюїдно-породної системи, яка розвивалася *безперервно-переривчасто*. Літогенетичні перетворення, які виникли в процесі максимальних занурень порід, бувають різною мірою камуфльовані накладеними метагенетичними змінами в складчастій області.

Ці вторинні зміни порід у Верхоянському регіоні, за даними досліджень, корелюють з історико-геологічними етапами розтягання та стиснення, що чергуються. Вони пов'язані з проміжком між пермським та тріасовим часом, а також з кінцем мезозою, тобто з періодами особливо інтенсивного насування складчастих споруд на сусідню (західну) окраїну Сибірської платформи. У підсумку утворилася система різновікових та генетично різнотипних перетворень і змін речовини в однакових осадових формаціях. Додамо, що на етапах післяскладчастого орогенезу (у кайнозої) тут виявилися пізні низькотемпературні (або регресивно-епігенетичні) зміни порід. І хоч вони здебільшого були слабкими, не враховувати їх у стадіальних реконструкціях було б помилкою. Проте розмежувати їх та інші види змін і перетворень з достатньою впевненістю в практичній роботі досить непросто.

З наведеного вище прикладу очевидно, що завданням стадіального аналізу є необхідність пошуку чітких критеріїв, за якими можна було б визначати відмінності в багатьох видах літогенетичних перетворень. Це завдання перебуває на стадії розробок і вирішити його непросто, тому що літогенез є *багатофакторним* та *полістадійним*. Причому не всі чинники дослідник може взяти до уваги і належно оцінити, оскільки він завжди спостерігає лише кінцевий результат їхньої *сумарної* дії на речовину осаду. Навіть у тих випадках, коли вдається ретроспективно намітити певну стадійність в аутигенному мінералоутворенні та в змінах структури відкладів, ми ніколи не можемо достатньо

повно врахувати; по-перше, точний інтервал часу активного впливу того чи іншого чинника літогенезу, по-друге, синхронність або асинхронність дії на породу різних чинників.

Крім того, враховуючи відомі експериментальні та теоретичні дані про закономірності росту кристалів у багатокомпонентних середовищах та флюїдний режим у земній корі, ми маємо підставу стверджувати про *дискретний* характер процесів породоутворення та зміни мінеральних компонентів осадових порід. Досі це положення, добре відоме мінералогам та петрологам, не мало належного відгуку у літологів. Точніше, літологи акцентували увагу, головню, на дискретності механізму осадоагромадження, а механізм постседиментаційного літогенезу в такому ж аспекті не привернув належної уваги. Між іншим, можна навести чимало доказів на користь цієї тези. Дискретність літогенетичних процесів має багаторівневий характер; до рівня найнижчого рангу можна зачислити зародження або перетворення окремого мінерального виду, а до найвищого – зміну флюїдного і термобаричного режиму в усій системі, якою є осадова формація загалом разом з підстильними та вищими утвореннями.

Перший з названих рівнів є для літологів предметом перспективних досліджень у майбутньому. Якщо звернутися за аналогією до росту мінералів з розплаву в складних багатокомпонентних флюїдних середовищах, то там, за Ю. Воробйовим (1990), цей процес переривчасто-циклічний і складається з таких фаз: 1) відклади чистого матеріалу, 2) сповільнення аж до припинення росту кристала, 3) релаксація, 4) інтенсивний ріст із захопленням домішок (виникнення пойкилітових включень). Аутигенез в осадовій породі, який відбувається неодмінно у водно-флюїдному та багатокомпонентному середовищі, без сумніву, підпорядкований тим же законам. Зокрема, такі процеси, як регенерація уламкового кварцу, альбіту, кальциту й інших мінералів, а також рекристалізаційний бластез безперечно відбувалися дискретно і в межах обмежених інтервалів часу.

Спробувати знайти способи точної фіксації цих інтервалів стосовно геологічної історії еволюції породного басейну – означає вивести стадіальний аналіз на якісно новий рівень.

Якщо звернемося до флюїдного режиму в стратисфері, який впливає на аутигенез загалом, то тут імпульсивність і циклічність його впливу мають ще чіткіший характер. Вона корелює з циклічністю геотектонічних режимів розвитку осадових басейнів. В. Хаїн (1994) та К. Сеславінський (1991) наголосили, що процеси тектогенезу (також складкоутворення) відбуваються безперервно, проте виявляють періодичні різкі підвищення інтенсивності, які приводять до суттєвих якісних змін – перебудови внутрішньої структури великих ділянок літосфери. З подібними імпульсами геотектонічних активізацій вдається пов'язувати деякі конкретні етапи постседиментаційних перетворень або накладених (вторинних) змін у породі конкретної осадової формації, про що зазначено вище на прикладі верхоянського комплексу. Такі ж закономірності (визначені спочатку емпірично) отримують подальше теоретичне пояснення на підставі відомих літологам закономірностей дії флюїдних систем на мінеральні компоненти в породах.

Для того щоб пояснити зазначене вище, нагадаємо: у більшості порід флюїд може повільно просочуватися по межах зерен або всередині їх. Водні плівки, адсорбовані на поверхнях мінеральних зерен, зазвичай, розглядають як каталізатори мінеральних перетворень, що відбуваються дуже розтягнуто в періоди порядку 10^8 – 10^9 років (А. Файф, Н. Прайс, А. Томпсон, 1981). У праці А. Файфа зі співавторами з посиланнями на експерименти Гаррелса та інших закордонних дослідників доведено, що на межах зерен у породі існують безперервні та дуже тонкі канали, через які флюїд здатний дифундувати з такою ж швидкістю, як і розчинені речовини в загальній його масі. У глибоких частинах земної кори площа меж зерен може зменшуватися внаслідок диференційного термічного розширення мінералів, а тиск, який зменшує об'єм міжзернових просторів, сприяє ущільненню гірських порід та розчиненню під тиском.

Автори згаданої праці, аналізуючи інтенсивності дифузії метаморфічних флюїдів і швидкості реакцій, роблять цінні для розуміння конкретних стадіальних спостережень висновки. Особливо цікаві оцінки впливу реакцій дегідратації різних мінералів на темпи вивільнення флюїдів. Експериментальні дослідження свідчать про те, що реакції дегідратації відбуваються зі швидкістю, яка допускає їхній повний перебіг упродовж декількох тижнів, місяців або років. Усі ці терміни вкладаються в часові масштаби тектонічних процесів та дають змогу зробити висновок, що процеси вивільнення флюїдів можуть цілком відбуватися впродовж епізоду деформації. Це підтверджує сказане раніше про корельованість вторинних змін порід з тектонічними активізаціями.

Отже, осадова формація сама по собі є флюїдогенерувальною системою, водночас вона може пропускати через себе потоки флюїдів з нижчих утворень. Цьому ж сприяють такі новоутворення в літифікованих шарах, як шви флюїдорозриву, текстури кліважу і тектонічні послаблені зони різної морфології. У тому випадку, коли швидкість потоку флюїдів більша, ніж швидкість реакції дегідратації та вивільнення флюїду, відбудеться неповне вилуговування з нерівноважним масоперенесенням на відстань, яка визначена розмірами тріщин і реактивною ємністю флюїду. Ця ситуація характерна для приповерхневих флюїдопереважних режимів, наприклад, наявних у системах гідротермальної зміни та мінераловідкладення у відкритих тріщинах. Стадіальні аналізи мінерального заповнення таких тріщин (у формі переважно кварцових та інших жил) чітко відображають *імпульсивний*, тобто переривчастий з часом характер мінераловідкладання. Цей процес може відбуватися багаторазовими та короткочасними циклами.

Вірогідніше, подібна імпульсивність процесів, яка формує та змінює породи, і відносна їхня короткочасність поширена в природі набагато більше, ніж це здається на перший погляд. Проте в багатьох випадках вона має прихований від прямого спостереження характер, перш за все, у розрізах

тих товщ, які тривало перебували в умовах стабільного тектонічного занурення (наприклад, “розтягнутий” по розрізу свердловини в Каліфорнійській затоці перехід смектиту в слюду). Водночас відомі інші приклади (зокрема, Верхоянська складчаста область), коли глибинні термальні імпульси різко перевищували швидкості такого типу трансформацій, надаючи їм контрастного вигляду. Наслідком цього були різкі зменшення потужностей перехідних зон і виникнення в розрізі рівнів масових (стрибкоподібних) мінеральних і структурних новоутворень, які мали різко незгідні співвідношення з простяганнями стратиграфічних і фаціальних меж у середині товщі.

Отже, можна зробити такі висновки: 1) процес літогенезу загалом має безперервно-переривчастий характер; 2) він історичний, тому його треба реконструювати на засадах історико-геологічного підходу до спостережень, виконуваних на всіх рівнях дослідження (від мінерального до формаційного); 3) він потребує геолого-генетичної типізації.

Третє розглянемо докладніше.

Проблема типізації постседиментаційного породоутворення особливо актуальна за сучасного генетичного підходу до дослідження осадових комплексів та пов'язаних з ними корисних копалин. Упродовж останніх 15 років до неї виявляли підвищений інтерес А. Косовська, В. Шутов, Г. Каледа, Є. Карнюшина, А. Лисицин, Н. Логвиненко, А. Лукін, В. Лук'янова, Є. Бро, Ю. Мазор, А. Махнач, З. Ронкіна, І. Симанович, Б. Соколов, В. Холодов, В. Шванов, О. Япаскурт та ін.

У цій проблемі можна виокремити три типи питань, по суті, взаємопов'язаних. По-перше, типізація утворень ранньої стадії літогенезу, тобто діагенезу. По-друге, типізація постдіагенетичних утворень, які належать до стадій регіонального епігенезу, або катагенезу, а також метагенезу. По-третє, питання, які пов'язані з визначенням межі між різнотипним катагенезом (регіональним епігенезом) та метаморфізмом осадових порід.

Питання першого типу докладно розглянуті Н. Логвиненком та ін. Учені описали геохімічні моделі п'яти типів діагенезу теригенних, карбонатних та кременевих відкладів стосовно певних ландшафтних зон у різнотипних басейнах седиментації. Уявлення про залежність від кліматичних та фаціальних умов седиментації таких важливих чинників діагенезу, як кількість та якісний склад розсіяних або сконцентрованих в осаді органічних речовин, склади інших седиментогенних компонентів (кластогенних, хемогенних, біогенних), мулових вод і розчинених у них газів описано в працях М. Страхова (1960) та Ж. Милло (1968).

На початку вивчення постдіагенетичного літогенезу недопустимо абстрагуватися від зазначеного вище (як часто відбувається на практиці), бо процеси катагенезу та метаморфізму не можна по-справжньому пояснити окремо від пізнання попередніх процесів перетворення осаду в породу. Передусім це стосується багатьох спроб петрохімічних реконструкцій складу дометаморфічних давніх осадів, які відбуваються без належного врахування даних про те, що в предметаморфічну стадію катагенезу залучалася речовина, яка тою чи іншою мірою була перетворена.

В. Шванов (1989) звернув увагу на те, що сама міра залежності діагенетичних перетворень осадового матеріалу від ландшафтно-кліматичних умов перебуває в складних зв'язках з іншими умовами: темпами осадонагромадження, ступенем його переривчастості або безперервності, швидкостями занурення ложа осадового басейну з синхронними осадонагромадженням та постседиментаційними тектонічними режимами.

Взаємозв'язок літогенезу та тектогенезу у ще в 50–70-х роках ХХ ст. розглядали А. Косовська, В. Шутов, Г. Каледа та інші, які зазначали про суттєвий вплив тектоніки на кінцеві підсумки перетворення відкладів. І сьогодні цей аспект досліджень є далеко не вичерпаним. Фактичні матеріали насичують його новим змістом. Виявляється, що в осадових басейнах певного типу тектогенез здатний відсунути

на другий план ознаки кліматичного впливу на початкове породоутворення, суттєво їх камуфлюючи. Такі приклади можна знайти у працях про літогенез міосинклінальних теригенних формацій.

У складі згаданих формацій важливе місце посідають відклади високоущільнених автокінетичних потоків, які формували системи долинно-віялових конусів винесення на периферії авандельт та біля підніжжя каньйонів в окраїно-континентальних морських басейнах улоговинного типу. Темпи осадонагромадження в таких тектонічно мобільних умовах відповідають поняттю *лавинної седиментації*. Властиві їм специфічні умови формування, а саме: мобілізація величезних мас полімінеральних кластогенних компонентів з великих площ живлячих провінцій та лавинні швидкості поховання в підводних конусах винесення зумовили незавершеність діагенетичної стадії за сприятливих кліматичних умов. Зі швидким вилученням осаду із зони діагенетичних перетворень углиб стратисфери його компонентний склад не встигає досягнути мінералогічно рівноважного стану.

У цьому випадку полімінеральна, сильно обводнена, насичена окисненою органікою речовина, яка потрапляє у напружені термобаричні умови зони катагенезу, є ідеальним реакційноздатним середовищем. Таке середовище сприятливе для елізійних процесів з багатоетапним вивільненням H_2O і SiO_2 (у тому числі завдяки трансформаціям смектитів у гідрослюду або хлорит), з масовим гідролізом седиментогенних, розсіяних у теригенному осаді карбонатів та витисканням у розчини багатьох елементів-домішок, які містяться в складі кластогенних мінералів.

Однак процеси постдіагенетичних перетворень відбуваються в міогеосинклінальних флішоїдних формаціях своєрідніше, ніж у моделі класичного елізійного катагенезу (за В. Холодовим, 1983) унаслідок частого розшарування глин алеврито-піщаними породами. Тут алеврито-піщані породи бувають не лише пасивними колекторами алохтонних газоводних флюїдів. Пісковики самі стають генераторами

багатьох необхідних для аутигенного мінералоутворення речовин.

Нагадаємо основоположні принципи дослідників інших осадово-породних басейнів, які пропонували генетичні типізації постдіагенетичного літогенезу. Уся різноманітність розроблених досі класифікаційних схем зводиться, як зазначив А. Махнач (1989), лише до однієї з трьох груп схем залежно від обраного за класифікаційну основу провідного чинника породоутворення: 1) термобаричного, 2) гідрохімічного, 3) обох.

З перелічених підходів перший був, а для багатьох дослідників (особливо у нафтовій геології) і досі є основоположним. Другий підхід, запропонований В. Холодовим (1983) та його послідовниками, є принципово новим та перспективним, особливо для пояснення причин і закономірностей локалізації багатьох видів металевих корисних копалин. В. Холодов наголошував, що гідрогеологічний аспект проблеми катагенезу тривалий час був не розробленим. За його визначенням, стадія катагенезу перед геологами стала як етап складних взаємодій вод, осадових та вулканогенно-осадових порід, розсіяної органічної речовини і різноманітних газів за умов фізико-хімічних параметрів (P , T), які змінювалися і значення яких коливалися від 25 до 300 °C та від 0,1 до 300 МПа. Запропонований ученим для стадії катагенезу класифікаційний принцип ґрунтується на врахуванні режиму та гідрохімії підземних вод в осадово-породних басейнах. Виділені типи катагенезу: інфільтраційний, гравітаційно-розсільний, елізійний та змішаний.

Ознаки інфільтраційного типу зводяться до того, що пласти-колектори (пісковики або карбонатні породи) стають головним об'єктом для геохімічних реакцій, а глинисті покритки, які розділяють їх, набагато слабше відображають ті перетворення, які розвинуті в колекторах під дією пластових вод. Гравітаційно-розсільний (або галокатагенез) розвивається внаслідок іонообмінних реакцій між породами та міжкристальною водою, яка в них просочується з соленос-

них відкладів. В елізійному катагенезі головним процесом є внутрішній перерозподіл газоводних флюїдів, їхній перехід з глин у пісковики або тектонічні тріщини, унаслідок чого склад мінералоутворювальних розчинів формується під час занурення та постседиментаційного перетворення глинистих товщ, а породи-колектори лише відображають склад розчинів, які надійшли в них з глин. Змішаний тип зі складним поєднанням ознак інфільтраційних та елізійних систем властивий басейнам зі складними чергуваннями різнотипних гідрогеологічних режимів упродовж довгої історії їхнього формування (Лено-Вілюйська синекліза, Західносибірська область та ін.).

В. Холодов зробив такий важливий крок у розвитку цієї типізації. Він проаналізував особливості елізійного катагенезу в специфічних низькотемпературних глибинних умовах Південнокаспійського басейну пороодоутворення (1990). Був намічений шлях до конкретного синтезу даних про термобаричні та гідрохімічні умови літогенезу. А. Махнач (1989, 2000) вважає цей напрям досить перспективним. Він запропонував детально пророблені на конкретних геологічних об'єктах (переважно в платформних, рифтогенних тектонічних западинах) моделі процесів різнотипного катагенезу, з яких можна одержати обґрунтування закономірностей локалізації багатьох видів корисних копалин. Вибраний ученим шлях класифікування продуктів катагенезу полягає в аналізі дії на осадові породи підземних вод різного походження, які, як наслідок, розрізняли за мінералізацією, іонним та газовим складом. Виявлені таким способом таксони процесів (типи, класи, родини та ін.) дослідник поєднав в еволюційні ряди, які характеризують загальні напрями геологічного розвитку осадового басейну. Завдяки цьому гідрохімічний аспект, який враховують разом з іншими чинниками, одержав пріоритетне класифікаційне значення: “Методологічною основою концепції є розгляд арен катагенезу як водоносних систем на противагу традиційному підходу до цих арен як літологічних одиниць (формацій, товщ, горизонтів)”.

Отже, комплексний шлях до пізнання генетичної суті літогенезу визначено. Проте зі зростанням нашої інформованості в галузі стадіальних досліджень виникає парадоксальна ситуація: не зменшуються, а зростають неузгодження під час спроб порівняти різні схеми типізацій літогенезу на конкретних природних об'єктах, особливо там, де ми звертаємося до міжрегіональних кореляцій або ж до порівняння перетворень органічної речовини та вміщених порід. Узгодження різних схем або даних щодо різних басейнів можливе поки що в загальних рисах – стосовно дрібномасштабних побудов. Однак такий стан проблеми є природним та неминучим, тому що будь-яка схема літологічних новоутворень, створювана на генетичній основі, ґрунтується лише на одному або двох класифікаційних критеріях, тоді як насправді літогенез *багатофакторний*. А тому будь-яке вихідне уявлення про перевагу будь-якого окремо вибраного чинника літогенезу спричинить дедуктивну побудову, у яку дослідник неминуче привнесе елементи суб'єктивізму.

З огляду на це віддаємо перевагу таким типізаціям, які ґрунтуються на будь-якій ознаці, яка *інтегрує* вплив якщо не всіх, то принаймні більшості різнорідних дій на єдину породу. Цьому критерію відповідає тип конкретного тектонічного режиму. Ним передусім зумовлено багато особливостей екзогенної седиментації, а також активізація глибинних флюїдних потоків, термальних, стресових та інших (часто ще не пізнаних і недоступних для прямих спостережень) чинників у стратисфері, які чинять сумарний вплив на весь перебіг літогенетичних процесів та на їхні кінцеві результати. Водночас є і зворотні зв'язки, тобто вплив згаданих процесів на формування породних дислокацій, а в певних умовах навіть на перетворення всього породного басейну в складчасту систему. Обґрунтування цього наведені в експериментально-теоретичних розробках М. Гончарова (1988).

Зі сказаного не випливає твердження про обов'язкову універсалізацію літогенезу тільки за тектонічним принципом. Схеми, створені на будь-якій іншій основі, не втрача-

ють актуальності. Навпаки, вони дуже потрібні для того, щоб у разі застосування їх разом до однакових природних об'єктів глибше осягнути механізми багатопричинних процесів породоутворення (та рудоутворення в тому числі).

Геотектонічний принцип типізації літогенезу може бути зв'язувальною ланкою між різними схемами. До цього принципу в глобальному масштабі вперше 1976 р. звернулися А. Косовська та В. Шутов. Учені розкрили загальні закономірності розвитку зональності постседиментаційних перетворень осадових товщ стосовно до чотирьох великих структурних елементів Землі: 1) областей з корою континентального типу, 2) окраїнних зон континентів з високими значеннями теплового поля, 3) активних зон континентів з аномально високим тиском, 4) океанів.

О. Япаскурт (1991), розвиваючи цей напрям, пропонував свій варіант типізації для деяких внутрішньо- та окраїнно-континентальних басейнів породоутворення. Головна ланка схеми – геологічний тип літогенетичних перетворень, тобто таке закономірне співвідношення зон мінеральних і структурно-текстурних новоутворень зі стратиграфічними та фаціальними межами в товщі осадових порід, яке було породжене комплексом термодинамічних та гідрохімічних умов у стратисфері, спричинених конкретними особливостями геологічного розвитку басейну породоутворення або його ділянки (див. таблицю).

Виділені згідно з цим визначенням геологічні типи літогенезу можна поєднати в надтипи: I – *регіональні фонові*, II – *регіональні накладені*, III – *локальні накладені*. До надтипу I належить геологічний тип літогенезу *занурення*, який виявляється всюди; його підтипи: 1 – повільного занурення (синеклізи, антеклізи); 2 – інтенсивного занурення (крайові прогини, міогeosинкліналі); 3 – переривчастого занурення (конседиментаційні лінійні структури). У складчастих системах, прилеглих до них окраїнних платформах та областях ерогенної активізації надтип I ускладнений надтипом II – *динамотермальної активізації*, або *термаль-*

ної. Для геологічного типу літогенезу динамотермальної активізації характерні відсутність прямого зв'язку між посиленням катагенезу та зростанням потужностей відкладів, перетинання зон постседиментаційних змін і стратифікованих рівнів, різні розбіжності в ступені перетворення порід і вуглистої речовини в них та інші особливості, які докладно схарактеризовані на прикладі теригенних формацій верхоянського міogeосинклінального складчастого комплексу. Термальний геологічний тип літогенезу в областях віддаленого впливу магматичних осередків виявляється у вигляді сильного випередження ступеня вуглефікації порівняно з перетвореннями вуглевмісних порід, як описано В. Желінським (1980) для південного заходу Чульманської западини. У розрізах цього геологічного типу літогенезу зони вуглефікації куполоподібно підіймаються вгору, перетинаючи зони катагенезу теригенних порід, які простягаються майже паралельно до подошви западини, за загального посилення перетворень порівняно з відкладами інших басейнів за аналогічних тектонічних умов.

Надтип III *локальних накладених змін*, які генетично взаємопов'язані з регіональними, умовно відрізняється меншими площами поширення та чіткішим зв'язком з джерелами, які їх породили. До надтипу III належать такі: геологічні типи літогенезу: контактіві – на ділянках безпосередньої дії інтрузивних або субвулканічних тіл на породу; дислокаційні – уздовж змішувачів підкидів, насувів (фіксують, головню, за накладеними структурами катаклазу, рекристалізаційно-гануляційного бластезу та розсланцювання); локально-метасоматичні – у вузькій смузі гідротермальної переробки порід уздовж тектонічних тріщин та ін.

Усі перелічені геологічні типи літогенезу мають *набір типоморфних ознак*, до яких належать певні співвідношення зональності аутигенних мінеральних новоутворень та зміни органічної речовини зі стратиграфічними та фаціальними межами. Однак низка ознак буває *конвергентного*, а тому конкретна діагностика типів літогенезу є непростю;

вона потребує багато даних у всій сукупності аналізу – історико-геологічних, фаціально-палеогеографічних та стадіально-петрографічних. Частково це відображено в таблиці. Не треба її вважати завершеним варіантом – це проміжна ланка досліджень.

Типізація процесів літогенезу потребує перш за все вирішення давно назрілої проблеми – пізнання критеріїв відмінностей ступеня впливу на літогенез теоретично можливих ендегенних потоків речовини та власних потенційних ресурсів осадової формації як саморозвиненої флюїдно-породної системи. У ній більша частина флюїдів генерується внаслідок багатоетапних трансформацій мінеральної та органічної речовини, яка постійно потрапляє у щораз нові термобаричні умови в ході еволюції басейну породоутворення. У цьому випадку ми матимемо “чисто” лінію літогенетичних перетворень, які охоплюють стадії діагенезу, катагенезу та метабенезу геологічних типів літогенезу занурення. У першому ж випадку ці процеси ускладнені накладеними вторинними змінами двох видів: динамотермальними метаморфічними або низькотемпературними регресивно-епігенетичними. Виявити ці ознаки допоможе розвиток комплексних стадіально-геомінералогічних досліджень на різних рівнях організації речовини: породно-шаровому, фаціальному та формаційному. У разі характеризування ступеня перетворень осадової формації можна зіткнутися з перешкодами в оцінці їхньої інтенсивності через анізотропію властивостей порід. Щоб подолати ці перешкоди, необхідно дотримуватися ранжування термінології. Наприклад, поняття “метаморфізм” може стосуватися окремого мінерального виду (“метаморфізм кварцу”, за І. Симановичем), окремого літотипу (“метаморфізм вугілля”) і формації загалом.

Майбутні об’єкти досліджень у цій галузі потрібно вибирати з урахуванням конкретних геотектонічних типів еволюції басейнів породоутворення. Зокрема, для ліпшого пізнання типоморфних ознак “чистої лінії” літогенетичної зональності необхідно вибирати тектонічні западини з по-

рівняно стабільними режимами прогинання і, наскільки можливо, з мінімальними ознаками будь-яких ендегенних дій на породи.

Треба також вивчати перетворення осадових порід у басейнах зі складною тектонічною будовою та в складчастих областях, пам'ятаючи, що в тектонічно активних умовах з багаторазовими перебудовами структури породного басейну порушується пряма залежність між ступенем катагенезу порід та палеоглибиною їхнього занурення. Крім того, у цих умовах осадова формація як цілісна флюїдно-породна система значною мірою вичерпує свої флюїдні ресурси і надає імпульс для змін в іншій системі відкладів, які її перекривають.

Викладені вище дані не претендують на вирішення всіх проблем дослідження літогенетичних перетворень осадових порід. Зокрема, питання, присвячені катагенезу та метаморфізму органічної речовини, порушені коротко, оскільки вони досить широко висвітлені в інших працях геологів-нафтовиків та вугільників.

Матеріали навчального посібника дають уявлення про багатогранність проблеми розкриття процесів породоутворення, залучають читача до азів методичних прийомів комплексних стадіально-літологічних досліджень. Рекомендовані тут літературні джерела стануть опорною базою для подальшого вивчення цієї проблеми. Перелік цих джерел свідомо обмежений, щоб сконцентрувати увагу на головному, що необхідно засвоїти на початковому етапі опанування методикою роботи.

Ми прагнули намітити шляхи до вирішення багатьох актуальних з наукового та практичного погляду завдань, які випливають з досліджень стадій літогенезу. Процеси літогенезу та пов'язані з ним численні корисні копалини потребують подальшого багатопланового дослідження, одним із яких є стадіальний аналіз.

Геологічні типи літологічних перетворень в осадових басейнах з континентальною будовою земної кори (за О. Япаскуртом, 1991)

| Надтипи За масштабом проявів | Типи літогенезу | Підтипи літогенезу | Типоморфні ознаки | Тектонічна належність |
|---------------------------------|-----------------|--------------------|---|---|
| | | | | |
| 1 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| Ретинальниї | Занурення | Повільного | Парагенезис аутигенних мінералів та інтенсивність постдіагенетичних перетворень залежать від фаціальної природи осадів більше, ніж від глибин їхнього занурення; літогенетична зональність нечітка, відпо-відає слабкому або помірному катагенезу | Головно в чохлах синекліз та антекліз (крім лінійних кон-сидиментаційних структур меншо-го порядку, які їх ускладнюють) |
| | | Інтенсивного | Чітко поступове нарощування інтенсивності перетворень порід униз по розрізу; “роз-тягнутість” у розрізі (на багато кілометрів) зон глибокого катагенезу, що заміщуються зоною метагенезу; зональність корелює з посиленнями ступеня вуглефікації органіч-ної речовини та має майже згідно межі зі стратоізохронними рівнями; явні ознаки елізійних процесів | Перикратонні, кра-йові та геосинклі-нальні прогини на доінверсійних ста-діях розвитку |
| | | Частого | Літогенетична зональність ускладнена локальними змінами репресивної спрямо-ваності (децементациєю, вторинною као-лінізацією або карбонатизацією), набуває дуже невтриманого характеру в розрізі й на площі) | Лінійні платформні структури консиди-ментаційної при-роди (авлакогени; вали та ін.) |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-------------|-----------|----------------------------|------------|--|---|
| Регіональні | Накладені | Діатермальні активізації | Інтенсивні | <p>Зони глибоких постдіагенетичних перетворень мають різко незгідні співвідношення зі стратиграфічними, фаціальними та формацийними межами; суттєві розбіжності в інтенсивностях перетворень мінеральності та органічної речовини в породах; багатокатові посилення їх проявами метаморфізму на ділянках стратисфери з підвищеною провідністю флюїдних потоків</p> | <p>Геосинклінальні складчасті пояси та області їхнього зчленування з окраїнно-платформними структурами на інверсійних стадіях розвитку</p> |
| Локальні | | Контактово-магматичних дії | Помірні | <p>Те саме, проте в малоконтрастній формі і без ареалів метаморфізованих порід; ознаки інфільтраційних епігенетичних процесів (див. у тексті)</p> | <p>Структури ерогенної активізації платформних або геосинклінальних складчастих споруд</p> |
| | | | - | <p>На фоні регіонального підвищення рівня постдіагенетичних перетворень порід та вугілля ізореспленди ступеня вуглефікації кулоподібно підіймаються вгору по розрізу, хрестоподібно перетинаючись з увігнутими (повторюють контури западини) межами зон ката- і мегагенезу порід</p> | <p>Області відокремленого впливу глибинних магматичних осередків (полюгенної природи) у рифтогенних структурах</p> |
| | | | - | <p>Інтенсивне зростання змінності мінеральної та органічної речовини в породах на коротких відстанях (сотні, десятки метрів) з наближенням до ареалів орогокування в контакті з інтрузією</p> | <p>Ділянки безпосередньої дії магматичних розплавів на породи в складчастих системах, менше на платформах та в областях розвитку трапів</p> |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-----------|-----------|-----------------------------|---|--|--|
| Локальний | Накладені | Піротермально-метасоматичні | - | Регресивно-епігенетичні зміни порід (каолінізація, карбонатизація, монтморилонітизація та ін.), які практично не впливають на ступінь вуглефікації | Ділянки підвищеної тріщинуватості; розриви із розсувною складовою; послаблені зони уздовж поверхонь стратиграфічних перерв та незгідностей |
| | | Катаклас-тичний | - | Мікροструктури катаклазу та рекристалізаційно-грануляційного бластезу; вуглиста речовина реагує слабо (тільки в безпосередній близькості до змішувача розлому) малим підвищенням рівня катагенезу, а головню – розсланцюванням та дробленням | Змішувачі підкидів, насувів, покриттів |

Примітка. Риска – не виділяється.

Список літератури

1. *Байков А. А.* Литогенез (мобилизация, перенос, седиментогенез, диагенез осадков) / А. А. Байков, В. И. Седлецкий. – Ростов-н/Д. : Изд-во СКНЦВш, 1997. – 448 с.
2. *Вассоевич Н. Б.* Избранные труды: Геохимия органического вещества и происхождение нефти / Н. Б. Вассоевич. – М. : Наука, 1986. – 368 с.
3. *Гаврилов Ю. О.* Диагенетические преобразования в глинистых отложениях (средний миоцен Восточного Предкавказья) / Ю. О. Гаврилов. – М. : Наука, 1982. – 100 с. (Тр. ГИИ АН СССР. – Вып. 964).
4. *Галкин В. А.* Роль флюидов в формировании деформационных структурных парагенезисов / В. А. Галкин // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 1993. – № 5. – С. 59–70.
5. *Годовиков А. А.* Введение в минералогію / А. А. Годовиков. – Новосибирск : Наука, 1973. – 256 с.
6. *Гончаров М. А.* Механизм геосинклинального складкообразования / М. А. Гончаров. – М. : Недра, 1988. – 246 с.
7. *Дриц В. А.* Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования / В. А. Дриц, А. Г. Коссовская. – М. : Наука, 1990. – 214 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 446).
8. *Дриц В. А.* Глинистые минералы: слюда, хлориты / В. А. Дриц, А. Г. Коссовская. – М. : Наука, 1991. – 176 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 465).
9. *Запорожцева А. С.* О региональном распространении доломита в меловых отложениях Ленского угольного бассейна / А. С. Запорожцева // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1960. – № 9. – С. 61–69.
10. *Зарицкий П. В.* Конкреции и значение их изучения при решении вопросов угольной геологии и литологии / П. В. Зарицкий. – Харьков : Вища шк., 1985. – 177 с.

11. *Зинчук Н. Н.* Петрографическая характеристика основных типов мезозойских осадочных пород северо-восточной части Ангаро-Вилуйского прогиба / Н. Н. Зинчук, В. А. Хмелевский. – М. : ВИНТИ, 1977. – 30 с.
12. *Зинчук Н. Н.* Глинистые минералы в древних алмазонасных отложениях / Н. Н. Зинчук, В. А. Хмелевский, Д. Д. Котельников // Минерал. сб. – 1979. – № 33, вып. 1. – С. 62–71.
13. *Зинчук Н. Н.* Литология древних осадочных толщ в районах развития кимберлитового магматизма / Н. Н. Зинчук, В. А. Хмелевский, Е. И. Борис, Р. А. Затхей. – Львов : Вища школа, 1985. – 200 с.
14. *Зхус И. Д.* Литологические преобразования глин в зонах аномально-высоких пластовых давлений / И. Д. Зхус, В. В. Бахтин. – М. : Наука, 1979. – 139 с.
15. *Карпова Г. В.* Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях / Г. В. Карпова. – М. : Недра, 1972. – 173 с.
16. *Копелиович А. В.* Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы / А. В. Копелиович. – М. : Наука, 1965. – 310 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 121).
17. *Коссовская А. Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья / А. Г. Коссовская. – М. : Изд-во АН СССР, 1962. – 204 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 63).
18. *Коссовская А. Г.* Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций / А. Г. Коссовская // Литология и полезные ископаемые. – 1975. – № 2. – С. 23–44.
19. *Коссовская А. Г.* Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья / А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов // Докл. АН СССР. – 1955. – Т. 103, № 6. – С. 1083–1088.
20. *Коссовская А. Г.* Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжения с метаморфизмом на континентах и в океанах / А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов // Кристаллохимия минералов и геохимические проблемы. – М. : Наука, 1975. – С. 19–34.
21. *Коссовская А. Г.* Типы регионального эпигенеза и их связь с тектонической обстановкой на материках и океанах / А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов // Геотектоника. – 1976. – № 2. – С. 15–30.
22. *Крашенинников Г. Ф.* Эпигенетические изменения пород северной части Ленского угленосного бассейна / Г. Ф. Крашенин-

- ников, О. В. Япаскерт // Литология и полезные ископаемые. – 1977. – № 3. – С. 53–66.
23. *Кривошеева З. А.* О природе изменений состава и свойств глинистых пород в процессе литогенеза / З. А. Кривошеева, Р. И. Злочевская, В. А. Королев, Е. М. Сергеев // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 1977. – № 4. – С. 60–73.
24. *Лебедев Б. А.* Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах / Б. А. Лебедев. – Л. : Недра, 1992. – 239 с.
25. *Логвиненко Н. В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород / Н. В. Логвиненко. – М. : Недра, 1968. – 92 с.
26. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород (с основами методики исследования): Учебник для студентов геол. спец. вузов / Н. В. Логвиненко. – М. : Высш. шк., 1984. – 416 с.
27. *Логвиненко Н. В.* Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане / Н. В. Логвиненко, Л. В. Орлова. – Л. : Недра, 1987. – 237 с.
28. *Мазор Ю. Р.* Изменение углей и вмещающих их пород / Ю. Р. Мазор, А. К. Матвеев // Литология и полезные ископаемые. – 1974. – № 6. – С. 68–80.
29. *Макхус Монзер.* Условия формирования нефтеносных толщ бассейнов Сахарской платформы / Макхус Монзер : автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – М. : МГУ, 1993. – 86 с.
30. *Маракушев А. А.* Петрография / А. А. Маракушев. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1993. – 320 с.
31. *Махнач А. А.* Стадиальный анализ литогенеза : учеб. пособие / А. А. Махнач. – Мн. : БГУ, 2000. – 255 с.
32. *Милло Ж.* Геология глин (выветривания, седиментология, геохимия) / Ж. Милло. – Л. : Недра, 1968. – 359 с.
33. *Минский Н. А.* Закономерности формирования поясов оптимальных коллекторов / Н. А. Минский. – М. : Недра, 1979. – 298 с.
34. *Муравьев В. И.* Минеральные парагенезы глауконитокремнистых формаций / В. И. Муравьев. – М. : Наука, 1983. – 208 с. (Тр. ГИН. Вып. 360).
35. *Петтиджон Ф. Дж.* Осадочные породы / Ф. Дж. Петтиджон. – М. : Недра, 1981. – 751 с.
36. *Прошляков Б. К.* Литология и литолого-фациальный анализ / Б. К. Прошляков, В. Г. Кузнецов. – М. : Недра, 1981. – 284 с.

37. *Пустовалов Л. В.* Петрография осадочных пород / Л. В. Пустовалов. – М.; Л. : Гостоптехиздат, 1940. – Ч. 1. – 476 с.; Ч. 2. – 420 с.
38. *Рухин Л. Б.* Основы литологии / Л. Б. Рухин. – Л. : Недра, 1969. – 703 с.
39. *Симанович И. М.* Кварц песчаных пород / И. М. Симанович. – М. : Наука, 1978. – 152 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 314).
40. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза / Н. М. Страхов. – М. : Изд-во АН СССР, 1960–1963.
41. *Тимофеев П. П.* Вторичные преобразования органического вещества в различных фациальных условиях / П. П. Тимофеев, Л. И. Боголюбова // Литология и полезные ископаемые. – 1966. – № 5. – С. 27–36.
42. *Файф А.* Флюиды в земной коре / А. Файф, Н. Прайс, А. Томпсон. – М. : Мир, 1981. – 436 с.
43. *Фролов В. Т.* Литология / В. Т. Фролов. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1992. – Кн. 1: 336 с; Кн. 2: 430 с.; Кн. 3: 535 с.
44. *Хаин В. Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XX века) / В. Е. Хаин. – М. : Наука, 1994. – 190 с.
45. *Хмелевский В. А.* Постседиментационные изменения мезозойских осадочных отложений северо-восточной части Ангаро-Вилуйской прогиба / В. А. Хмелевский, Н. Н. Зинчук // Геология и геофизика. – 1982. – № 4. – С. 25–32.
46. *Хмелевський В. О.* Літологія. Седиментогенез : навч. посібник / В. О. Хмелевський, О. В. Хмелевська. – Львів : ЛНУ ім. І. Франка, 2011. – 220 с.
47. *Хмелевський В. О.* Літологія. Літогенез. Осадкові породи : навч. посібник / В. О. Хмелевський, О. В. Хмелевська. – Львів : ЛНУ ім. І. Франка, 2014. – 470 с.
48. *Холодов В. Н.* Новое в познании катагенеза / В. Н. Холодов // Литология и полезные ископаемые. – 1982. – № 3. – С. 3–22.
49. *Холодов В. Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья) / В. Н. Холодов. – М. : Наука, 1983. – 152 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 372).
50. *Швецов М. С.* Петрография осадочных пород / М. С. Швецов. – М. : Госгеолтехиздат, 1958. – 416 с.
51. *Юдович Я. Э.* Геохимия черных сланцев / Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис. – Л. : Наука, 1988. – 272 с.

52. Япаскурт О. В. О взаимоотношениях катагенеза и начального метаморфизма / О. В. Япаскурт // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 1981. – № 5. – С. 33–38.
53. Япаскурт О. В. Катагенез осадочных горных пород (методическое руководство к стадияльному анализу) / О. В. Япаскурт. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1991. – 120 с.
54. Япаскурт О. В. Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей / О. В. Япаскурт. – М. : Недра, 1992. – 224 с.
55. Япаскурт О. В. Стадияльный анализ литогенеза : учеб. пособие / О. В. Япаскурт. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1995. – 142 с.
56. Япаскурт О. В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратифере: Процессы и факторы / О. В. Япаскурт. – М. : ГЕОС, 1999. – 260 с.

Предметний покажчик

- Басейн породоутворення 23
 - седиментаційний 22
- Бластез 48
- Епігенез алотигенний 114
 - аутигенний 113
 - регресивний 40
- Каолінізація 93
- Карбонати 103
- Катагенез елізійного типу 29
 - регресивний 40
- Кварц 65
- Кільця Лізеганга 12
- Кліваж міжзерновий 55
 - пloidчастості 56
- Конкреції 58
- Кристалізаційна сланцюватість 57
- Мінерали глинисті 71
 - групи діоктаедричних слюд 82
 - – каолініту 92
 - – смектитів 72
 - – хлоритів 89
- Мінерали-донори 64
- Мінерали-присосовувачі 64
- Мінерали-свідки 64
- Неповнобластична будова 51
- Парагенез 108
- Польові шпати 94
- Порфіробласти полістадійні 50
- Середні аркози 99
- Смужки Бема 70
- Стилоліти 53
- Стратисфера 23
- Структури бластичні 48
 - бластоалевритові 51
 - бластопелітові 51
 - бластопорфірові 51
 - бластопсамітові 51
 - вторинні 43
 - гравітаційної корозії 45
 - диференціального сковзання 48
 - зародково-бластичні 51
 - корозійні 44
 - механічного ущільнення 44
 - обростання 46
 - повнобластичні 49
 - регенерації 45
- Сутурні шви 53
- Текстури вторинні 51
 - кліважу 54
- Трансформація мінералів 25
- Триоктаедричні слюди 85
- Цеоліти 96

Про автора

ХМЕЛЕВСЬКИЙ Віталій Олексійович (28.09. 1937, м. Київ – 25.02. 2010, м. Львів) – літолог, канд. геол.-мін. наук (*Литология неогеновых марганец-содержащих отложений юго-западной окраины Русской платформы*, 1968), доц. (1971). Закінчив



геол. ф-т Львів. ун-ту (1959), аспірантуру (1965). У 1959–62 інженер Ін-ту геології корисних копалин АН УРСР (м. Львів); 1965–66 ст. інженер-геолог Львів. проектної організації Облміжколгосспроєкт; 1966–70 асист., ст. викладач, 1971–96 доц., 1996–2002 зав. каф., з 2003 доц. каф. петрографії, 1977–2000 заст. декана геол. ф-ту Львів. ун-ту. Наук. інтереси: літологія, мінералогія, геохімія та генезис манганових руд України, алмазонасних відкладів Якутії та України і сучасних озерних відкладів Укр. Полісся. Організатор і наук. керівник міжвузівської студентської наук.-досл. групи “Шельф”. Бл. 170 наук. праць, зокр., *Литология древних осадочных толщ районов развития кимберлитового магматизма* (Львов, 1985; с соавт.); *Марганцевые руды Украины* (К., 1993; с соавт.); *Минералы Украинских Карпат* (Ч. 2. 1995; Ч. 3. 2002; с соавт.); *Шацьке поозер’я з характеристикою абіотичних і біотичних екосистем* (Львів, 2008. 215 с.; зі співавт.); *Літологія. Седиментогенез* (Львів, 2011; зі співавт.); *Рентгенометричний визначник мінералів* (Львів, 2014; зі співавт.). Медаль “Ветеран труда”, нагрудні знаки Мінвузу СРСР “За отличные успехи в работе” та “За успехи в науч.-исслед. работе студентов”. Лауреат конкурсу на кращу монографію, виконану у вузах України (1986) та всесоюзного конкурсу “Екотехніка-82”.

Навчальне видання

ХМЕЛЕВСЬКИЙ Віталій Олексійович

ОСОБЛИВОСТІ СТАДІАЛЬНОГО АНАЛІЗУ ЛІТОГЕНЕЗУ

Навчальний посібник

Редактор *М. М. Мартиняк*

Технічний редактор *С. З. Сенік*

Комп'ютерне верстання *Н. В. Якимів, Н. М. Лобач*

Формат 60×84/16. Умовн. друк. арк. 8,1.

Тираж 300 прим. Зам.

Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Університетська, 1, м. Львів, 79000

Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготівників
і розповсюджувачів видавничої продукції.
Серія ДК № 3059 від 13.12.2007 р.

Видруковано з готових діапозитивів
у ПрАТ “Львівська книжкова фабрика «Атлас»”,
вул. Зелена, 20, м. Львів, 79005

Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготівників
і розповсюджувачів видавничої продукції.
Серія ДК № 1110 від 08.11.2002 р.