Міністерство освіти і науки України
Львівський національний університет імені Івана Франка

Р.Й. Лещух, А.В. Іваніна

СТРАТИГРАФІЯ

Навчально-методичний посібник

Львів
Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка
2002

ПЕРЕДМОВА

Стратиграфічні дослідження є головними в загальному комплексі регіонального геологічного вивчення й особливо під час геолого-знімальних робіт, складання геологічних карт, розвідки і розшуків нафти, газу та інших корисних копалин і аж до підрахунку їхніх запасів. Потреба у власних мінерально-сировинних ресурсах і, передусім, паливно-енергетичних, дуже гостра в Україні, і найближчим часом неминуче призведе до суттєвого збільшення обсягів геолого-розвідкових робіт. Уже сьогодні очевидним є той факт, що ці роботи не будуть обґрунтовані на належному рівні фундаментальними стратиграфічними дослідженнями. Однією з причин такого стану є відсутність підручників та навчально-методичних розробок зі стратиграфії для майбутніх спеціалістів–геологів.

Навчально-методичний посібник "Стратиграфія" складений згідно з навчальним планом курсу "Стратиграфія", який читають для студентів геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка упродовж багатьох років. Сьогодні в Україні він є найповнішим узагальненням матеріалів з теоретичної стратиграфії. Основою для написання стали методичний посібник "Практическая стратиграфия" (Л., 1984) і "Стратиграфічний кодекс України" (К., 1993). Вони були видані обмеженим тиражем і недоступні широкому загалу. Під час складання навчально-методичного посібника автори поряд з критичним аналізом і переосмисленням усього доступного опублікованого матеріалу використовували і свій власний досвід багаторічної роботи в галузі стратиграфії.

У посібнику "Стратиграфія" ми намагалися узагальнити і систематизувати матеріал з теорії стратиграфічних досліджень. Суттєво відрізняється виклад методологічних засад стратиграфії, зокрема, схарактеризовані різні підходи до розуміння стратиграфії, висвітлено завдання, рівні, операції стратиграфічних досліджень, розкрито природу стратиграфічного підрозділу. Перелік стратиграфічних методів значно повніший. Доповнені і змінені з урахуванням нових даних літалогічний, біостратиграфічний та циклостратиграфічний методи. Поряд з загальновизнаними методами, такими як геохімічний, геофізичний, палеомагнітний, кліматостратиграфічний тощо, виклад яких наданий стисло, запропоновані характеристики нових методів: подієвої стратиграфії, секвенс-стратиграфії, палеоекологічного методу.

1. МЕТОДОЛОГІЧНІ ОСНОВИ СТРАТИГРАФІЇ

1.1. Визначення стратиграфії, об'єкт та предмет її досліджень

Стратиграфія є важливим фундаментальним напрямом геології. Незважаючи на 250-річну історію, вона лише в 60-ті роки XX ст. сформувалася як самостійна геологічна дисципліна. Тривалий час стратиграфію ототожнювали з геологією загалом чи біостратиграфією зокрема, або вважали лише методом історичної геології. І тільки загальна екологізація всіх наукових знань, бурхливий розвиток технічних засобів і поява нових спеціалізованих методів розчленування і кореляції відкладів сприяли відокремленню стратиграфії в самостійну галузь.

У будь-якій країні загальна культура геологічних досліджень визначена рівнем її стратиграфічної вивченості. Про значення стратиграфії видатний німецький учений О. Шиндевольф писав: "Без стратиграфії неможливо зрозуміти історію утворення і будову земної кори, процеси становлення суші і моря, неможливе існування тектоніки, палеогеографії і палеокліматології, неможливий історичний аналіз процесів формування порід, їхнього перетворення і руйнування, неможливі цілеспрямовані розшуки і розвідка родовищ корисних копалин".

Російський вчений академік Б.С. Соколов також зазначав, що саме стратиграфія з геоісторичною концепцією зробила геологію наукою, і зниження рівня розвитку стратиграфії призводить до важких економічних наслідків: відставання геологічної вивченості регіонів від потреб промисловості, поступового зменшення фонду структур, що вводять у розвідку, до грубих помилок у підрахунках запасів і перевитрат вкладень унаслідок неправильного прогнозування ресурсів.

Сьогодні у різних країнах багато дослідників активно розробляють теоретичні і методологічні засади стратиграфії. Особливо гостро дискутують такі поняття, як визначення стратиграфії, її об'єкт, предмет, мета і головні завдання стратиграфічних досліджень. За цими питаннями чітко визначилися два підходи: *раціональний* (або американський) і *класичний* (або європейський). Згідно з *раціональним* підходом стратиграфія – це наука, яка всебічно вивчає речовинний склад гірських порід та інтерпретує його в поняттях умов середовища, способу утворення і геологічної історії. Головна мета стратиграфічних досліджень – виділення геологічних тіл і простеження їх на площі.

Класичний підхід до стратиграфії відстоюють переважно європейські, зокрема східноєвропейські стратиграфи. За їхніми поглядами стратиграфія – це наука про геологічний простір–час, яка повинна визначати передусім часові закономірності геологічної історії, і якщо заперечені часові співвідношення, то не може йтися ні про яку стратиграфію. Представники американської школи віддають перевагу "субстрату", або речовині, над часом, применшуючи значення стратиграфії, фактично зводячи її до таких дисциплін, як літологія, седиментологія, палеонтологія тощо (так звана мала стратиграфія). Учені європейської школи зачислюють до досліджень стратиграфії такі абстрактні категорії, як простір–час, уважають стратиграфію "наднаукою", міждисциплінарною наукою, яка синтезує дані всіх геологічних дисциплін для встановлення періодизації історії Землі (так звана велика стратиграфія). Представники цієї школи головною метою стратиграфії вважають визначення генетичних та історичних співвідношень, самі ж стратиграфічні об'єкти існують *a-priori* (завжди), і їх виділяє не стратиграфія, а інші науки.

Однак різні погляди на стратиграфію не заперечують, а доповнюють один одного, оскільки відображають різні стадії пізнання стратиграфічної організації. Суперечність зникає, якщо прийняти, що стратиграфія – це наука, метою якої є простеження і визначення послідовності породних тіл, а єдиним інструментом цієї операції – часові поняття і конструкції.

Стратиграфічний кодекс України (1993), повторюючи С. Мейєна [14], дає таке визначення: *стратиграфія* – це розділ геології, що вивчає просторово–часові співвідношення геологічних тіл [8]. Імпонує в цьому визначенні те, що тут не йдеться про властивості геологічних тіл. Самі по собі властивості не повинні цікавити стратиграфів, якщо за ними не можна визначити просторово–часові співвідношення. Комплекси порід, виділені за будь-якими ознаками, можуть бути, а можуть і не бути предметом вивчення стратиграфії. Всі властивості гірських порід стратиграфія ніби переломлює через їхні просторово-часові співвідношення. Без стосунків: раніше/пізніше, одночасно – комплекс гірських порід не стане предметом досліджень стратиграфії.

У кожній науці, зазвичай, розрізняють об'єкт і предмет досліджень. Об'єкт розуміють як фрагмент дійсності, на який звертає увагу наука, а предмет – як аспект цього фрагмента дійсності, який вивчають. Про об'єкт стратиграфії, так само як і про її предмет, існують найрізноманітніші уявлення. Одні дослідники вважають об'єктом досліджень усю земну кору, інші – лише шаруваті осадові породи. У геології виділяють такі рівні організації геологічної матерії: молекулярний, мінеральний, породний і формаційний.

Тіла рівня молекул і мінералів потрібно вилучити зі сфери вивчення стратиграфії і вводити до об'єкта лише геологічні тіла породного і надпородного рівнів.

Предмет науки – це певний зріз, понятійна модель об'єкта. Оскільки об'єктом стратиграфічних досліджень є породні тіла, то предметом повинна бути специфічна частина, вибраний елемент об'єкта. Ці матеріальні особливо організовані реальні носії документально зафіксованого геологічного часу називають *стратиграфічними підрозділами*, або *стратонами*. Вони є не умовними конструментами, а реально існуючими незалежно від нашої свідомості речовинно-історичними природними тілами, які ми теоретично реконструюємо. Термін запропонований В.Л. Егояном 1967 р. [13]. Згідно з його визначенням *стратон* – це сукупність гірських порід з ознаками чи комплексом ознак, які відокремлюють їх від інших гірських порід у послідовному нашаруванні осадових утворень.

1.2. Мета та головні завдання стратиграфії, рівні стратиграфічних досліджень

Становлення стратонів є наслідком сукупної дії складних процесів утворення речовинного субстрату в динамічних фізико-географічних умовах минулого та поховання його в літосферу й охоплює власне історичний етап, коли ці тіла ми реконструюємо за різноманітними індикаторами геологічної історії.

Стратони – це сліди минулих геологічних подій і процесів, що відбувалися у просторі й часі. Переважно немає змоги спроектувати ці події і процеси на шкалу абсолютного фізичного часу і у такий спосіб вирішити питання про їхню синхронність або неодночасність. Ми можемо лише використовувати такі поняття, як раніше чи пізніше, і говорити про відносний час. Минулі часові відношення геологічних об'єктів відображені в просторовій локалізації, тобто просторовому співвідношенню породних тіл "нижче/вище, поряд" еквівалентне часове співвідношення "раніше/пізніше, одночасно". Однак відновлення часових співвідношень за цим принципом ускладнене неоднорідністю Землі та неузгодженою зміною в часі різних геологічних об'єктів. Кожна ділянка земної поверхні буде мати різноманіття палеогеографічних умов. І, як наслідок, кожна ділянка літосфери буде демонструвати складні сукупності стратонів. Усвідомлення справжнього різноманіття, гетерогенності простору і часу та подій і процесів, що в них відбуваються, приводять до усвідомлення наявності складного візерунка ієрархічно розташованих рядів (послідовностей) стратонів.

Традиційним є визначення часової послідовності за вертикальним рядом, а латеральної – за горизонтальним. Тому головна *мета стратиграфічних досліджень* – виділення стратиграфічних підрозділів і з'ясування їхньої ієрархії, інакше кажучи, – відновлення "анатомії" земної кори, виявлення вертикальних та латеральних послідовностей стратонів, розроблення і опис моделі будови конкретних ділянок літосфери як стандарту стратиграфічного підпорядкування підрозділів, що міг би слугувати основою для порівняння і прогнозування геологічного розрізу та пізнання історії геологічного розвитку.

Стратиграфічні дослідження можна звести до вирішення таких завдань:

- вивчення складу, будови і генезису геологічних тіл (речовинний аспект);
- визначення їхньої форми, розмірів, латерального поширення (картувальний аспект);
- виділення стратонів (класифікаційний аспект);
- з'ясування вікових співвідношень стратонів (геохронологічний аспект).

Полягають ці дослідження у двох головних операціях: стратиграфічному розчленуванні і стратиграфічній кореляції. *Стратиграфічне розчленування* – це виділення в конкретному розрізі стратонів різного ступеня обґрунтованості. Конкретний розріз в ідеальному варіанті може бути представлений в одному відслоненні. Однак найчастіше такий розріз складений із декількох близько розташованих відслонень чи розрізів свердловин, які доповнюють одне одного. Стратиграфічне розчленування конкретного розрізу, за Г.П. Леоновим [4], охоплює три етапи: вивчення й опис окремих відслонень, стратиграфічна систематизація виділених шарів (складання зведеного розрізу окремих відслонень), об'єднання шарів у стратони.

Під *стратиграфічною кореляцією* розуміють порівняння і зіставлення більш-менш віддалених один від одного розрізів для простеження стратонів і виявлення їхніх вікових співвідношень. Кінцевою метою стратиграфічної кореляції є синхронізація – визначення одночасності утворення відкладів у розрізах, які зіставляють. Стратиграфічну кореляцію можна виконувати прямими методами геологічного картування в умовах доброї відслоненості і на підставі непрямих зіставлень.

Стратиграфічні дослідження провадять на трьох рівнях:

- *локальному* – розчленування розрізів і виділення стратонів у межах однієї або декількох структурно-фаціальних зон; кінцева мета – створення моделі стратиграфічної будови окремих невеликих ділянок літосфери;

- *регіональному* – охоплює зіставлення і кореляцію місцевих стратонів у межах геологічного регіону та створення регіональних шкал стратонів;
- *міжрегіональному* – проведення міжрегіональної кореляції стратонів різних категорій та рангів і удосконалення загальної стратиграфічної шкали шляхом абстрагування від окремих регіональних схем.

Отже, рівні стратиграфічних досліджень охоплюють розчленування та зіставлення окремих розрізів через їхню регіональну кореляцію і до планетарного синтезу.

Стратиграфічні дослідження різних рівнів забезпечують стратиграфічною основою геологічне картування, розшуки і розвідку корисних копалин, готують необхідну базу для історико-геологічних узагальнень.

1.3. Структура стратиграфії

Стратиграфія – самостійна геологічна дисципліна зі складною структурою, власними принципами і методами досліджень. Структурні підрозділи стратиграфії відрізняються передусім специфікою об'єкта досліджень. Завдяки працям багатьох дослідників виявлено неоднорідність літосфери і виділено три її частини – докембрійську, фанерозойську і четвертинну, кожна з яких має певний віковий діапазон (відповідно, у 10^9, 10^6, 10^3 тисяч років), відрізняється провідним методом дослідження, певною системою стратиграфічних підрозділів і їхньою специфічною термінологією. Розчленування докембрію ґрунтується на виявленні тектономагматичних циклів або петрографічних підрозділів. У фанерозої передусім широко використовують матеріали з еволюції органічного світу. У разі стратиграфічного вивчення четвертинної системи перше місце посідає кліматостратиграфія.

За предметом досліджень виділяють такі напрями: літостратиграфію, біостратиграфію, секвенс-стратиграфію, подієву стратиграфію, екостратиграфію, фаціальну стратиграфію та ін. Наприклад, літостратиграфія виконує розчленування і кореляцію відкладів за літологічними ознаками, а біостратиграфія – за комплексами палеоорганізмів.

Секвенс-стратиграфія, поєднуючи дані сейсмостратиграфії і фаціальний аналіз, відокремлює осадові комплекси і визначає їхнє положення в геологічному розрізі за шкалою циклічних змін рівня Світового океану.

Подієва стратиграфія шукає сліди раптових і короткочасних подій (гідродинамічних, кліматичних, евстатичних), що відбувалися на значній території і позначилися в різких змінах біоти, режиму седиментації, палеоекологічних умов тощо. Бентонітові шари, що відображають активі-

зацію вулканічної діяльності, штормові верстви, стрічкові глини, пов'язані з кліматичними коливаннями – усе це приклади предмета досліджень подієвої стратиграфії.

Фаціальна стратиграфія, широко застосовуючи дані палеоекології, тафономії, седиментології, виділяє і простежує стратиграфічні підрозділи в різних фаціях.

Екостратиграфія – нова стратиграфічна концепція, що ґрунтується на вивченні палеоекосистем різних рангів. Їхнє виявлення, визначення ієрархії і співвідношень виконують на системних засадах, аналізі етапності розвитку літо- і біосфер. Важливою є також проблема пошуку рівнів глобальних і регіональних перебудов у різних палеоекосистемах – від великих (континент, шельф, океан) до дрібних (структурно-фаціальна зона).

Практика свідчить, що найнадійніші результати стратиграфічних досліджень отримують у разі комплексного застосування різних методів.

Усі методи, за якими ведуть розчленування і кореляцію відкладів, можна об'єднати в декілька груп. Одна група охоплює літологічний і біостратиграфічний методи, на підставі яких виконують головні операції стратиграфії за речовинним складом. Інша група методів дає змогу розчленовувати і зіставляти відклади за фізичними і хімічними властивостями порід. До неї належать: палеомагнітний, геохімічний, радіологічний, сейсмостратиграфічний, геофізичні методи. На комплексній основі за характером будови розрізу виконують розчленування і кореляцію відкладів циклостратиграфічним методом. Ще одна група охоплює палеоекологічний метод, подієву стратиграфію, кліматостратиграфію, екостратиграфію і секвенс-стратиграфію, що стратифікують осадові товщі на системно-генетичній основі з урахуванням їхнього речовинного складу, будови та механізмів утворення.

До головних методів стратиграфічного розчленування і кореляції осадових порід належать літологічний і біостратиграфічний. Інші методи допоміжні, мають обмежені галузі застосування і їх використовують залежно від особливостей складу та будови розрізу і завдань, що стоять перед дослідником.

Стратиграфія, оперуючи даними багатьох методів, одночасно є головним методом геологічного картування, базою для складання геологічних карт і розшуках та розвідки корисних копалин.

1.4. Принципи стратиграфії

Стратиграфічні дослідження ґрунтуються на принципах стратиграфії. Упродовж останніх 30 років багато дослідників робили спроби сформулювати головні фундаментальні положення стратиграфії. У більшості узагальнювальних стратиграфічних праць схарактеризовані різні принципи стратиграфії, змінюється їхня кількість, часто їх підмінено методами стратиграфії чи загальногеологічними принципами та законами інших наук.

На думку С. Мейєна [14], власне стратиграфічних принципів, що визначають специфіку і самостійність стратиграфії, є лише три, які й створюють теоретичну базу стратиграфії.

Перший принцип стратиграфії, за яким визначають часові співвідношення "раніше/пізніше, одночасно", називають *принципом Стенона*. Первинне формулювання автора таке: "...у разі непорушеного залягання кожна верства, яка залягає нижче, давніша від тої, яка її перекриває". З цим принципом у стратиграфію входить поняття часу; він забезпечує проведення першої операції стратиграфічних досліджень – розчленування розрізів.

Другий фундаментальний принцип стратиграфії – *принцип гомотаксальності* (*принцип Гекслі*). Під гомотаксисом Г. Гекслі розумів ідентичну однопорядкову послідовність комплексів фауни і флори в різних розрізах, які в цьому випадку називають гомотаксальними. С. Мейєн запропонував застосовувати поняття гомотаксальності до послідовностей будь-яких інших ознак. Тоді принцип Гекслі можна сформулювати так: стратиграфічну кореляцію виконують, порівнюючи гомотаксальні (ідентичні) послідовності ознак. Цей принцип забезпечує другу операцію стратиграфічних досліджень – зіставлення розрізів чи стратиграфічних підрозділів.

Третій фундаментальний принцип стратиграфії запропонований С. Мейєном [14]. Його названо *принципом хронологічної взаємозаміни ознак.* Він узагальнює процедуру зіставлення різнофаціальних товщ. Цей принцип сформульовано так: "Різне латеральне поширення, що частково перекривається, і комплексування стратиграфічних ознак забезпечує їхню хронологічну взаємозаміну, яка є основою внутрішньо- і міжрегіональної, аж до планетарної, кореляції за серією ознак найбільшого значення". Універсальність загальної шкали і можливість зіставлення з нею регіональних схем ґрунтуються саме на цьому принципі.

До названих трьох принципів варто приєднати *принцип об'єктивної реальності і неповторності стратиграфічних підрозділів*, що дає змогу розчленовувати та корелювати геологічні утворення і відображає перерив-

часто-безперервний процес поступового розвитку земної кори. Цей принцип запропонований Д.Л. Степановим і М.С. Мєсєжніковим [7]. У їхньому формулюванні він звучить так: “Стратиграфічні підрозділи є реальним результатом геологічних подій, відображають суть цих подій і не повторюються ні у часі, ні у просторі”.

1.5. Характеристика стратиграфічного підрозділу

Предметом вивчення стратиграфії є *стратиграфічний підрозділ* (або *стратон*) – сукупність гірських порід, що відокремлені за ознаками, які дають змогу визначити їхнє положення в розрізі. Характер стратиграфічного підрозділу, його ранг і категорія залежать від провідного методу чи критерію, за якими його виділяють. Стратони, визначені за однією ознакою, не обов’язково збігаються з підрозділами, що виділені за іншими показниками. Тому важливо для кожного з них використовувати різну термінологію, щоб за назвами відрізнити один вид стратону від іншого (наприклад, для літостратиграфічних підрозділів застосовують терміни світа, серія, для біостратиграфічних – зони тощо).

У розрізі всі стратони відокремлені від суміжних *стратиграфічними межами* – поверхнями, що обмежують конкретний стратиграфічний підрозділ по підошві (нижня межа) і покрівлі (верхня межа). Стратиграфічні підрозділи мають латеральні (фаціальні) межі, що найчастіше збігаються з виклинюванням товщі і є поверхнями складної конфігурації, що розділяють різні фації. Про наявність двох типів меж – стратиграфічних і фаціальних – уперше зазначив видатний український вчений А.М. Криштофович (1945) .

Правила визначення і найменування стратиграфічних підрозділів регламентує “Стратиграфічний кодекс України”. Цінність певного стратону і можливість його застосування в геологічній практиці залежить від повноти його характеристики. У разі виділення та опису стратонів треба зазначати:

- його назву;
- ранг і категорію, перелік підпорядкованих йому стратонів;
- детальний опис речовинного складу та палеонтологічних решток;
- потужність і характер її зміни;
- співвідношення з підстильними і перекривними та суміжними по латералі відкладами, характер меж;
- поширення в межах геологічного регіону;
- опис і місцезнаходження стратотипу.

Стратон, виділений згідно з визначеними правилами, називають *валідним*. Для визнання валідності стратону необхідна публікація його характеристики в наукових виданнях і затвердження Національним стратиграфічним комітетом (НСК) України. Валідні стратиграфічні підрозділи обов'язкові для використання в легендах усіх видів геологічних карт, стратиграфічних шкалах і схемах, довідкових виданнях з геології України тощо.

Відповідно до вимог "Стратиграфічного кодексу України" процедуру визначення стратиграфічних підрозділів виконують за певними правилами. Однією із найважливіших вимог є вибір і вивчення *стратотипу* – еталона стратиграфічного підрозділу, який би забезпечив одноманітність розуміння обсягів і меж стратону та давав би змогу зменшити суб'єктивний тиск у разі визначення головних характеристик підрозділу.

Є дві категорії стратотипів: стратонів і стратиграфічних меж. *Стратотипом стратиграфічного підрозділу* (*стратотиповим розрізом*) називають конкретний розріз, який обрано, описано та прийнято за еталон цього стратону. *Стратотип стратиграфічної межі* або *лімітотип* – це еталонний розріз, у якому однозначно фіксований рівень і характер стратиграфічної межі між двома суміжними підрозділами. Стратотип межі рекомендують обирати й використовувати передусім для уточнення меж між одиницями загальної стратиграфічної шкали. Район, у якому міститься стратотип, і розрізи, що доповнюють його характеристику, називають *стратотиповою місцевістю* (страторегіоном).

Відомі такі види стратотипів:

- *голостратотип* (*первинний стратотип*) – уперше описаний розріз (єдиний чи комбінований) стратиграфічного підрозділу, прийнятий його автором за еталон;
- *лектостратотип* (*обраний стратотип*) – обирають серед розрізів, що описані автором стратону, якщо голостратотип не був ним позначений;
- *неостратотип* (*новий стратотип*) – визначають у випадку знищення голо- та лектостратотипу;
- *гіпостратотип* (*вторинний, додатковий стратотип*) – виділяють за наявності у ньому більшої кількості стратиграфічних ознак порівняно з голостратотипом (часто обирають за межами страторегіону);
- *парастратотип* – позначений автором стратону розріз, який доповнює стратиграфічні ознаки, що зафіксовані у голостратотипі;

- *складений стратотип* – сукупність вертикальної послідовності розрізів у межах стратотипової місцевості, які в сукупності утворюють загалом повний стратотип конкретного стратону.

Позначення стратотипу обов'язкове для головних стратиграфічних підрозділів, а саме: ярусу, хронозони, регіоярусу, серії, світи, ступеня, кліматоліту, стадіалу, магнітозони, цикліту. Більші за рангом одиниці найчастіше представлені комплексом стратотипів дрібніших підрозділів, що їх складають. Кожний стратиграфічний підрозділ повинен мати лише один стратотип.

Стратотипами можуть бути природні і штучні відслонення, розкриті свердловинами розрізи, за умови їхньої доступності для подальшого вивчення. Обирають стратотипи серед найповніших розрізів з добре обґрунтованими стратиграфічними межами і достатньо схарактеризованими підстельними і перекривними стратиграфічними підрозділами. Стратотип повинен мати надійну палеонтологічну характеристику. Опис стратотипів охоплює: відомості про місцезнаходження стратотипу, детальний пошаровий літологічний опис з позначенням товщини кожного шару, текстурно-структурних особливостей, мінералогічної та геохімічної характеристик порід, геологічного віку, каротажні дослідження, пошарову палеонтологічну характеристику тощо.

1.6. Загальні принципи виділення і кореляції стратонів

Стратони є результатом сукупної дії чинників зовнішнього середовища і відображають історико-геологічний розвиток певних ділянок земної кори. Стратиграфічні дослідження повинні охоплювати процес шукання індикаторів геологічних процесів, за якими в подальшому виконуватимуть розчленування та кореляцію осадових товщ. Ознаки породних чи надпородних тіл, які є індикаторами певних геологічних подій і однаково змінюються у часі на значних площах, називають *корелятивними ознаками* або *корелятивами.*

Усі історико-геологічні процеси (еволюція фауни і флори, осадонагромадження, денудація, тектоногенез) є незворотними. І тому всі корелятивні ознаки не випадкові, а справді корелятивні, оскільки вони закономірно відображають конкретні стадії історико-геологічної еволюції.

Виділяючи та оцінюючи корелятивні ознаки треба враховувати таке: ступінь і характер їхньої мінливості у розрізі та на площі, ступінь надійності і легкості виділення та застосування. Загальні вимоги до корелятивної ознаки такі: вона є вагомішою у тому випадку, коли найшвидше змінюється

у вертикальному розрізі, досить стійка для певної стратиграфічної одиниці на всій площі поширення і дає змогу найдетальніше зіставляти за нею розрізи.

За характером мінливості у розрізі виділяють три категорії ознак: керівні, характерні та фонові. *Керівні* ознаки властиві тільки конкретному стратону і не повторюються так чітко виражено ні вище, ні нижче у розрізі. Це оптимальний вид корелятивної ознаки, оскільки однозначно ідентифікує конкретний підрозділ. Переважно термін "керівний" застосовували лише для органічних решток, однак є й літологічні, геохімічні, геофізичні та інші керівні ознаки. Виділення керівних ознак – складний і важкий процес. Щоб визначити керівні корелятиви, треба виконати великий обсяг досліджень і оцінити багато ознак.

Найпоширенішими є *характерні* ознаки. Їх можна визначити в різних частинах заданого розрізу, проте найчіткіше вони виражені в межах певного вузького інтервалу.

Фонові корелятиви характерні для значної частини розрізу. Вони створюють фон, на якому видно корелятивне значення інших ознак, і є необхідними для правильної оцінки й виділення характерних і керівних показників.

За ступенем мінливості на площі виділяють корелятиви глобальні, регіональні, субрегіональні. Залежно від ступеня детальності і завдань досліджень категорія ознаки може змінюватися.

Корелятиви відображають дію чинників зовнішнього середовища, які поділяють на дві групи: абіотичні (відображають умови седиментації) і біотичні (пов'язані з процесами розвитку органічного світу). Відповідно, ознаки стратонів можна розділити на дві групи: фізичні (є індикаторами абіотичних чинників зовнішнього середовища) і біологічні, або палеонтологічні (відображають процеси розвитку органічного світу). Кожній з цих груп відповідають спеціальні методи їхнього виділення і застосування.

Для розчленування і зіставлення відкладів застосовують два головні способи: шукання синхронних рівнів з однією чи декількома керівними ознаками і визначення гомотаксальних послідовностей характерних ознак у розрізах, які зіставляють.

2. КЛАСИФІКАЦІЯ І НОМЕНКЛАТУРА СТРАТИГРАФІЧНИХ ПІДРОЗДІЛІВ

2.1. Категорії стратиграфічних підрозділів

Гірські породи мають різні властивості. Їх можна класифікувати за будь-якими з них: за літологією, викопними рештками, електричним опором, хімічним чи мінералогічним складом, часом чи умовами утворення та багатьма іншими показниками. Зміна однієї властивості не обов'язково збігається за стратиграфічним положенням зі зміною інших. Відповідно, підрозділи, визначені за однією властивістю, переважно за обсягами не збігаються з підрозділами, що виділені за іншими ознаками, а межі їхні нерідко перетинаються. В одному виді стратиграфічних підрозділів неможливо відобразити зміну різноманітних властивостей і ознак; для кожної з ознак потрібний свій набір стратонів і своя термінологія (табл. 1). Підрозділи, виділені за різними ознаками, тісно пов'язані, оскільки відображають різні характеристики одного і того геологічного тіла, і, взаємно доповнюючи одні одних, сприяють вирішенню головних завдань стратиграфії та розширенню наших знань про будову літосфери. Множинність стратиграфічних ознак визначає наявність множинності рівноправних рядів стратиграфічних підрозділів. Паралельне існування різноманітних шкал спонукає шукати шляхи кореляції стратиграфічних підрозділів, виділених за різними ознаками, з урахуванням їхньої ієрархії та співвідношення в горизонтальних і вертикальних рядах стратонів. Вони визначені *системою стратиграфічної таксономії* – сукупністю таксономічних одиниць у порядку їхньої підпорядкованості за рангом.

Один із таких варіантів систем стратиграфічних підрозділів запропонований у Стратиграфічному кодексі України [8]. *Спеціальні* стратиграфічні підрозділи виділяють за провідною стратиграфічною ознакою. До них належать такі категорії стратонів: хроностратиграфічні (визначають за часом утворення), літостратиграфічні (за літолого-фаціальними ознаками), біостратиграфічні (за комплексами решток давніх організмів), магнітостратиграфічні (за палеомагнітною характеристикою), кліматостратиграфічні, сейсмостратиграфічні та циклостратиграфічні (за характером будови розрізу). Серед стратиграфічних підрозділів найважливіші і часто застосовувані літо-, біо- і хроностратиграфічні. В межах кожної категорії за ступенем підпорядкованості виділяють стратиграфічні підрозділи різного рангу: від елементарних до найбільших (табл. 1).

За ступенем обґрунтованості і процедурою визначення виділяють головні і допоміжні стратиграфічні підрозділи. *Головними стратиграфічними підрозділами* є підрозділи комплексного обґрунтування: за наявності провідної стратиграфічної ознаки, для їхнього виділення треба застосовувати й інші характеристики. Наприклад, у разі виділення головних

літостратиграфічних підрозділів, крім літолого-фаціального складу, потрібно враховувати палеонтологічні дані, визначення віку, геохімічні показники тощо. Процедуру виділення головних стратиграфічних підрозділів та їхню підпорядкованість регламентує стратиграфічний кодекс. До головних стратиграфічних підрозділів належать хроностратиграфічні підрозділи, з літостратиграфічних – світа, серія; серед біостратиграфічних – регіоярус, біостратиграфічні зони.

Допоміжні стратони переважно виділяють за однією стратиграфічною ознакою. Вони мають незначне поширення, їхню підпорядкованість не регламентують, будь-які правила їхнього визначення і використання не передбачені. До них з категорії літостратиграфічних зачислюють пачку, товщу, пласт-маркер; з біостратиграфічних – шари з фауною або флорою.

За ступенем участі у літосфері є такі категорії стратиграфічних підрозділів: *місцеві* (локального поширення), *регіональні* (поширені в межах геологічного регіону) та *загальні* (підрозділи потенційно глобального поширення).

Системи стратиграфічної таксономії можуть бути й іншими, проте будь-яка з них повинна об’єднувати певну методологічну основу з можливістю використання в геологічній практиці.

Таблиця 1.

Категорії стратиграфічних підрозділів

Категорії стратиграфічних підрозділів	Стратиграфічні підрозділи
Хроностратиграфічні	Акротема Еонотема Ератема Система Відділ Ярус Хронозона
	Тільки для четвертинної системи: Розділ Ланка Ступінь

Літостратиграфічні	Головні: Серія Світа Верстви з географічною назвою Допоміжні: Товща Пачка Пласт-маркер
Біостратиграфічні	Головні: Регіоярус (горизонт) Біостратиграфічні зони різних видів Допоміжні: шари з фауною або флорою
Петростратиграфічні	Полікомплекс Комплекс
Магнітостратиграфічні	Супензона полярності Ортозона полярності Субзона полярності
Кліматостратиграфічні	Кліматоліт Педогоризонт Стадіал
Сейсмостратиграфічні	Сейсмокомплекс Сейсмогоризонт-маркер
Циклостратиграфічні	Цикліти різних рангів

2.2. Місцеві стратиграфічні підрозділи

За ступенем поширення у земній корі виділяють три категорії головних стратиграфічних підрозділів: *місцеві*, *регіональні* та *загальні*. Наявність цих груп одиниць зумовлена головними завданнями стратиграфії, які одночасно є рівнями і стадіями стратиграфічних досліджень. Унаслідок виконання першого завдання стратиграфії – розчленування розрізів під час локальних стратиграфічних досліджень – визначають місцеві стратиграфічні підрозділи. Виконання другого завдання – кореляції місцевих стратонів у межах геологічного регіону – забезпечує виділення регіональних стратиграфічних підрозділів. Інтеграція регіональних даних приводить до виділення загальних стратиграфічних підрозділів і сприяє виконанню третього завдання стратиграфії, а саме: удосконалення загальної стратиграфічної шкали.

Місцеві стратиграфічні підрозділи – це сукупності гірських порід, які виділяють на локальному етапі стратиграфічних досліджень за відмінними від суміжних комплексів порід літолого-фаціальними ознаками. Поширення

місцевих стратонів обмежене частиною або всім структурно-фаціальним районом, декількома суміжними структурно-фаціальними районами чи частиною геологічного регіону. Складають місцеві стратиграфічні шкали. Стратиграфічні межі місцевих стратонів – ізохронні чи діахронні – визначають за рівнями чіткої зміни літолого-фаціального складу, стратиграфічними перервами та кутовими незгідностями. Назву підрозділу утворюють від назви будь-якого географічного об'єкта, розташованого в стратотиповій місцевості.

За ступенем обґрунтованості місцеві стратиграфічні підрозділи розділені на головні і допоміжні. До головних належать світа, серія. Допоміжні охоплюють товщу, пачку, пласт-маркер. Палеонтологічні дані використовують для визначення відносного геологічного віку, зіставлення з іншими категоріями підрозділів, відновлення фаціальних умов, виявлення перерв тощо. Фауністичні рештки не можуть бути критерієм виділення місцевих стратонів.

Світа – єдине геологічне тіло з властивим йому, однак відмінним від суміжних геологічних тіл літологічним складом, який сформувався в однакових або близьких фізико-географічних умовах. Вона має стійкі по всій площі поширення літолого-фаціальні ознаки, які слугують критерієм її визначення. В світі можуть бути виділені допоміжні літо- (підсвіти, пачки, товщі) і біостратиграфічні підрозділи; має стратотип. Назва світи походить від назви географічного об'єкту в стратотиповій місцевості.

Серія – головний місцевий стратиграфічний підрозділ великого рангу, складно побудоване різнофаціальне геологічне тіло, яке відображає етап осадонагромадження в регіоні. Її поділяють на світи, сума стратотипів яких становить стратотип серії. Стратиграфічні межі, ізохронні чи діахронні, виражені площинами регіональних кутових чи стратиграфічних незгідностей. Називають серії за географічним об'єктом у зоні поширення.

Світа і серія є головними елементами, які картують. Співвідношення між ними зображають за допомогою стратиграфічної колонки, місцевої стратиграфічної схеми чи колонки місцевої стратиграфічної шкали в кореляційних регіональних стратиграфічних схемах.

2.3. Регіональні стратиграфічні підрозділи

Регіональні стратиграфічні підрозділи – це сукупності гірських порід, що сформувалися в геологічному регіоні на певному етапі його розвитку і відображають характерні для нього особливості осадонагромадження й еволюцію органічного світу. Складають регіональну стратиграфічну шкалу і

об’єднують по латералі (на біостратиграфічній основі) одновікові спеціалізовані головні і допоміжні літо- і біостратиграфічні підрозділи та їхні частини, розвинені в межах конкретного геологічного регіону. Стратиграфічні межі визначають за палеонтологічними критеріями. Призначення регіональних підрозділів – кореляція місцевих стратонів між собою та з підрозділами загальної стратиграфічної шкали.

Головною регіональною стратиграфічною одиницею є *регіоярус* (*горизонт*), який інтегрує по латералі в межах геологічного регіону одновікові різнофаціальні світи, серії або їхні частини. Одновіковість об’єднаних у регіоярус місцевих стратонів і спеціалізованих біостратиграфічних шкал визначають за палеонтологічними критеріями. Регіоярус (горизонт) може бути поділений на підрегіояруси за комплексами органічних решток, які дещо відмінні від загальної палеонтологічної характеристики і чітко простежуються у більшій частині регіону. У разі потреби групування регіоярусів у більші стратиграфічні підрозділи, виділяють надрегіояруси. Від суміжних утворень сусідніх регіонів регіоярус відрізняється будовою та речовинним складом порід і фіксацією стійких взаємозв’язків видів, родів та окремих таксонів вищих рангів давньої біоти. Регіоярус має власний стратотип. Називають його за назвою будь-якого географічного або етнічного об’єкта в області поширення. Регіоярус зачислюють до одиниць комплексного обґрунтування – він відокремлений від суміжних утворень сусідніх регіонів послідовністю шарів та речовинним складом порід і фіксацією стійких взаємозв’язків видів, родів та окремих великих таксонів давньої біоти.

До спеціалізованих підрозділів регіональної категорії належать різноманітні біостратиграфічні зони – сукупності гірських порід, схарактеризовані зональним комплексом органічних решток, відмінним від комплексів перекривних і підстильних відкладів. Стратиграфічні межі між зонами визначають за зміною зональних комплексів. Біостратиграфічні зони можуть заповнювати весь стратиграфічний інтервал світ, серій, регіоярусів. У вертикальному розрізі вони утворюють послідовності зон – зональні біостратиграфічні шкали (табл. 2).

Латеральне поширення біозон може бути обмежене частиною регіону, усім регіоном або декількома регіонами. Називають їх за видовими назвами одного керівного або двох характерних таксонів; визначають за головними для стратиграфічного розчленування групами фауни і флори. За зонами виконують детальну біостратиграфічну кореляцію в межах областей їхнього поширення і датують шари гірських порід шляхом зіставлення з еталонним зональним поділом загальної стратиграфічної шкали.

За характером розподілу органічних решток виділяють такі головні види біостратиграфічних зон (рис. 1):

- *зона поширення таксона (біозона)* – сукупність гірських порід, у яких простежується найповніше стратиграфічне поширення вибраного керівного таксона;
- *комплексна зона (ценозона)* – сукупність гірських порід, які відрізняються від суміжних наявним у них комплексом органічних решток;
- *зона розквіту (акмезона, епіболь)* – сукупність гірських порід, у якій фіксують наймаксимальнішу частоту наявності будь-якого таксона або групи таксонів;
- *конкурентна зона (конкурентно-рангова зона)* – сукупність гірських порід, що вміщують органічні рештки, поширення яких на примежових стратиграфічних рівнях взаємно перекривається.

Біостратиграфічні зони, визначені за різними групами органічних решток, незалежні і мають право на самостійне визнання, навіть у тих випаках, якщо їхні межі збігаються чи не збігаються або перетинаються. Для біостратиграфічних зон потрібно зазначати опорні розрізи, де вони найповніше відображені.

Таблиця 2

Приклад зональної біостратиграфічної шкали.
Біостратиграфічна зональна шкала юри за амонітами

Період	Епоха	Вік		Амонітові зони
1	2	3		4
ЮРСЬКИЙ	Пізня Мала	Титонський	пізній	Subcraspedites preplicomphalus
				Subcraspedites primitivus
				Titanites (Paracraspedites) oppressus
				Titanites anguiformis
				Galbanites (Kerberites) kerberus
				Galbanites okusensis
				Glaucolithites glaucolithus
				Progalbanites albani
				Virgatopavlovia fittoni
				Pavlovia rotunda
				Pavlovia pallasioides
				Pectinatites (Pectinatites) pectinatus

			ранній	Pectinatites (Arkellites) hudlestoni
				Pectinatites (Virgatosphinctoides) wheatleyensis
				Pectinatites (Virgato.) scitulus
				Pectinatites (Virgato.) elegans
		Кімериджський	**пізній**	Aulacostephanus autissiodorensis
				Aulacostephanus eudoxus
				Aulacostephanoides mutabilis
			ранній	Rasenia cymodoce
				Pictonia baylei
		Оксфордський	**пізній**	Amoeboceras rosenkrantzi
				Amoeboceras regulare
				Amoeboceras serratum
				Amoeboceras glosense
			середній	Cardioceras tenuiserratum
				Cardioceras densiplicatum
			ранній	Cardioceras cordatum
				Quenstedtoceras mariae

Закінчення табл. 2

1	2	3		4
ЮРСЬКИЙ	**Середня Догер**	**Келовейський**		Quenstedtoceras (Lamberticeras) lamberti
				Peltoceras athleta
				Erymnoceras coronatum
				Kosmoceras (Gulielmites) jason
				Sigaloceras calloviense
				Macrocephalites (M.) macrocephalus
		Батський	**пізній**	Clydoniceras (Clydoniceras) discus
				Oppelina (Oxycerites) aspidoides
				Procerites hodsoni
			середній	Morrisiceras (Morrisiseras) morrisi
				Tulites (Tulites) subcontractus
				Proserites progracilis
			ранній	Asphinctites tenuiplicatus
				Zigzagiceras (Zigzagiceras) zigzag
		Байоський	**пізній**	Parkinsonia parkinsoni
				Strenoceras (Garantiana) garantiana
				Strenoceras subfurcatum
			ранній	Stephanoceras humphriesianum
				Emileia (Otoites) souzei
				Witchellina laeviuscula
				Hyperlioceras discites
				Graphoceras concavum

		Ааленський		Ludwigia murchisonae
				Leioceras opalinum
	Рання Лейас	**Тоарський**		Dumortieria levesquei
				Grammoceras thouarsense
				Haudia variabilis
				Hildoceras bifrons
				Harpoceras falciferum
				Dactylioceras tenuicostatum
		Плінсбахський		Pleuroceras spinatum
				Amaltheus margaritatus
				Prodactylioceras davoei
				Tragophylloceras ibex
				Uptonia jamesoni
		Синемюрський	**пізній**	Eshioceras raricostatum
				Oxynoticeras oxynotum
				Asteroceras obtusum
			ранній	Caenicites turneri
				Arnioceras semicostatum
		Гетанзький		Arietites bucklandi
				Schlotheimia angulata
				Alsatites liasicus
				Psiloceras planorbis

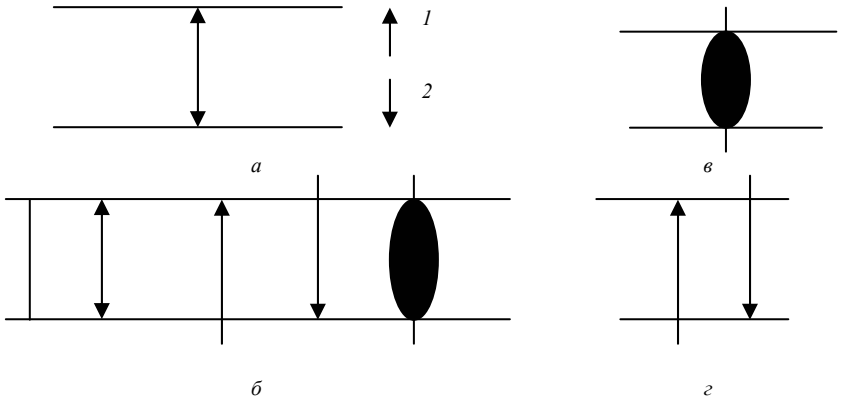

Рис. 1. Види біостратиграфічних зон.

а – біозона, *б* – комплексна зона, *в* – епіболь, *г* – конкурентна зона. *1* – зникнення; *2* – поява таксона.

2.4. Загальні стратиграфічні підрозділи

Загальні стратиграфічні підрозділи мають потенційну просторову і часову безперервність, тобто в принципі їх можна визначити на усіх континентах. Склад загального стратиграфічного підрозділу визначений сукупністю регіональних і місцевих підрозділів. Перехід від місцевих і регіональних підрозділів до одиниць загальної шкали є процесом синтезу. Загальні стратиграфічні підрозділи мають ізохронні межі.

У сукупності загальні стратиграфічні підрозділи утворюють загальну стратиграфічну шкалу, що прийнята за міжнародний стандарт і затверджена Міжнародним геологічним конгресом. Шкала слугує інструментом для порівняння та кореляції місцевих і регіональних стратиграфічних підрозділів. До складу загальних стратиграфічних підрозділів належать такі стратони (від елементарного до найвищого).

Хронозони – це елементарні одиниці, підпорядковані ярусу; вони об'єднують гірські породи, які сформувалися за час існування специфічного зонального комплексу викопних організмів з групи, що використовують для розчленування системи. Виділяють їх у стратотипі ярусу або ж вони мають свій власний стратотип.

Ярус – це стратон, підпорядкований відділу і розділений на під'яруси та хронозони, сума яких становить стратиграфічний обсяг ярусу. Він має власний стратотип. Яруси об'єднані у відділи, на які розділені системи.

Система – це головний стратиграфічний підрозділ загальної шкали, складений утвореннями, що сформувалися упродовж геологічного періоду і відображають значний етап історії Землі та життя на ній. Межі та обсяг системи фіксують лімітотипи і стратотипи стратонів, що належать до її складу системи. Системи складають ератеми, ератеми – еонотеми, еонотеми (найбільші загальні підрозділи) – акротеми.

Назви загальних підрозділів, крім хронозон, походять від назв географічних або етнічних об'єктів стратотипової місцевості (юрська система здобула назву від гір Юра у Франції та Швейцарії, силурійська система названа іменем давнього населення силурів в Уельсі), або від складу порід (крейдова), чи рівня розвитку органічного світу (палеозой). Відділи називають за положенням у розрізі (нижній, середній, верхній) або дають їм власні назви (лейас, догер, мальм).

Визначення загальних стратиграфічних підрозділів, їхніх обсягів і меж є компетенцією Міжнародного геологічного конгресу або уповноважених ним органів.

2.5. Стратиграфічні шкали та схеми

Стратиграфічна шкала – це еталон стратиграфічної послідовності залягання, рангу і таксономічної підлеглості стратонів. Виділяють такі категорії шкал: загальна (міжнародна), регіональні, місцеві.

Загальна (міжнародна) стратиграфічна шкала (ЗСШ) – це стратиграфічна послідовність хроностратиграфічних підрозділів. Вихідний стратон – ярус. Обсяг, межі і характеристика цієї категорії стратиграфічних шкал є у компетенції Міжнародного геологічного конгресу. Перша загальна стратиграфічна шкала була запропонована і затверджена Міжнародним геологічним конгресом у 1988 році. Нове видання шкали, що відображає сучасний стан хроностратиграфічного поділу геологічного часу і утримує одиниці, що рекомендовані для міжнародного використання, було затверджене 31 сесією Міжнародного геологічного конгресу у 2000 р. [23] (табл. 3).

Однак через об'єктивні причини застосування запропонованої загальної стратиграфічної шкали на території України обмежене.

Українські геологи в практиці геологічних робіт використовують варіант глобальної стратиграфічної шкали, затверджений Національним стратиграфічним комітетом України і відображений у Стратиграфічному Кодексі України (табл. 4). Послідовний ряд геохронологічних еквівалентів загальних стратиграфічних підрозділів утворює геохронологічну шкалу.

Регіональна стратиграфічна шкала є стратиграфічною послідовністю стратонів геологічного регіону; вихідний стратон – регіоярус. *Місцеві стратиграфічні шкали* – це стратиграфічна послідовність місцевих стратонів різних категорій певного структурно-фаціального району; вихідний стратон – світа. Регіональні і місцеві шкали затверджує Національний стратиграфічний комітет (НСК) України.

Стратиграфічна схема – це табличне вираження просторово-часових співвідношень стратонів, що формують певні ділянки земної кори та скорельовані із загальною стратиграфічною шкалою (ЗСШ).

Для території України передбачене складання таких видів стратиграфічних схем:

- місцеві – відображають послідовність і співвідношення місцевих стратонів, що складають надра структурно-фаціального району або частини геологічного регіону в межах обраного стратону; провадять кореляцію місцевих стратиграфічних підрозділів з МСШ;
- кореляційні стратиграфічні схеми створюють для геологічних регіонів, великих частин країни, для країни загалом з метою забезпечити зіставлення місцевих шкал структурно-фаціальних районів між

собою і підрозділами регіональної та загальної стратиграфічних шкал.

Стратиграфічні схеми названих видів чинні після затвердження Національним стратиграфічним комітетом України.

2.6. Стратиграфічний кодекс

Стратиграфічний кодекс – це збірка головних правил, що визначають зміст і процедуру застосування понять, термінів і назв, які використовують у стратиграфічній класифікації. Він є головним нормативним геологічним документом, що визначає напрям і порядок стратиграфічних досліджень. Призначення кодексу – забезпечення одноманітності в розумінні і використанні термінів та назв у стратиграфічних дослідженнях. Однозначність головних стратиграфічних термінів фіксована у визначеннях кодексу.

Таблиця 3

Загальна стратиграфічна шкала 2000 р. (за [23])

EONOTHEM EON	ERATHEM ERA	SYSTEM PERIOD	SERIES EPOCH	STAGE AGE
1	2	3	4	5
PHANEROZOIC PH	*CENOZOIC CZ*	QUATERNARY Q	HOLOCENE Q_2	
			PLEISTOCENE Q_1	
		NEOGENE N	PLIOCENE N_2	Gelasian n_9
				Piacenzian n_8
				Zanclean n_7
			MIOCENE N_1	Messinian n_6
				Tortonian n_5
				Serravallian n_4
				Langhian n_3
				Burdigalian n_2
				Aquitanian n_1
		PALEOGENE E	OLIGOCENE E_3	Chattian e_9
				Rupelian e_8
				Priabonian e_7

			EOCENE E_2	Bartonian e_6
				Lutetian e_5
				Ypresian e_4
			PALEOCENE E_1	Thanetian e_3
				Selandian e_2
				Danian e_1
	***MESOZOIC* MZ**	CRETACEOUS K	UPPER/LATE K_2	Maastrichtian k_6
				Campanian k_5
				Santonian k_4
				Coniacian k_3
				Turonian k_2
				Cenomanian k_1
			LOWER/EARLY K_1	Albian b_6
				Apian b_5
				Barremian b_4
				Hauterivian b_3
				Valanginian b_2
				Barriasian b_1

Продовження табл. 3

1	2	3	4	5
PHANEROZOIC PH	***MESOZOIC* MZ**	JURASSIC J	UPPER/LATE J_3	Tithonian j_7
				Kimmeridgian j_6
				Oxfordian j_5
			MIDDLE J_2	Callovian j_4
				Bathonian j_3
				Bajocian j_2
				Aalenian j_1
			LOWER/EARLY J_1	Toarcian i_4
				Pliensbachian i_3
				Sinemurian i_2
				Hettangian i_1
		TRIASSIC T	UPPER/LATE T_3	Rhetian t_7
				Norian t_6
				Carnian t_5
			MIDDLE T_2	Ladinian t_4
				Anisian t_3
			LOWER/EARLY T_1	Olenekian t_2
				Induan t_1
	***PALEOZOIC* PZ**	PERMIAN P	LOPINGIAN P_3	Changhsingian p_9
				Wuchiapigian p_8
			GUADALUPIAN P_2	Capitanian p_7
				Wordian p_6
				Roadian p_5
				Kungurian p_4
				Artinskian p_3

			CISURALIAN P_1	Sakmarian p_2
				Asselian p_1
		CARBONI-FEROUS C	PENNSYLVANIAN C_2	Gzhelian c_7
				Kazimovian c_6
				Moscovian c_5
				Bashkirian c_4
			MISSISSIPPIAN C_1	Serpukhovian c_3
				Visean c_2
				Tournaisian c_1
		DEVONIAN D	UPPER/LATE D_3	Famennian d_7
				Frasnian d_6
			MIDDLE D_2	Givetian d_5
				Eifelian d_4
			LOWER/EARLY D_1	Emsian d_3
				Pragian d_2
				Lochkovian d_1

Закінчення табл. 3

1	2	3	4	5
PHANEROZOIC PH	***PALEOZOIC* PZ**	SILURIAN S	PRIDOLI S_4	s_8
			LUDLOW S_3	Ludfordian s_7
				Gorstian s_6
			WENLOCK S_2	Homerian s_5
				Sheinwoodian s_4
			LLANDOVERY S_1	Telychan s_3
				Aeronian s_2
				Rhuddanian s_1
		ORDOVICIAN O	UPPER/LATE O_3	
			MIDDLE O_2	Darriwilian
			LOWER/EARLY O_1	
				Tremadocian
		CAMBRIAN Є	UPPER/LATE $Є_3$	
			MIDDLE $Є_2$	
			LOWER/EARLY $Є_1$	
PRECAMBRIAN	***PROTEROZOIC* PR**	NEOPROTEROZOIC NP		Neoproterozoic III NP3
				Cryogenian NP2
				Tonian NP1
		MESOPROTEROZOICMP		Stenian MP3
				Ectasian MP2
				Calymmian MP1

		PALEOPROTEROZOIC PP	Statherian PP4
			Orosirian PP3
			Rhyacian PP2
			Siderian PP1
	***ARCHEAN* AR**	NEOARCHEAN NA	
		MESOARCHEAN MA	
		PALEOARCHEAN PA	
		EOARCHEAN EA	

Таблиця 4

Загальна стратиграфічна шкала фанерозою України

Ератема	**Тривалість та вік нижньої межі (млн. років)**	**Система**	**Відділ**	**Ярус**
1	2	3	4	5
К А Й Н О З О Й С Ь К А KZ	1,8	ЧЕТВЕРТИННА Q	Голоценовий Q_2	Загальновизнаних ярусів немає
			Плейстоценовий Q_1	
	22	НЕОГЕНОВА N	Пліоценовий N_2	
	23,8		Міоценовий N_1	
	41	ПАЛЕОГЕНОВА P	Олігоценовий P_3	Хатський P_3h Рюпельський P_3r
			Еоценовий P_2	Приабонський P_2p Бартонський P_2b Лютетський P_2l Іпрський P_2i
	65		Палеоценовий P_1	Танетський P_1t Датський P_1d

МЕЗОЗОЙСЬКА MZ	70 135	КРЕЙДОВА K	Верхній K_2	Маастрихтський $K_2 m$ Кампанський $K_2 km$ Сантонський $K_2 st$ Коньякський $K_2 k$ Туронський $K_2 t$ Сеноманський $K_2 s$
			Нижній K_1	Альбський $K_1 al$ Аптський $K_1 a$ Баремський $K_1 br$ Готерівський $K_1 g$ Валанжинський $K_1 v$ Беріаський $K_1 b$
	70	ЮРСЬКА J	Верхній J_3	Титонський $J_3 tt$ Кімериджський $J_3 km$ Оксфордський $J_3 o$
			Середній J_2	Келовейський $J_2 k$ Батський $J_2 bt$ Байоський $J_2 b$ Ааленський $J_2 a$
1	**2**	**3**	**4**	**5**
МЕЗОЗОЙСЬКА MZ	205	ЮРСЬКА J	Нижній J_1	Тоарський $J_1 t$ Плінсбахський $J_1 p$ Синемюрський $J_1 s$ Гетанзький $J_1 h$
	40 245	ТРІАСОВА T	Верхній T_3	Ретський $T_3 r$ Норійський $T_3 n$ Карнійський $T_3 k$
			Середній T_2	Ладинський $T_2 l$ Анізійський $T_2 a$
			Нижній T_1	Оленьокський $T_1 o$ Індський $T_1 i$
ПАЛЕОЗОЙСЬКА PZ	50 295	ПЕРМСЬКА P	Верхній P_2	Татарський $P_2 t$ Казанський $P_2 kz$ Уфімський $P_2 u$
			Нижній P_1	Кунгурський $P_1 k$ Артинський $P_1 ar$ Сакмарський $P_1 s$ Асельський $P_1 a$
	65 360	КАМ'ЯНО- ВУГІЛЬНА C	Верхній C_3	Гжельський $C_3 g$ Касимовський $C_3 k$
			Середній C_2	Московський $C_2 m$ Башкирський $C_2 b$
			Нижній C_1	Серпухівський $C_1 s$ Візейський $C_1 v$ Турнейський $C_1 t$
			Верхній D_3	Фаменський $D_3 fm$ Франський $D_3 f$

	50 410	ДЕВОНСЬКА D	Середній D_2	Живетський $D_2 g$ Ейфельський $D_2 ef$
			Нижній D_1	Емський $D_1 e$ Празький $D_1 p$ Лохківський $D_1 l$
	25 435	СИЛУРІЙСЬКА S	Верхній S_2	Пржидольський $S_2 p$ Лудловський $S_2 ld$
			Нижній S_1	Венлокський $S_1 w$ Лландоверський $S_1 l$
	65 500	ОРДОВИЦЬКА O	Верхній O_3	Ашгільський $O_3 as$
			Середній O_2	Карадокський $O_2 k$ Лландейлський $O_2 ld$ Лланвірнський $O_2 l$
			Нижній O_1	Аренізький $O_1 a$ Тремадокський $O_1 t$
	70 570	КЕМБРІЙСЬКА Є	Верхній $Є_3$	
			Середній $Є_2$	
			Нижній $Є_1$	

Кодекс регламентує процедуру виявлення стратиграфічних підрозділів, категорію та утворення їхніх назв, формулює єдині вимоги до характеристики стратонів, визначає систему стратиграфічної класифікації. На стратиграфічні підрозділи, виділення яких підпорядковане правилам кодексу, поширюється правило приорітету (охорона їхніх назв). Кодекс не є методичним керівництвом про способи визначення стратиграфічних підрозділів і шляхи їхнього застосування в геологічному картуванні, однак його положення обов'язкові під час проведення стратиграфічних робіт.

Наразі стратиграфічні кодекси розроблені й ухвалені в більшості країн, де провадять масштабні геологічні дослідження. Їхня поява зумовлена потребою уніфікації стратиграфічних термінів, визначення їхньої підпорядкованості, розробки питань стратиграфічної класифікації. Перший стратиграфічний кодекс "Класифікація і номенклатура підрозділів порід" розроблений американськими геологами (Ashley, K.C. Moore, C.N. Gould і інші) [22] й ухвалений 1933 р. Правила класифікації і номенклатури сформульовані у ньому в 26 статтях, що об'єднанні у п'ять розділів: загальні уявлення, підрозділи осадових, виверженних і метаморфічних порід, кореляція і класифікація геологічного часу.

Перший стратиграфічний кодекс на теренах колишнього СРСР "Стратиграфічний кодекс СРСР. Тимчасова збірка правил і рекомендацій" прийнятий 1977 р. [17]. Його змінене, доповнене згідно з вимогами часу видання побачило світ 1992 р., та внаслідок проголошення незалежності України та інших держав дія положень цього кодексу була припинена.

Геологічна служба України залишилася без документа, який "регламентує дослідження одного із базових напрямів геологічного вивчення території України – стратиграфії" [8]. В цій ситуації Національний стратиграфічний комітет України вирішив створити стратиграфічний кодекс України. Його видано 1993 р. Кодекс складається з десяти розділів, серед яких найбільший – "Стратиграфічні підрозділи" – присвячений класифікації та систематизації стратиграфічних одиниць. На відміну від документів, що діяли раніше, в ньому окремо розглянуто концептуальну основу, у якій значне місце відведене принципам стратиграфічних робіт. В основу класифікаційних рядів стратонів покладені стратиграфічні ознаки, за якими їх виділено, і крім хроно-, літо- і біостратонів, уведені петро-, магніто-, клімато-, сейсмо- та циклостратиграфічні підрозділи. Відновлено статус регіоярусів як вихідних стратонів регіональних стратиграфічних шкал. Особливість цього Кодексу полягає в спробі викласти в одному документі правила, які стосуються як осадових утворень, так і вивержених. "Стратиграфічний кодекс України" затверджено НСК України, і в нього можна вносити корективи або скасовувати лише за рішенням Пленуму НСК України.

3. СТРАТИГРАФІЧНА ОСНОВА

3.1. Етапи підготовки стратиграфічної основи

Стратиграфічною основою для виконання різних геологічних досліджень, й особливо геологічного картування, є комплекс стратиграфічних схем відкладів території, яку картують, у межах обраних стратонів загальної стратиграфічної шкали. Створення стратиграфічної основи означає проведення таких досліджень, які б забезпечили за потребою детальне і надійне розчленування та кореляцію виділених стратиграфічних послідовностей на площі дослідження.

Підготовку стратиграфічної основи починають у межах структурно-фаціальної зони або частини геологічного регіону. Вона складається з таких етапів:

- вивчення мережі найхарактерніших типових розрізів;
- порівняння типових розрізів між собою і виділення за літолого-фаціальними ознаками місцевих стратонів;
- комплексне вивчення опорних розрізів;

- виділення біостратиграфічних підрозділів або виявлення інших кореляційних критеріїв для встановлення співвідношень місцевих стратонів з підрозділами регіональної і загальної шкали;
- складання зведеного стратиграфічного розрізу;
- побудова місцевих стратиграфічних схем у межах обраного стратону загальної шкали;
- порівняння місцевих стратиграфічних схем і побудова регіональних кореляційних схем.

Стратиграфія не закінчується створенням стратиграфічної схеми, навпаки тільки починається після розробки стратиграфічної схеми, оскільки вона є стандартом стратиграфічної ієрархії стратонів, еталоном для порівняння, моделювання і прогнозування геологічного розрізу конкретних ділянок земної кори. Створюємо схему–модель, яка стає схемою–інструментом пізнання.

3.2. Опорні і типові стратиграфічні розрізи

Спеціальне стратиграфічне вивчення розрізів є одним із головних видів робіт як під час попередніх тематичних досліджень, так і безпосередньо в процесі великомаштабного геологічного знімання. Залежно від особливостей району досліджень розрізи можна вивчати у відслоненнях, штучних виробках чи за керном свердловин. За призначенням, характеристиками та повнотою вивчення розрізняють *опорні* (регіональні й окремих структурно-фаціальних зон) і *типові* розрізи стратиграфічних підрозділів у межах конкретних територій.

Для виявлення співвідношень і горизонтальної та вертикальної послідовностей стратонів комплексно вивчають *опорні* розрізи. Це найповніший і найліпший у регіоні або структурно-фаціальній зоні розріз, що розкриває безперервну послідовність двох або декількох місцевих стратиграфічних підрозділів, доступний для детального літологічного і палеонтологічного вивчення, із чіткими співвідношеннями з товщами, що залягають нижче і вище. За об’ємом вони повинні охоплювати інтервал від ярусу до відділу або частини систем.

Під час вивчення опорних розрізів виконують такі завдання:

- комплексне літолого-фаціальне і палеонтологічне обґрунтування виділених місцевих стратонів;
- опис стратотипів;

- аналіз стратиграфічного і фаціального поширення різних груп фауни і флори, виділення біостратиграфічних підрозділів;
- визначення віку стратонів і кореляція їх з підрозділами регіональної і загальної стратиграфічної шкали.

Виділяють *опорні* розрізи двох категорій. До *першої регіональної категорії* належать розрізи з найповнішою палеонтологічно схарактеризованою послідовністю відкладів, що є типовою для усього седиментаційного басейну або його великих частин. За обсягом вони повинні охоплювати інтервал відділу або системи. Вивчення опорних розрізів регіональної категорії проводять за напрямами:

- комплексне літолого-фаціальне і палеонтологічне обґрунтування розчленування розрізу, виділення маркувальних горизонтів і стратонів;
- опис стратотипів місцевих і регіональних стратиграфічних підрозділів;
- проведення кореляції з підрозділами загальної стратиграфічної шкали.

Опорний розріз першої категорії охоплює значну територію. Організація роботи на регіональному опорному розрізі включає два етапи: попереднє вивчення і власне опис опорного розрізу. На першому етапі проводять загальний огляд регіону, пошарове вивчення всіх відслонень, складання стратиграфічних колонок відслонень і побудову геологічних профілів для кореляції визначених стратонів. Результатом попереднього етапу є виділення ряду відслонень, що доповнюють одне одного й утворюють разом власне опорний розріз.

Опис опорного розрізу виконують з найбільшою повнотою, відображаючи всі тафономічні і літологічні особливості кожного із шарів. Особливу увагу треба приділяти простеженню і вивченню маркувальних горизонтів, характеру контактів, виявленню перерв тощо.

Опорні розрізи другої категорії є типовими для відкладів окремих структурно-фаціальних зон; вони охоплюють декілька світ, які відповідають ярусу, максимум – відділу системи. Такий розріз займає обмежену площу, повинен бути одним з ліпших за відслоненістю, доступністю й охоплювати стратотипи світ, виділених у заданій структурно-фаціальній зоні. Завдання, що вирішують під час вивчення цих стратиграфічних розрізів та порядок вивчення й опису такі ж, як і регіональних розрізів.

Результати вивчення опорних розрізів викладають у підсумковому звіті за таким планом:

- загальні відомості про розріз, місце розташування, визначення категорії, віковий обсяг відкладів, що його складають;

- пошарова стратиграфічна колонка й опис розрізу з детальною літологічною і палеонтологічною характеристикою стратиграфічних підрозділів, опис їхніх стратотипів;
- аналіз стратиграфічного та фаціального поширення фауністичних і флористичних груп;
- висновки про вік визначених стратиграфічних одиниць і кореляція їх з підрозділами регіональної та загальної стратиграфічної шкали;
- загальні закономірності палеогеографічного розвитку території.

Типовим називають найліпший розріз певної послідовності місцевих стратонів конкретної ділянки земної кори, який можна прийняти за еталон. Він повинен відображати характерні особливості складу, будови, мати чіткі межі. Типовим вибирають відслонення, яке найповніше розкриває послідовність відкладів. У закритих районах використовують розрізи параметричних, структурних та інших свердловин з виходом керну не менше 25% і обов'язковим проведенням каротажних робіт. Вивчення типового розрізу передбачає детальний пошаровий літологічний і палеонтологічний опис відкладів, визначення літологічних і фаціальних критеріїв розчленування товщі та виділення допоміжних літостратиграфічних одиниць – пачок, товщ, шарів. Потім порівнюють типові розрізи конкретних ділянок геологічного регіону, зіставляють та уніфікують допоміжні підрозділи, визначають літологічні і фаціальні критерії вже для кореляції розрізів і виділення головних місцевих стратиграфічних підрозділів.

Документація типових розрізів передбачає:

- план або геологічний профіль, на якому позначене розташування відслонень чи свердловин;
- стратиграфічну колонку з детальним літологічним і палеонтологічним описом відкладів.

Вивчення типових і опорних розрізів є складовою частиною геологознімальних робіт.

Для вивчення геологічної будови закритих територій провадять буріння опорних і параметричних свердловин. *Опорне* буріння виконують на великі глибини до кристалічного фундаменту або інших важливих опорних горизонтів з метою вивчити глибинну будову регіонів або структурно-фаціальних зон. *Параметричне* буріння проводять найчастіше для геологічної інтерпретації геофізичних даних. Під час опрацювання матеріалів опорних і параметричних свердловин потрібно вирішити такі найважливіші завдання:

- вивчення речовинного складу, умов залягання й аналіз потужностей порід, розкритих свердловиною;

- виділення в розрізі стратиграфічних підрозділів і визначення його віку;
- кореляція виділених стратонів з розрізами, що розкриті іншими свердловинами та відслоненнями суміжних територій.

Камеральне опрацювання матеріалів буріння охоплює: вивчення керну, шламу, матеріалів геофізичних досліджень; узагальнення отриманих результатів і складання кінцевого звіту.

За типовими й опорними розрізами першої і другої категорій готують стратиграфічну основу для геологічного картування, підготовка якої, крім комплексного вивчення мережі найхарактерніших стратиграфічних розрізів, охоплює: виявлення кореляційних критеріїв і виділення маркувальних горизонтів, визначення особливостей розчленування і кореляції товщ, складання місцевої стратиграфічної схеми і легенди до геологічної карти.

Створення стратиграфічної основи означає виконання таких робіт, які б забезпечили достатньо детальне достовірне розчленування стратиграфічного розрізу і кореляцію виділених стратонів на площі проведення геологічного знімання.

4. МЕТОДИ РОЗЧЛЕНУВАННЯ І КОРЕЛЯЦІЇ ОСАДОВИХ ТОВЩ

4.1. Літологічний метод

Літологічним методом виконують розчленування і зіставлення відкладів за комплексом літологічних ознак, які можна розділити на групи і підгрупи, наведені в табл. 5.

В основі застосування літологічного методу для стратифікації відкладів є два твердження:

- шари з подібним комплексом літологічних ознак – одновікові;
- відмінність літологічних ознак – критерій для розмежування осадових товщ.

Оскільки ці твердження справджуються лише для невеликих ділянок земної кори, то застосування літологічного методу обмежене місцевим рівнем стратиграфічних досліджень. Зміст методу полягає в такому: окремі розрізи за комплексом літологічних ознак поділяють на шари, пачки (допоміжні літостратиграфічні підрозділи); потім, уніфікуючи їх літологічні ознаки, визначені одиниці простежують на площі та виявляють їхнє лате-

ральне поширення. Допоміжні стратиграфічні підрозділи і їхні угруповання, витримані на площі з характерним комплексом літолого-фаціальних ознак, є основою для виділення місцевих стратиграфічних підрозділів – світ, серій.

У випадку вибору літологічних ознак, за якими виконують розчленування і кореляцію відкладів, треба враховувати таке.

1. Набір корелятивів кожного стратиграфічного підрозділу відображає сукупну дію факторів зовнішнього середовища, тому під час стратиграфічних досліджень потрібна максимальна комплексність і всебічна вивченість усіх показників.

2. Стратифікацію осадових товщ виконують за комплексом літологічних ознак, які повинні бути об'єктивними, зручними для спостереження, витримані на площі і легко діагностовані у розрізах.

Таблиця 5

Комплекс літологічних ознак, що використовують при стратиграфічних дослідженнях

А. Фаціальні			Б. Геотектонічні, або структурно-геометричні ознаки
динамічні		геохімічні	
а. структурні	б. текстурні	включення	
Речовинний склад Гранулометричний склад Ступінь обкатаності зерен Ступінь сортування матеріалу Колір	Органогенні текструри Неорганогенні текстури: механогліфи, шаруватість Інші текстури	Неорганічні конкреції Органічні рештки	Послідовність шарів Характер контактів і переходів з одного шару в інший Форма осадових тіл, їхня потужність і латеральне поширення Незгідності і перерви

У разі розчленування та кореляції відкладів за допомогою літостратиграфічного методу найефективнішими є два підходи:

- виділення і простеження маркувальних горизонтів;

- виявлення гомотаксальних послідовностей літологічних ознак у розрізах, які зіставляють.

Маркувальний горизонт – це малопотужний шар чи пласт серед осадової товщі, який виділяють за специфічними літологічними особливостями і який зберігає свої властивості на значній площі. Інакше кажучи, це шар зі стійким регіонально поширеним комплексом літологічних характерних або однією – двома керівними ознаками. Найчастіше маркувальними літологічними горизонтами слугують шари позаформаційних конгломератів, прошарки глинистих порід – тонштейни і бентоніти, вугільні пласти, шари з конкреціями певного складу тощо.

Літолого-фаціальні ознаки головні під час виділення місцевих стратонів на локальному рівні стратиграфічних досліджень. Фаціальні ознаки є якісними, вони відображають внутрішні особливості окремих шарів і характеризують умови седиментації. Структурно-геометричні або геотектонічні ознаки кількісні і відображають характер рухів літосфери в процесі седиментації. Поділ доволі умовний, оскільки фаціальні і геотектонічні показники пов'язані між собою і взаємозумовлені.

Речовинний склад порід – одна з найголовніших характеристик, за якою розчленовують та зіставляють розрізи. За зміною складу розріз можна розчленувати на пачки з однаковим літологічним складом, що залягають одна над одною і відокремлені поверхнями, на межі яких змінюється склад порід. Мінералого-петрографічний склад може прямо або непрямо свідчити про умови осадонакопичення.

Розмір зерен, їхня обкатаність та ступінь відсортованості є важливими для з'ясування фаціальної характеристики порід, оскільки відображають енергетичний рівень седиментаційного середовища та процеси транспортування. Динаміка середовища кількісно збільшується зі збільшенням розміру зерен. Ступінь обкатаності підвищується зі збільшенням відстані від області знесення.

Колір порід – це ознака, яку найлегше визначити. Залежить від речовинного складу порід і відображає фізико-хімічні умови седиментації та діагенетичного перетворення осадів або вміст органічної речовини. Зміна кольору в розрізах найчастіше закономірна, її непрямо можна використовувати для стратифікації відкладів. З метою кореляцій застосовують відміни від загальної гами, наприклад, появу строкатих порід серед сіроколірних тощо.

Шаруватість осадових порід має важливе значення для опису розрізу, його розчленування, визначення умов залягання і генезису відкладів. Під шаруватістю розуміють або власне шаруватість осадових товщ, що виявляє-

ться в чергуванні шарів різного літологічного складу, різної потужності (від перших сантиметрів до п'яти метрів і більше) і різного латерального поширення (від сотень метрів до сотень кілометрів), або шаруватість гірських порід (внутрішня текстура порід), вираженням якої є наявність тонких міліметрових горизонтальних чи нахилених прошарків у межах заданого шару.

Утворення тонких прошарків у межах верстви зумовлене змінами гідродинамічного режиму, швидкості і напряму течії, кліматичних коливань тощо. Виділяють різні типи косої, горизонтальної, хвилястої, лінзоподібної шаруватості, яка відображає локальні умови седиментації, допомагає з'ясувати генезис відкладів і може суттєво доповнити їхню фаціальну характеристику.

Текстури – це характерні особливості внутрішньої будови осадової породи, які видно неозброєним оком. Вони є цінними характеристиками в разі встановлення фаціальних умов, не залежать від складу осадів, не повторюються в різних умовах осадонакопичення. Текстури широко використовують у геології і, зокрема, в стратиграфії для вивчення середовища, у якому відбувалося осадження уламкового матеріалу, вивчення гідродинамічного режиму седиментаційних областей, визначення залягання порід, як показники напряму течії і певних діагенетичних процесів тощо. На відміну від таких літологічних ознак, як стуктура і склад порід, однотипові текстури є керівними ознаками, що однозначно свідчать про формування осадів у єдиних фаціальних умовах.

Розподіл конкрецій контрольований кліматичною і пов'язаною з нею біохімічною еволюцією. Мінералогічний склад конкрецій закономірно змінюється з глибиною, що дає змогу трактувати їх як керівні ознаки і на підставі вивчення їхнього мінерального складу та форми використовувати для стратиграфічного розчленування і кореляції. Комплекси конкрецій приурочені до певних рівнів розрізу, витримані, закономірно змінюються на площі і в часі. Тому шари конкрецій найчастіше використовують як маркувальні горизонти.

Головною формою залягання осадових порід є шар. Це геологічне тіло однорідного літологічного складу з чіткими поверхнями нашарування, значним латеральним поширенням і незначною потужністю. Шари осадових порід у вертикальному розрізі, як звичайно, складають генетично пов'язані послідовності, що відображають напрям зміни фацій. М. Головкінський (1868) уперше довів, що причиною зміни шарів, які налягають один на одний є міграція берегової лінії, зумовлена коливаннями земної поверхні, і міграція фаціальних умов. Вертикальні послідовності фацій утворюються

відповідно до латеральних послідовностей обстановок осадонакопичення (закон Вальтера–Головкінського).

Формування шарів і поверхонь нашарувань, що їх розділяють, пов'язане з механізмом елементарних коливальних рухів, коли накопичення шару відбувається у порівняно стабільний етап осадонакопичення, а утворення поверхні нашарування відповідає швидкій зміні умов седиментації. Чим частіше змінюються породи у розрізі, тим короткочасніші були моменти стабільності умов седиментації. Формування шарів і поверхонь нашарувань, що їх розділяє, пов'язане з двома групами генерувальних механізмів: авто- і алоциклічних. Автоциклічні механізми виникають в осадовій призмі, вони відображають певну стадію розвитку обстановки осадонакопичення (охоплюють процеси міграції барів, розвиток русел ріки, перехід озера через фазу заростаючих водойм у болото тощо) і формують парагенетично пов'язані послідовності шарів.

Алоциклічні механізми є наслідком змін зовнішніх щодо седиментарного тіла (тектонічні рухи, різкі зміни клімату, евстазія тощо) і формують ряди генетично відмінних фацій, розділених чіткими поверхнями нашарування, які найчастіше відображають перерву осадонакопичення.

Відмінності в характері нашарувань зберігаються в межах однієї або декількох структурно-фаціальних зон, їх використовують для картування стратонів.

Переходи від одного шару до іншого можуть бути поступовими або різкими. Поступові переходи – це зони перешарування різних літологічних типів порід. Різкі контакти можуть бути зумовлені швидкою міграцією фаціальних зон, зміною режиму седиментації внаслідок алоциклічних процесів або перервами осадонакопичення. Витриманість шарів на площі має важливе значення для стратиграфії, оскільки латеральна витриманість визначає поширення на площі стратонів. Різні випадки обмеження шарів у просторі відображені на рис. 2.

Головним джерелом утворення осадових порід є давніші осадові і кристалічні породи. Згідно з Дж. Бареллом осадонакопичення – це ритмічний процес, контрольований діастрофічними і кліматичними змінами. Час накопичення осадів значно менший від часу перерв. Перерви в осадонакопиченні – характерна особливість процесу седиментації. Вони є найчіткішими межами між стратонами і тому дуже важливі для картування стратонів. К. Данбар і Дж. Роджерс [1] розробили морфологічну класицікацію перерв (рис. 3). Наявність незгідностей найчастіше визначають біостратиграфічним методом або фіксують за різноманітними слідами руйнуавння літифікованого осаду (озалізнення, існування нерівностей,

прошарків уламкових порід тощо). Тривалість перерв різна, однак загалом зменшується від першого типу до четвертого. За незгідностями першого, другого і третього типів визначають межі серій і світ.

Літологічні ознаки є головними в разі виділення допоміжних (підсвіта, пачка, шар, товща) і основних місцевих літостратиграфічних підрозділів (світ, серій) на локальному рівні стратиграфічних досліджень.

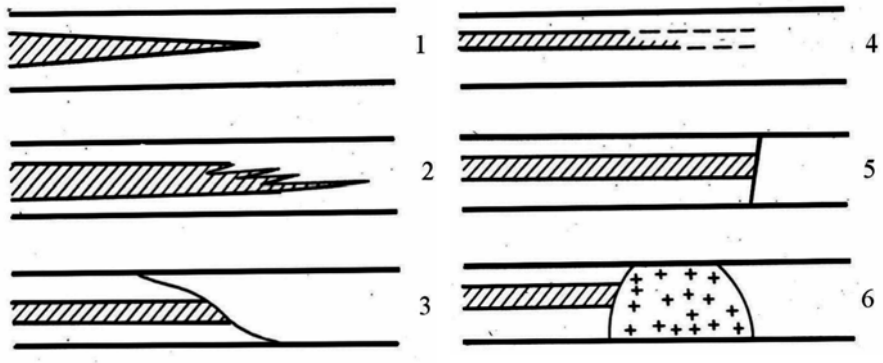

Рис. 2. Різні випадки зникнення шару з розрізу (за [7]):

1 – виклинювання; *2* – виклинювання з розщепленням; *3* – зрізання в разі розмивань; *4* – зникнення обмежувальних поверхонь шару; *5* – тектонічне порушення; *6* – природне обмеження області акумуляції.

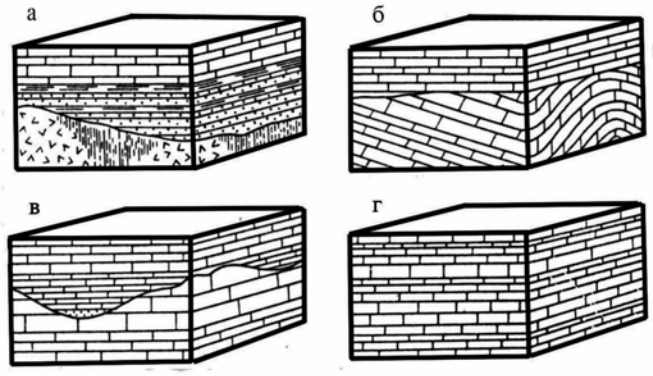

Рис. 3. Типи незгідностей (за [1]):
а – незгідне перекриття; незгідності: *б* – кутова; в – паралельна; *г* – прихована.

Світа утворена на певних етапах геологічного розвитку регіону, для яких характерна єдність фізико-географічних умов утворення. Тому в середині світ не може бути кутових і паралельних незгідностей. Єдність фаціальних умов під час утворення світ не абсолютна і залежить від положення світ у седиментаційних басейнах. Наприклад, не можна об'єднувати в світу відклади глибокого шельфу і континентального схилу, мілкого і глибокого шельфу. В паралічних областях до складу світи можуть належати різнофаціальні відклади – морські і лагунні, озерні й алювіальні тощо. Поширення світи обжене одним структурно-фаціальним районом, його частиною або декількома суміжними структурно-фаціальними районами з близькими умовами седиментації. Тривалість формування світ може бути різною і відповідати в загальній стратиграфічній шкалі підрозділу від під'ярусів до відділу.

У випадку виділення світи та описі її стратотипу повинні бути чітко визначенні її діагностичні особливості і літолого-фаціальна мінливість. Необхідно подавати повну характеристику, яка складається з комплексу седиментаційних ознак: речовинного складу і характеру сполучення порід, кольору, шаруватості, конкреції тощо; і палеонтологічної характеристики. Для визначення латеральних меж літостратиграфічних підрозділів умовно можна прийняти зміну кількості типів порід, що утворюють світу, близько 50%.

Головні діагностичні ознаки для різних за складом осадових товщ будуть неоднакові. Для теригенних порід це спрямованість зміни фаціальних типів і виявлення маркувальних горизонтів, а в карбонатних товщах – структурно-текстурні особливості, систематичний склад фауни тощо.

У закордонній геологічній практиці за літологічними ознаками виділяють таку стратиграфічну одиницю, як формація. Це літолого-генетичний підрозділ, що утворився в одноманітних умовах чи в разі їхнього чергування. Межі формацій проводять за зміною літологічного складу і перервами в осадонакопиченні. Назва найчастіше складається з двох слів – географічної назви місцевості, де вони найліпше вивчені, і літологічного складу (сланці Пьєр, пісковики Медісон). Декілька формацій можуть бути об'єднані в групу. Формаціям підпорядковані пачки (members), якщо породи витримані на площі, клини (tongues), якщо вони виклинюються в будь-якому одному напряму, і лінзи (lenses), якщо виклинювання відбувається в обох напрямах.

Літологічні дослідження провадять у два етапи:

- на польовому етапі виявляють склад, колір, текстури, структурно-геометричні ознаки і фаціальну характеристику порід;
- на лабораторному етапі визначають мінеральний, хімічний склад, структури, форму, розмір зерен, будову порового простору тощо.

Лабораторні дослідження дають змогу деталізувати склад і будову осадових порід, визначити їхні фізичні та хімічні властивості. До головних методів лабораторних досліджень належать такі:

1) кристалооптичний (вивчення шліфів під мікроскопом; один із головних методів, за яким визначають мінеральний склад, структуру породи);

2) гранулометричний аналіз (виявляють співвідношення уламків різного розміру в породі);

3) мінералогічний аналіз (визначають склад і співвідношення породоутворювальних і акцесорних мінералів);

4) хімічний аналіз (застосовують для кількісного визначення вмісту хімічних елементів);

5) спектральний аналіз (визначають елементний склад мінералів і гірських порід);

6) рентгено-флюоресцентний аналіз (виявляють хімічний склад і кількісні співвідношення елементів у гірських породах і мінералах);

7) лазерний мікроаналіз (визначають вміст і склад хімічних елементів мікроскопічних об'єктів у зразках мінералів і порід (лазерний промінь спрямований на об'єкт, перетворює його в плазму й одночасно забезпечує комплексний аналіз речовини, яку фіксує лазерний мікроаналізатор));

8) термічний аналіз (застосовують для визначення мінерального складу глинистих і карбонатних порід);

9) рентгенівські дослідження.

Результати літологічних досліджень графічно оформляють у вигляді різноманітних діаграм, літологічних колонок, літологічних профілів, літолого-фаціальних профілів, карт розподілу компонентів, ізопахіт, структурних карт тощо.

4.2. Біостратиграфічний метод

Біостратиграфічний метод застосовують для розчленування і кореляції осадових товщ за рештками палеоорганізмів (фосиліями). Інакше кажучи, це область використання палеонтології в стратиграфії. Термін *біостратиграфія* запропонований Луі Доло 1909 р. Теоретичною базою методу є два принципи: палеонтологічної сукцесії та біостратиграфічного розчленування і кореляції. Принцип палеонтологічної сукцесії запропонували Жиро Сулаві і Вільям Сміт. Його формулювання таке: давні фауни і флори йдуть одна за одною в певному порядку, який можна визначити. Принцип біостратиграфічного розчленування і кореляції розробив і вперше застосував В. Сміт (початок XIX ст.). Його зміст такий: відклади можна розпізнавати і зіставляти за комплексами викопних решток, які вони містять.

Зазначимо, що два названі принципи були визначені в додарвінівський період, у час панування ідей фіксизму (види незмінні) і катастрофізму (викопні рештки утворюються внаслідок природних катастроф). З зародженням еволюційного вчення виявилося, що біостратиграфічні принципи є проявом значно загальнішої закономірності – незворотності еволюції органічного світу, яка сьогодні відома як закон Дарвіна-Доло (група організмів, що зникла, ніколи не з'явиться знову) і з якої випливає, що для кожного інтервалу геологічного часу характерні свої специфічні за складом фауністичні і флористичні угруповання.

Біостратиграфічний метод є одним з головних методів розчленування і кореляції осадових товщ. На відміну від літостратиграфічного, що переважно використовують на локальному рівні для виділення місцевих літостратиграфічних одиниць, біостратиграфічні дослідження виконують на всіх стадіях стратиграфічного вивчення для вирішення таких завдань:

- діагностики фізико-географічних показників палеосередовища;
- з'ясування або доповнення фаціальної характеристики відкладів;
- визначення відносного й абсолютного віку порід;
- стратиграфічного розчленування осадових товщ ;
- зіставлення розрізів;
- упорядкування місцевих літостратиграфічних підрозділів за віком і положенням щодо стратонів загальної стратиграфічної шкали;
- виділення регіональних стратонів;
- удосконалення біостратиграфічної характеристики загальних стратиграфічних підрозділів.

Предметом біостратиграфічних досліджень є рештки палеоорганізмів і осадові породи, що їх містять. Фосилії можна вивчати з різних позицій. Однак для стратиграфії важливі два напрями, які тісно пов'язані між собою і є етапами біостратиграфічних досліджень. На першому – польовому – визначають і детально описують місцезнаходження решток палеоорганізмів. На другому – камеральному етапі – виконують морфологічний опис і визначають видовий склад решток палеоорганізмів морфологічно–порівняльним методом та аналізують розподіл визначених родів і видів в осадових породах.

Вихідним матеріалом біостратиграфічних досліджень є дані про розподіл викопних решток у розрізі і по латералі. Склад комплексів фосилій відображає структуру біоценозів і визначений ступенем еволюційного розвитку біоти, екологічними стосунками організмів між собою й абіотичними чинниками зовнішнього середовища та тафономічними умовами поховання і фосилізації палеоорганізмів. Для достовірного біостратиграфічного аналізу необхідно враховувати такі аспекти:

- хто жив – класифікаційний аспект;
- коли жив – геохронологічний аспект;
- де і з ким жив – палеоекологічний аспект;
- де і з ким похований – тафономічний аспект.

Для коректного і достовірного біостратиграфічного аналізу потрібно застосовувати всі аспекти палеонтологічних досліджень. Однак залежно від потреб геологічної практики, ступеня детальності розчленування і специфіки групи фосилій, що використовують для біостратиграфічних досліджень, ті чи інші аспекти біостратиграфії виходять на чільне місце, тоді як інші дають лише додаткову інформацію.

Кожний комплекс фосилій має ознаки, які можна розділити на дві групи: тафономічні і ценотичні. *Тафономічні* показники відображають палеоекологічні умови існування в межах певних біотопів та процеси

переходу органічних решток у викопний стан. *Ценотичні* ознаки зумовлені еволюційними змінами у складі фаун і флор. Саме за ними й потрібно виконувати біостратиграфічне розчленування і зіставлення відкладів. Для відокремлення ценотичних ознак від тафономічних та визначення неповторних односкерованих змін у комплексах фосилій біостратиграфічний аналіз повинен охоплювати тафономічні і палеоекологічні (чи біофаціальні) спостереження.

На підставі палеоекологічних досліджень з'ясовують залежність складу комплексів органічних решток від фацій, а на підставі комплексного вивчення органічних решток, слідів життєдіяльності вимерлих організмів і порід, що їх вміщують, розкривають зв'язок між організмами і зовнішнім середовищем минулого. Цей напрям закладений працями Р.Ф. Геккера.

Тафономія – це вчення про закономірності переходу органічних решток з біосфери в літосферу. Вона розглядає процеси накопичення, перенесення, поховання, фосилізації органічних решток та вплив цих процесів на склад і характер розподілу фосилій. Складний шлях решток палеоорганізмів від моменту їхньої загибелі в біосфері через поховання і фосилізацію в літосфері і до моменту їхнього руйнування називають *тафономічним циклом*. Під час кожного етапу цього циклу на органіку впливають певні фактори зовнішнього середовища, які або пропускають їх на наступний ступінь перетворення, або знищують. Від початку до кінця тафономічного циклу відбувається поступове і стійке зменшення загальної маси органічних решток, зміна їхнього хімічного і мінерального складу, викривлення кількісних і якісних співвідношень організмів, що утворювали прижиттєві угруповання.

Розподіл первинних або материнських асоціацій біоти контрольований абіотичними і біотичними факторами зовнішнього середовища. До абіотичних належать клімат, співвідношення суша–море, фізичні параметри – температура, солоність, глибина тощо, а до біотичних – екологічні стосунки між організмами. У разі зміни зовнішніх умов відбувається зміна і перероз-поділ як біоценозів, так і ареалів окремих видів. Є три типи реагування живих істот на зміну умов побутування:

- адаптація – пристосування до нових умов побутування;
- міграція – переселення в подібні біотопи суміжних територій;
- вимирання.

Унаслідок адаптації в живих істот виникають і розвиваються нові пристосувальні ознаки, що дають їм змогу виживати в нових абіотичних умовах, швидко розселитися і зайняти нові місця побутування. Адаптивні ознаки фіксуються в генетичному коді і дають поштовх для виникнення

нових видів. Це, відповідно, зумовлює загострення конкурентної боротьби, зменшення ареалів неконкурентноспроможних консервативно організованих груп та їхнє вимирання. Так відбувається зміна фауністичних чи флористичних груп і виникнення ценотичних ознак.

Розчленування відкладів біостратиграфічним методом. Розподіл фосилій у вертикальному розрізі нерівномірний, хвилясто-переривчастий, коли ділянки збагачені тими чи іншими таксонами чергуються з інтервалами, де органічні рештки є в незначній кількості або їх взагалі нема. Викопні організми по-різному поширені у розрізі і мають різне стратиграфічне значення. За характером розподілу у розрізі таксони поділять на три групи (рис. 4):

- *фонові*, або *транзитні*, з широким стратиграфічним діапазоном – не мають важливого значення, їх можна використовувати лише для загальної характеристики стратиграфічних підрозділів;
- *керівні* – форми з вузьким стратиграфічним і широким латеральним поширенням, розподіл їх обмежений конкретним стратиграфічним підрозділом; вони є особливо важливими для стратиграфічних досліджень – серед них вибирають зональні роди чи види;
- *характерні* форми з досить значним поширенням у межах двох-трьох суміжних стратонів, однак з більшою частотою знаходження в межах конкретного підрозділу; серед них виділяють форми, що з'являються в межах конкретного стратону й переходять у ті, які залягають вище, і форми, що з'являються стратонах, які лежать нижче, і зникають у межах конкретного підрозділу.

У практиці біостратиграфічних досліджень застосовують усі три групи таксонів.

Розчленування відкладів біостратиграфічним методом виконують за принципом виділення в розрізах спеціальних біостратиграфічних підрозділів – різноманітних біостратиграфічних зон, при визначенні яких враховують як діапазони поширення окремих таксонів, так і неповторні за складом асоціації різних груп таксонів. Межі між зонами визначають за рівнями зміни окремих характерних чи керівних таксонів, а також і всього зонального комплексу фауни або флори. Називають зони за видовими назвами одного або двох (залежно від виду зони) найхарактерніших видів.

Детальність розчленування залежить від потреб геологічної практики і визначається швидкістю еволюційних змін групи, обраної для біостратиграфічного розчленування. Потужності біостратиграфічних підрозділів змінюються на платформах у межах декількох десятків метрів, у геосинкліналях – до перших сотень метрів.

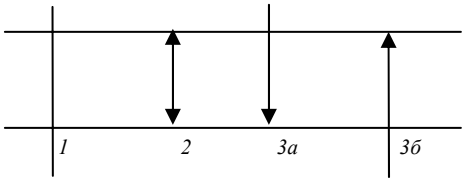

Рис. 4. Вертикальний розподіл таксонів щодо меж стратиграфіч-ного підрозділу:
1 – фонові, або транзитні таксони; *2* – керівні; *3* – характерні: *а* – з'являються в межах конкретного стратону; *б* – зникають у межах конкретного стратону.

Практично зони виділяють так.

1. Визначають місцезнаходження у розрізі конкретних палеофауністичних чи палеофлористичних груп.

2. Виконують таксономічне визначення родів і видів.

3. Визначають групи таксонів за характером розподілу у розрізі, головну увагу звертаючи на пошук керівних і характерних таксонів.

4. Виявляють неповторні сполучення (комплекси) різних груп таксонів і рівні, на яких змінюється їхній склад.

5. Простежують латеральне поширення комплексів фосилій у межах геологічного регіону або його частини; визначають регіонально витримані інтервали з подібним складом органічних решток та рівні їхньої зміни і таким способом виділяють біостратиграфічні зони та їхні послідовності.

Вертикальний ряд біостратиграфічних зон утворює біостратиграфічні шкали різного рівня – місцеві, регіональні, глобальні (табл. 2).

Кореляція відкладів і визначення віку порід. Кореляція і визначення відносного віку стратиграфічних підрозділів виконують за подібністю комплексів органічних решток двома головними методами біостратиграфічного аналізу, а саме: методом керівних форм і методом комплексів. Метод керівних форм виник першим і ґрунтується на уявлені про те, що керівні форми фаціально незалежні, займають одне і те ж стратиграфічне положення у різних розрізах, одночасно з'являються і зникають на значних територіях, мають значне латеральне поширення. Проте згідно з сучасними уявленнями форми-космополіти чи еврибіотні (здатні існувати в різних умовах) види, незалежні від фаціальних умов, становлять незначний процент. Таксон, який є керівним у конкретному районі, часто втрачає своє значення за його межами чи взагалі зникає з розрізів. Тому наразі багато

спеціалістів віддають перевагу методиці, що ґрунтується на аналізі всього фауністичного чи флористичного комплексу. В цьому разі враховують не лише таксономічний склад, а й кількісні співвідношення між окремими таксонами. Під час дослідження комплексу з'ясовують характер реагування кожного виду на конкретні зовнішні зміни, загальний висновок коректують щодо кожної групи, і це дає змогу достеменно зафіксувати на певному рівні межу між етапами розвитку району, який вивчають, і уявити собі масштаб подій та ранг межі. Найважливіше значення для визначення біостратиграфічних меж мають границі масової появи чи масового зникнення певних груп таксонів. Ці межі, переважно, фіксують не лише за зміною фауністичних чи флористичних комплексів, вони відображають також інші значні геологічні події: зміну тектонічного чи седиментаційного режиму, клімату тощо.

З огляду на неоднакові темпи еволюції різні групи фауни і флори мають різне значення для біостратиграфії. Одні групи швидко еволюціонували і розселювалися на значних територіях. Інші еволюціонували повільно, займали обмежені локальні ділянки. Перші з цих груп називаються *ортостратиграфічними* (або *архістратиграфічними*). Вони є найважливішими під час біостратиграфічних досліджень. За ними створюють регіональні і глобальні зональні схеми біостратиграфічного розчленування, які використовують для широких міжконтинентальних кореляцій (табл. 2). Групи, що повільно еволюціонували найчастіше не мають стратиграфічного значення і їх можна використовувати для вирішення біостратиграфічних завдань лише в комплексі з іншими таксонами. Для кожного періоду визначені переважно одна чи дві архістратиграфічні групи, на яких ґрунтується детальне біостратиграфічне розчленування відкладів. Інші групи викопних решток відіграють допоміжну роль (рис. 5).

Наприклад, форамініфери використовують для детального розчленування карбону, пермі, мезозою і кайнозою. Археоціати є однією із найважливіших груп для розчленування кембрію. Головоногі молюски – важлива групоа фауни, на якій ґрунтується біостратиграфічне розчленування всіх систем мезозою. Гоніатити, незважаючи на те, що трапляються зрідка, важливі для стратиграфії девону, карбону, пермі. За ними визначають характеристики більшості ярусів цих систем. Для морських відкладів мезозою головною групою фауни з метою детального розчленування і межрегіональних кореляцій є амоніти. Трилобіти – важлива ортостратиграфічна група для кембрійських відкладів, а граптоліти – архістратиграфічна група для ордовику, силуру, нижнього девону. Конодонти сьогодні – найпопулярніша група. Вони трапляються в усіх типах морських

осадів. За ними розроблені схеми зонального розчленування всіх систем палеозою і тріасу.

Рештки рослин мають універсальне значення для стратиграфії фанерозойських відкладів. Серед палеоботанічних методів широко застосовують палінологічний аналіз, що ґрунтується на вивченні спор і пилку давніх

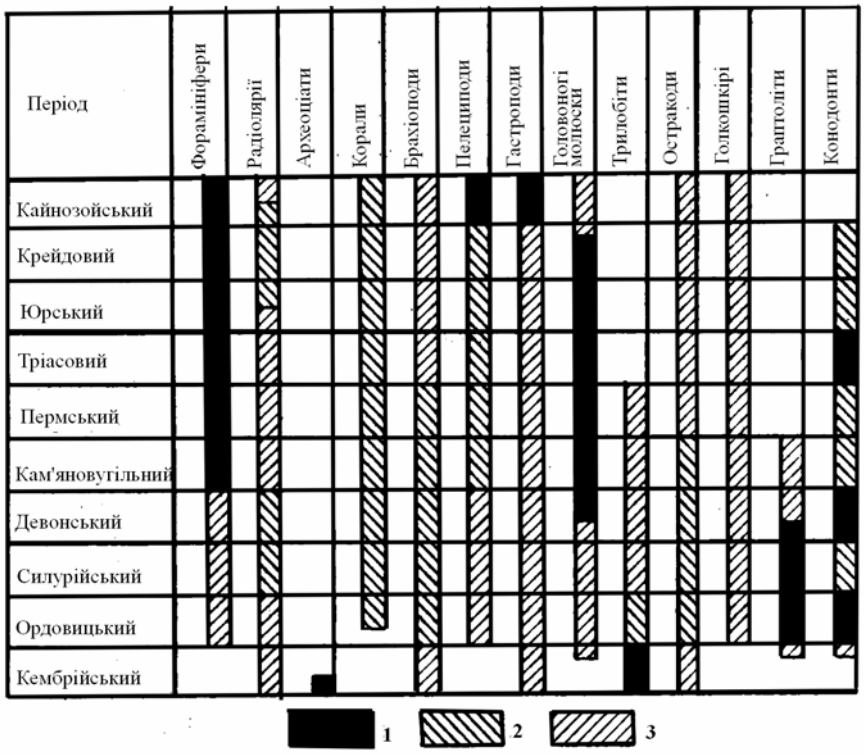

Рис. 5. Стратиграфічне значення головних груп морських безхребетних фанерозою [5].

Групи, що використовують: *1* – для кореляції з загальною шкалою, *2* – у регіональній стратиграфії, *3* – у місцевій стратиграфії.

рослин. Спори і пилок масово продукували рослини, а вітер і вода розносили їх на значні відстані, тому вони і захоронені в різнофаціальних умовах. З огляду на це їх широко використовують для зіставлення різнофаціальних товщ, стратифікації континентальних осадових відкладів і

зонального біостратиграфічного розчленування відкладів від девону до четвертинних утворень.

Нанопланктон (різноманітні водорості) дає змогу впевнено виконувати розчленування і глобальну кореляцію морських відкладів, його широко використовують для стратифікації мезозою і кайнозою.

Характер біостратиграфічних досліджень залежить від етапу стратиграфічних робіт.

Під час опрацювання місцевих розрізів визначають їхню палеонтологічну характеристику, особливості розподілу органічних решток, виділяють спектри та комплекси характерних органічних решток. У разі зіставлення місцевих розрізів на регіональному етапі досліджень простежують поширення комплексів у межах геологічного регіону чи його частини, підтверджують регіональність їхнього поширення. Показники подібних за складом комплексів уніфікують, за ними виділяють регіональні (регіояруси), і спеціалізовані біостратиграфічні підрозділи – різноманітні біостратиграфічні зони.

Далі біостратиграфічні дослідження виконують за двома напрямами.

1. Почергові біостратиграфічні зони, виділені за ортостратиграфічними групами, утворюють зональну місцеву шкалу. Порівнюючи її зі світовими еталонними зональними біостратиграфічними шкалами, визначають вік біостратиграфічних підрозділів і завдяки цьому – положення місцевих стратиграфічних підрозділів за віком і щодо загальних підрозділів, тобто за допомогою стратону загальної шкали, за її біостратиграфічним вмістом, упорядковують місцеві стратиграфічні підрозділи.

2. Якщо біостратиграфічний матеріал не дає змоги виділити біостратиграфічні зони та їхню послідовність, то визначення віку і кореляцію з регіональними та загальними підрозділами виконують шляхом оцінки діапазону поширення кожного таксона.

Методи біостратиграфічних досліджень. За предметом досліджень серед біостратиграфічних методів виділяють: макрофауністичний (вивчає морфологію, систематику, розподіл макрофауністичних решток); макрофлористичний (досліджує макрорештки давніх рослин); мікропалеонтологічний (вивчає мікроскопічні фосилії).

Мікропалеонтологія – це розділ палеонтології, що вивчає мікроскопічні фосилії, які потребують специфічних методів виділення і вивчення. Виникла мікропалеонтологія завдяки широкому застосуванню в природничих науках мікроскопа, який дав змогу виявити і вивчити найдрібніші скам'янілості. Початок методу заклала праця Еренберга "Мікрогеологія", що вийшла 1854 р. Однак розквіт мікропалеонтології припадає на 30-ті роки

XX століття і пов'язаний передусім з інтенсивним розвитком нафтогазової геології. Об'єкти вивчення мікропалеонтології численні та різноманітні й охоплюють:

- мікроскопічні скелети одноклітинних (форамініфери, радіолярії) і багатоклітинних (остракоди, птероподи) тварин;
- фрагменти скелетів макрогруп – спікули губок, сколекодонти (щелепи хробаків?), луску і зуби риб, конодонти (зубний апарат гастропод?) тощо;
- мікрофітофосилії: оболонки одноклітинних водоростей, репродуктивні клітини рослин (спори та пилок), фрагменти тканин рослин;
- проблемні рештки – хітинозої, акритархи;
- мікрокопрофосилії – фекалії безхребетних.

Таке різноманіття об'єктів приводить до того, що власне мікропалеонтологія розділяється на низку дрібних методів, які відрізняються предметом досліджень, а також підходами до їхнього вивчення та способом виділення із вмісних відкладів.

Мікропалеонтологічні дослідження виконують у такій послідовності:

- відбір зразків;
- лабораторна обробка з використанням різноманітних механічних (дроблення), фізичних і хімічних методик для виділення мікрофонсилій із породи;
- мікроскопічне вивчення мікрофосилій для виявлення морфологічної будови і систематичної приналежності та кількісний підрахунок кожного виду або роду в пробі;
- з'ясування діапазону поширення кожного з таксонів у розрізі і виявлення характеру розподілу та категорії таксона (керівний, характерний, фоновий);
- виділення біостратиграфічних зон за подібними асоціаціями таксонів, що простежені в багатьох розрізах.

Мікрофосилії наявні в породах у великих кількостях. Матеріал політаксонний. Крім того, мікрофосилії – це переважно рештки планктонних пелагічних тварин або рослинні залишки зі значним латеральним поширенням. Усе це зумовлює широке використання мікропалеонтології для:

- детальної стратифікації розрізів;
- як основу для міжрегіональних і глобальних кореляцій;
- зіставлення різнофаціальних товщ.

Особливе місце серед мікропалеонтологічних методів посідає спорово-пилковий – єдиний з біостратиграфічних методів, який використовують для

детального розчленування континентальних товщ, зіставлення порід різного генезису, розчленування четвертинних відкладів на кліматостратиграфічній основі.

Амінокислотний метод абсолютної геохронології. Останніми роками з'явився і активно розвивається новий напрям біостратиграфічних досліджень, а саме визначення абсолютного віку порід за хемофосиліями. В основі застосування викопних органічних молекул для визначення часу їхнього утворення є відкрите ще 1848 р. Л. Пастером *явище хіральності* – здатності молекул (у тім числі й органічних) існувати в двох дзеркально–антиподних формах (молекули – начебто точні аналоги правої та лівої руки в разі відображення в дзеркалі), які також називають оптичними ізомерами, оскільки вони відрізняються одна від одної тим, що обертають площину поляризації світла, яка через них проходить, у протилежні сторони.

Живій природі властива практично абсолютна хіральна чистота: білки вміщують тільки "ліві" амінокислоти, а нуклеїнові кислоти – тільки "праві" цукри.

Хіральна чистота живої природи означає, що десь на певному етапі еволюції земної речовини відбулося порушення чи повне руйнування дзеркальної симетрії передбіологічного середовища. Те, що початкове середовище мало дзеркальну симетрію (однакову кількість правих і лівих ізомерів), підтверджують багаторічні експерименти, які моделюють синтез органічних сполук (амінокислот, цукрів тощо) в умовах, що імітують добіотичну Землю. У цих експериментах синтезується однакова кількість лівих і правих ізомерів. Хіміки називають такі суміші рацемічними, чи рацематами.

Відомо, що хірально чисті сполуки з часом неодмінно перетворюються у рацемічну суміш. У неживій природі процес рацемізації – довільного перетворення лівих молекул у праві й навпаки – відбувається з деякою сталою швидкістю. Тому за відносним вмістом правих амінокислот у викопних органічних рештках можна досить точно датувати час їхнього утворення.

Найпростіше використовувати метод амінокислотної рацемізації як аміностратиграфічний інструмент, що дає змогу з'ясувати відмінність часу утворення відкладів чи їхню синхронність.

Амінокислотний метод найчастіше використовують для стратиграфічного вивчення четвертинних відкладів. Об'єкт досліджень – мушлі молюсків. У разі стандартного аналізу визначають від 6 до 10 амінокислот, що є рештками первинних скам'янілих протеїнів, з яких молюски будували свою мушлю. Під час діагенезу відбувається їхній гідроліз із вивільненням

амінокислот. В абіотичному середовищі відбувається процес рацемізації, або перетворення вільних L–амінокислот (лівих) у суміш D–(правих) і L–амінокислот. Численні літературні джерела свідчать, що швидкість рацеміації, що визначають відношенням D до L, залежить від молекулярної маси фракції, яка складена із вільних і зв'язаних амінокислот. Кінцеві продукти рацемізації мають найбільші значення D/L.

За відмінностями в значеннях D/L, які вимірюють у фауністичних рештках одного і того ж роду, виявляють амінозони в місцевій стратиграфічній серії, на підставі яких виконують аміно-стратиграфічні кореляції. Такі кореляції є основою кінетичних моделей рацемізації, які широко використовують в аміногеохронології.

Крім часу (віку викопних решток), на реакцію амінокислотної рацемізації впливають такі фактори: температура, родова належність, початковий амінокислотний склад, забруднення та інші фізико-хімічні ефекти діагенезу.

Починаючи з верхнього докембрію й для усього фанерозою палеонтологічні дані використовують під час виділення й обґрунтування стратиграфічних підрозділів різних категорій, однак вирішальне значення вони мають для характеристики загальних і регіональних підрозділів. В обґрунтуванні місцевих стратонів палеонтологічні дані використовують для визначення відносного віку, доповнення фаціальної характеристики і кореляції з загальними і регіональними підрозділами. І навпаки, за допомогою стратонів загальної категорії, за їхнім біостратиграфічним вмістом упорядковують місцеві стратиграфічні підрозділи за віком і положенням у загальній шкалі.

Випадки, що ускладнюють застосування біостратиграфічного методу: дискретність розподілу палеонтологічних решток, перевідкладення, фаціальна залежність більшості фауністичних і флористичних груп; явище повторної появи у розрізах, подібних за складом комплексів (рекуренція).

Біостратиграфічний метод застосовують лише для розчленування і кореляції осадових товщ.

4.3. Палеоекологічний метод

Якщо принципи біостратиграфії (палеонтологічної сукцесії і біостратиграфічної кореляції) розуміти буквально ("відклади, що утримують однакові комплекси фауни або флори є одновіковими", або "одновікові фауни одинакові"), то це може призвести до суттєвих помилок у стратиграфічному розмежуванні й особливо кореляції відкладів. І якщо на початку розвитку стратиграфії таке розуміння можливостей палеонтології в геології сприяло

розвитку науки і привело упродовж короткого часу (“золоте двадцятиріччя” – 20-40-ві роки XIX ст.) до визначення всіх систем фанерозою, то в разі спроби детальнішого розчленування і кореляції відкладів виявилося, що принципи Доло-Сміта не універсальні. Їхнє одностороннє використання призвело до нагромадження великої кількості помилок, розчарувань у біостратиграфічному методі, поставило під сумнів доцільність застосування палеонтології в геології та до масового згортання палеонтологічних досліджень.

Лише в 50-60-ті роки XX ст. було усвідомлено, що процес утворення місцезнаходжень викопних фауни і флори набагато складніший. Склад решток відображає не тільки ступінь еволюційного розвитку біоти, а й умови існування організмів, процеси їхнього поховання та фосилізації. Тому біостратиграфічні принципи повинні працювати лише разом з принципом фаціальної диференціації одновікових відкладів.

Різнофаціальну природу одновікових товщ уперше визначив А. Греслі під час вивчення юрських відкладів Швейцарії (1836). Його первинне формулювання таке: “фації однакового петрографічного і геологічного типу мають подібні палеонтологічні характеристики”. Через 50 років Е. Реневьє уточнив визначення фації, конкретизував концепцію фаціальності. Це дало змогу трактувати принцип фаціальної неоднорідності одновікових відкладів як принцип Греслі-Реневьє. Його визначення таке: одновікові відклади в горизонтальному напрямі фаціально змінюються, що зумовлює суттєві відмінності їхнього літологічного складу і палеонтологічної характеристики. Фації утворюються в певних умовах осадонакопичення, що схарактеризовані певним комплексом абіотичних (географічних, фізичних, хімічних) і біотичних (екологічні стосунки між організмами) параметрів.

Взаємостосунки організмів із зовнішнім середовищем – живим і неживим – вивчає екологія. Предмет досліджень екології – екосистеми, тобто комплекс організмів і неживих компонентів зовнішнього середовища, що взаємодіють між собою в межах конкретних ділянок земної поверхні. Всі живі істоти залежні від умов зовнішнього середовища й адаптовані лише до певних умов побутування. Дія екологічних правил визначена фундаментальними законами біологічної еволюції – мінливістю, спадковістю, природним добором. Для будь-якої екосистеми як тепер, так і в геологічному минулому характерні структурність, енергетика, біотичний кругообіг, тиск відбору і гомеостаз. Кожен вид, як продукт еволюції, займає чітко визначене місце в біосфері. Розподіл живого контрольований абіотичними і біотичними чинниками зовнішнього середовища. Тому рештки палеоорганізмів можна сприймати як індикатори певних факторів зовні-

шнього середовища і, відповідно, як показники певних фацій. Реконструкцією умов побутування палеоорганізмів займається палеоекологія.

Палеоекологія – це наука про взаємостосунки організмів і зовнішнього середовища в геологічному минулому. Її головні завдання:

- з'ясування способу життя вимерлих тварин і рослин;
- визначення взаємостосунків між окремими організмами і типу їхньої взаємодії;
- виявлення ареалів поширення і закономірностей розселення палеоорганізмів;
- реконструкція умов життя і визначення факторів зовнішнього середовища, що контролюють розподіл біоти;
- виявлення змін взаємозв'язків між абіотичними і біотичними чинниками по латералі і в часі.

Головною метою палеоекологічних досліджень є всебічний аналіз місценаходжень решток палеоорганізмів для реконструкції умов їхнього життя і відновлення за ними фізико-географічних параметрів геологічного минулого.

Вихідна одиниця в палеоекології – палеоекосистема, тобто комплекс взаємопов'язаних біотичних і абіотичних комплексів, головними серед яких є органічні рештки, сліди і продукти життєдіяльності палеоорганізмів (біотичні компоненти) та вмісні породи (абіотичні). Розподіл біотичних складових у розрізах нерівномірний, переривчастий і відображає певний ступінь еволюційного розвитку біоти, екологічні стосунки, механізми нагромадження, транспортування і поховання залишків палеоорганізмів. Формування місцезнаходжень викопних фаун і флор – складний і багатогранний процес. В одному місцезнаходженні можуть бути рештки палеоорганізмів, що за життя існували в різних біотопах. За генезисом викопні рештки розділяють на автохтонні (поховані в межах своїх біотопів) і алохтонні (перенесені з інших біотопів). За автохтонними елементами відновлюють умови існування палеоорганізмів, а алохтонні компоненти відображають процеси транспортування органічного матеріалу і динаміку басейнів седиментації.

Головний напрям застосування палеоекологічного методу в стратиграфії – зіставлення різнофаціальних товщ за закономірностями розподілу біоти залежно від чинників зовнішнього середовища.

Методика палеоекологічних досліджень охоплює:

1) седиментологічне вивчення відкладів, що вміщують рештки палеоорганізмів;

2) визначення систематичного складу палеонтологічних решток;

3) тафономічне вивчення, тобто аналіз збереженості решток палеоорганізмів і біостратономічні спостереження, а саме: визначення ступеня насиченості, характеру сортування, розміщення та орієнтування біотичних компонентів, виявлення їхньої приуроченості до певних літологічних типів порід, визначення автохтонних і алохтонних компонентів;

4) виділення екологічних груп організмів за способом життя і факторами середовища (температурою, солоністю, глибиною тощо);

5) виявлення прижиттєвого угруповання, яке існувало на конкретній ділянці палеобасейну, і здатне діагностувати фізико-географічні умови осадонакопичення;

6) з'ясування фаціальної приуроченості фауністичних чи флористичних решток.

Палеоекологічні висновки є синтезом польових, камеральних і лабораторних досліджень. Упродовж польового етапу досліджень виконують повний комплекс седиментаційних і тафономічних спостережень, на камеральному вивчають видовий склад решток палеоорганізмів, виділяють екологічні типи та угруповання, провадять статистичний аналіз отриманих даних тощо. Лабораторний етап передбачає виконання спеціальних досліджень для виявлення параметрів зовнішнього середовища з застосуванням таких методів:

- морфофункціонального (ґрунтується на уявленні про адаптивне значення більшості морфологічних елементів і дає змогу за морфологією таксона робити висновки про умови існування організму);
- актуалістичного (використовує дані про спосіб життя сучасних організмів для з'ясування умов існування близьких за будовою видів геологічного минулого);
- біогеохімічного, а саме: палеотермометрії (визначення палеотемператур за співвідношенням певних ізотопів у складі черепашок молюсків); палеогалометрії (вимірювання солоності палеобасейнів за вмістом хімічних елементів у вапняних скелетах безхребетних) – дають змогу отримати кількісну оцінку деяких абіотичних факторів зовнішнього середовища.

У стратиграфії за допомогою палеоекологічного методу виконують:1) детальну кореляцію розрізів за палеоекологічними і біостратономі-чними ознаками (палеоекологічні ознаки, а саме: прижиттєві кількісні співвідношення видів, їхня приуроченість до певних частин шару, що відповідає місцю та часу їхнього життя, сліди життєдіяльності, прижиттєве орієнтування черепашок, та біостратономічні показники включають: посмертні

кількісні співвідношення, збереженість, орієнтування органічних решток і характер їхніх скупчень – витримані в шарах на невеликі відстані (в десятки кілометрів), їх можна використовувати для пошарової кореляції, вони мають важливе значення для розробки детальних місцевих стратиграфічних схем);

2) виділення стратиграфічних одиниць і кореляцію розрізів за зміною екокомплексів у часі (приклад: виділення горизонтів зі збідненим комплексом фауни);

3) визначення синхронності утворення різнофаціальних відкладів;

4) уточнення стратиграфічних меж.

Той факт, що одновікові відклади можуть бути залежно від умов їхнього утворення відмінними як за літологічним складом, так і за палеонтологічною характеристикою, на перший погляд, значно ускладнює застосування біостратиграфічного методу. Екологічні особливості просторового розподілу організмів раніше тільки ускладнювали роботу стратиграфа. Внаслідок ігнорування фаціальної приуроченості біоти в разі стратиграфічного розчленування та зіставлення досить часто допускали значні помилки. Нерідко за синхронні фауни і флори приймали різновікові, проте однофаціальні фауни й флори, і навпаки, різнофаціальним одновіковим відкладам, що не вміщували спільних видів, приписували різний геологічний вік. Головні позитивні моменти використання палеоекологічного методу полягають у такому: він дає змогу створити детальні стратиграфічні схеми й обґрунтованіше виділяти стратони та корелювати різнофаціальні товщі різних палеогеографічних областей; підвищує достеменність біостратиграфічного методу і розкриває нові напрями застосування палеонтології в стратиграфії; посилює аналітичний елемент у стратиграфії.

4.4. Радіологічні методи

Радіологічні методи визначення абсолютного віку гірських порід ґрунтуються на явищі радіоактивного розпаду хімічних елементів за умови, що швидкість його за весь час існування Землі була сталою, специфічною для кожного елемента. Вимірювання віку виконують за вмістом у породах і мінералах материнських і дочірних продуктів радіактивного розпаду. Вік t визначають в одиницях астрономічного часу (переважно в мільйонах років) і обчислюють за формулою

$$t = \frac{1}{\lambda}\ln\left(\frac{D}{\mu}+1\right),$$

де λ –стала розпаду, відображає частину атомів радіоактивного елемента, що розпадається за одиницю часу щодо первинного вмісту; D – кількість атомів нерадіоактивної речовини, що утворилося за час *t*; μ – кількість атомів радіоактивного елемента в момент вимірювання.

Для визначення віку найчастіше використовують такі типи радіоактивного розпаду:

$$^{40}K+e\rightarrow\left|\begin{matrix}^{40}Ar\\ ^{40}Ca\end{matrix}\right. +\beta;$$

$$^{87}Pb \rightarrow {}^{87}Sr +\beta;$$

$$^{232}Th \rightarrow {}^{208}Pb +6\ {}^{4}He;$$

$$^{235}U \rightarrow {}^{207}Pb + 7\ {}^{4}He\ .$$

Ці типи розпаду є основою найпоширеніших у практиці геологічних досліджень радіологічних методів: калій-аргонового, рубідій-стронцієвого, радіовуглецевого, свинцевого. Об'єктами радіологічних досліджень є метаморфічні і вивержені породи та їхні окремі мінерали, аутигенні мінерали осадових порід, органічні рештки. Радіологічні визначення доцільно виконувати для датування віку стратиграфічних підрозділів в опорних розрізах.

К а л і й – а р г о н о в и й метод використовують переважно для датування магматичних порід за мінералами, що вміщують калій. Це слюди, польові шпати, рогові обманки, піроксени. З огляду на велику міграційну здатність радіогенного аргону цей метод застосовують переважно для визначення віку фанерозойських відкладів, а для осадових порід – лише в тих випадках, коли вони вміщують глауконіт.

Р у б і д і й – с т р о н ц і є в и м методом визначають вік порід і мінералів, що містять рубідій (біотит, амазоніт, мусковіт, мікроклін та ін.). Оскільки міграційна здатність стронцію під впливом різноманітних процесів значно менша, ніж аргону, то цей метод можна застосовувати не тільки для датування фанерозойських, а й докембрійських переважно кислих і середніх магматичних, а також метаморфічних порід.

С в и н ц е в и й метод застосовують переважно для вивчення докембрійських порід, що містять радіоактивні й акцесорні мінерали з ураном і торієм (монацит, циркон, ортит, колумбіт та ін.).

Р а д і о в у г л е ц е в и й метод використовують для визначення віку порід пізнього плейстоцену–голоцену. Масове радіовуглецеве датування проводять для відкладів віком від однієї до 50-60 тис. років. Об'єкти для радіовуглецевого аналізу різноманітні. Це матеріали, що утримують

вуглець: деревне вугілля, деревина, торф, гумус, кості, черепашки молюсків тощо. Радіовуглецеві дані можуть бути викривлені внаслідок різноманітних накладених процесів: гниття, адсорбції вуглецю із ґрунтових вод або повітря. Тому під час відбирання проб треба особливо стежити за чистотою матеріалу. Якщо вік об'єкта прогнозують понад 60 тис. років, то ймовірність точних результатів, отриманих радіовуглицевим методом, низька, оскільки технологія збагачення об'єкта вивчення вуглецем дуже складна. Радіовуглецевим методом визначено абсолютний вік усіх епох зледеніння, вік формування річкових терас та інших об'єктів.

Розвиток названих і деяких інших методів визначення абсолютного віку гірських порід дав змогу створити геохронометричну шкалу абсолютного літочислення. Це сукупність геохронологічних еквівалентів загальних стратиграфічних підрозділів у їхній таксономічній підлеглості, що визначені в одиницях астрономічного часу (мільйонах років) (табл. 6).

Основою геохронологічної (геохронометричної) шкали стали так звані реперні (опорні) точки – породи і мінерали, які мають чітко визначене стратиграфічне положення і чітко визначений час утворення за біостратиграфічними даними. Поки що таких точок мало, оскільки радіологічні методи застосовують лише для вивчення деяких типів осадових порід, що утримують рештки фауни і флори (переважно вулканогенних відкладів і порід з глауконітом). Є декілька варіантів геохронологічних шкал, запропонованих різними авторами. Найновішою є шкала, затверджена 31 сесією Міжнародного геологічного конгресу 2000 р. [23] (табл. 7).

Таблиця 6

Геохронологічні еквіваленти стратиграфічних підрозділів

Стратиграфічні підрозділи	Геохронологічні еквіваленти
Хроностратиграфічні: Акротема Еонотема	 Акрон Еон

Ератема Система Відділ Ярус Хронозона	Ера Період Епоха Вік Хрон
Літостратиграфічні: Серія Світа Верстви з географічною назвою Товща Пачка Пласт-маркер	Час формування
Біостратиграфічні: Регіоярус (горизонт) Біостратиграфічні зони різних видів Гірські породи з ..... (фауною, флорою)	Час формування
Петростратиграфічні: Полікомплекс Комплекс	Час формування
Магнітостратиграфічні: Суперзона полярності Ортозона полярності Субзона полярності	 Суперхрон полярності Ортохрон полярності Субхрон полярності
Кліматостратиграфічні: Кліматоліт Педогоризонт Стадіал	 Термохрон, кріохрон Термохрон Стадія
Сейсмостратиграфічні: Сейсмокомплекс Сейсмогоризонт-маркер	Час формування
Циклостратиграфічні: Цикліти різних рангів	Час формування

Таблиця 7

Геохронологічна шкала (за [23])

Еон	Ера	Період	Геохроно-логічна межа, млн.років	Тривалість, млн. років
Фанеро	Кайнозойська	Четвертинний Неогеновий Палеогеновий	1.75±0.05 23.5±1 65±0.5	65

	Мезозойська	Крейдовий Юрський Тріасовий	135 203±3 250±3	185
	Палеозойська	Пермський Кам'яновугільний Девонський Силурійський Ордовицький Кембрійський	295±5 355±5 410 435 500 540±5	290
Протерозойський	Неопротерозой		1000	1960
	Мезопротерозой		1600	
	Палеопротерозой		2500	
Архейський			4560	2060

4.5. Палеомагнітний метод

У геологічній історії Землі періодично відбуваються зміни геомагнітного поля. Для стратиграфії особливо цікаві зміни полярності – інверсії геомагнітного поля. Це глобальне явище, що виявляється одночасно на всій планеті. Магнітне поле минулого зафіксоване у векторах залишкової намагніченості гірських порід. Упродовж геологічної історії були численні інверсії геомагнітного поля, які призвели до того, що розрізи осадових і вулканогенних товщ виявилися розділеними на численні зони прямої (N-зони) і зворотної (R-зони) намагніченості. Такі інверсії в часі можна реконструювати за допомогою вивчення залишкової намагніченості порід різного віку. Оскільки інверсії одночасно впливали на осади по всій Землі, то шаруваті породи можна розчленовувати на комплекси відкладів, що утворилися між двома інверсіями і відрізняються один від одного прямою чи зворотною первинною намагніченістю порід. Є точна стратиграфічна і хронологічна кореляція прямо і зворотно намагнічених утворень у всьому світі, це дає змогу створити шкали геологічних інверсій або магнітостратиграфічні і магнітохронологічні шкали. Геологічні інверсії нерівно-

мірно розподілені у часі, тому в магнітостратиграфічних і магнітохронологічних шкалах полярності можна виділити одиниці різного рангу. Головні одиниці магнітостратиграфічної шкали (від великих до дрібних) такі: мегазона, гіперзона, супервона, ортозона і субзона. Їхні головні магнітохронологічні аналоги: мегахрон, гіперхрон, суперхрон, ортохрон, субхрон. Мегазони за обсягом приблизно відповідають ератемам загальної стратиграфічної шкали, гіперзони – системам, супервони – відділам, ортозони – ярусам. Опорні регіональні палеомагнітні шкали створені майже для всіх інтервалів фанерозою, вони є в основі шкали геомагнітної полярності фанерозою. В країнах Східної Європи це переважно шкали стратиграфічні, тоді як в західних – вони ґрунтуються на радіологічних датуваннях і є шкалами геохронологічними.

Магнітостратиграфічні дослідження виконують за такими напрямами:

- розчленування товщ за палеомагнітними характеристиками;
- палеомагнітна кореляція регіональних і місцевих стратиграфічних схем та їхнє співвідношення з загальною стратиграфічною шкалою;
- створення єдиної магнітостратиграфічної шкали.

Магнітостратиграфічний метод найуспішніше застосовують для вивчення стратиграфії четвертинних і пліоценових відкладів, обґрунтування геохронологічної шкали, вивчення стратиграфії німих товщ, визначення віку вулканогенних утворень і руд, детальної кореляції розрізів.

Найсприятливішими об’єктами палеомагнітних досліджень є червоноколірні осадові породи, ефузиви, деякі сіроколірні породи і боксити. Саме в цих різновидах імовірніша збереженість первинної намагніченості і найпростіше її визначення.

Основа магнітостратиграфічних регіональних досліджень – це побудова опорного палеомагнітного розрізу, тобто визначення послідовності палеомагнітних зон у тому стратиграфічному інтервалі, який представлений породами регіону, і прив’язка цих зон до регіональної стратиграфічної шкали.

4.6. Геохімічний метод

Розчленування і кореляція відкладів геохімічним методом полягає у вивченні характеру розподілу і міграції хімічних елементів у земній корі. Основне завдання в цьому разі – виявити у розрізах підвищені або знижені концентрації окремих хімічних елементів і межі різкої зміни їхнього вмісту.

Застосування геохімічного методу ґрунтується на вченні про міграцію, розсіяння та концентрацію хімічних елементів у земній корі, що його

розробив всесвітньо відомий український учений В.І. Вернадський. Одне з положень цього вчення – уявлення про загальне розсіяння елементів у гірських породах земної кори, на фоні якого збільшена концентрація окремих елементів є закономірним результатом геохімічної міграції атомів. Характер міграції та геохімічна рухливість атомів залежать від фізико-хімічних властивостей елементів і зовнішніх умов. Оскільки фізико-хімічні власти-вості елементів практично сталі, то геохімічна спеціалізація різних типів осадів, що відображена у різних тенденціях елементів до накопичення, контрольована зовнішніми умовами міграції. Якщо хімічні елементи розташувати в ряд за міграційною здатністю, то кожний елемент буде займати в цьому ряді чітко визначене місце. Зміна зовнішніх фізико-хімічних умов зумовлює зміни міграційної здатності елементів і перебудову їхньої геохімічної рухливості. За М.М. Страховим, ряд геохімічної рухливості в межах конкретного геологічного тіла завжди відображає умови його формування. Отже, є принципіальна можливість виявляти у розрізах за геохімічними даними різні за умовами формування типи відкладів і простежувати їх по латералі.

У разі розробки стратиграфічної основи геохімічний метод відіграє другорядну роль. Найдоцільніше його використовувати з метою розчленування і кореляції одноманітних товщ, слабко схарактеризованих органічними рештками, а саме: морських сульфатно-карбонатних, кременистих, вулканогенних, деяких уламкових порід тощо. Геохімічне вивчення треба починати з найповніших і стратиграфічно добре вивчених опорних або типових розрізів. Отримання геохімічної характеристики всіх стратиграфічних підрозділів у типових розрізах є необхідною умовою для кореляції з ними гірше вивчених і неповних розрізів. Геохімічним методом можна вирішити такі стратиграфічні завдання:

- виділення і простеження маркувальних геохімічних горизонтів;
- кореляція різнофаціальних одновікових відкладів;
- розчленування розрізів з детальністю різного ступеня.

Геохімічне вивчення осадових порід передбачає: опробування, підготовку проб до аналітичних досліджень і аналітичне визначення вмісту елементів у пробах; математичне опрацювання первинної геохімічної інформації та інтерпретація отриманих результатів.

4.7. Геофізичні методи

На територіях, перекритих потужним чохлом четвертинних відкладів, осадові утворення вивчають за допомогою глибокого буріння, під час якого

повний відбір керну практично неможливий. Тому розчленування осадових товщ за літологічними ознаками виконують геофізичними методами. Геофізичні спостереження в свердловинах охоплюють різні види каротажу, а саме: електричний, радіоактивний, механічний, акустичний, індукційний тощо. Всі методи каротажу – це вимірювання певних параметрів фізичних властивостей порід, що утворюють стінки свердловин, спеціальним пристроєм (зондом).

Результатом каротажу є діаграми, на яких у певному масштабі позначають зміну значень фізичних параметрів у всьому розрізі свердловини. Значні зміни певного параметра, зафіксовані на діаграмах, відображають зміну складу порід у розрізі. На цьому ґрунтуються розчленування і кореляція відкладів за допомогою каротажу.

Головні завдання, які вирішують за допомогою геофізичних даних, такі:

- визначення літологічного складу, глибин залягання і потужностей тіл з однаковою літологічною характеристикою;
- кореляція розрізів, а саме зіставлення товщ, що залягають згідно і каротажні діаграми яких мало змінюються від свердловини до свердловини;
- визначення фаціальних заміщень, виявлення незгідностей і розривних порушень.

Достовірні розчленування і кореляція розрізів свердловин, особливо якщо вони розкривають континентальні чи різнофаціальні утворення, можливі лише в разі контролю геофізичних матеріалів даними палеонтологічного і літологічного вивчення керну.

4.8. Циклостратиграфічний метод

Циклостратиграфічним методом вивчають будову осадових товщ. Будь-яке зіставлення відкладів, що чимось відрізняються, ставить перед дослідником питання про причину – фаціальну чи вікову – цих відмінностей і ґрунтується на пошуку маркувальних горизонтів або гомотаксальних (подібних) послідовностей ознак.

Центральне місце в цій проблемі посідає вивчення фаціальної мінливості як у горизонтальному, так і у вертикальному напрямах. Доки шари можна простежувати і вивчати їхні фаціальні зміни, проблем з їхнім зіставленням не виникає. Однак коли вони безпосередньо не простежуються, то співвідношення шарів у розрізі можна визначити лише за допо-

могою виявлення тенденцій фаціальної мінливості та закономірної спрямованості її зміни.

Поверхня Землі розділена на обстановки осадонакопичення. Обстановка осадонакопичення – це геоморфологічна одиниця, яка за фізичними, хімічними і біологічними ознаками відрізняється від суміжних територій. Фізичні параметри охоплюють швидкість, напрям, щільність флюїду, інтенсивність і напрям хвиль, температуру, глибину тощо. До хімічних параметрів належать солоність, окиснювально-відновлювальний потенціал, співвідношення кислотності-лужності седиментаційного середовища тощо. Біологічні параметри відображають склад фауни і флори. Кожна обстановка є генератором певних фацій.

Фація – це комплекс осадів, що утворилися в певних обстановках осадонакопичення. Її визначають за п'ятьма параметрами: літологією, палеонтологією, текстурами, типом палеопотоку, геометрією.

Кількість обстановок обмежена. Їх можна розділити на три групи: континентальну, перехідну від континентальних до морських і морську. На земній поверхні двох ідентичних обстановок нема, кожна з них – зі специфічним набором фізичних, хімічних і біологічних параметрів. Відповідно, є обмежена кількість осадових фацій, які повторюються в часі і просторі. Між різними фаціями в горизонтальному і вертикальному напрямах простежуються як різкі, так і поступові переходи. Внаслідок зміни обстановок у часі утворюються вертикальні і латеральні послідовності фацій, які змінюють одні одних закономірно згідно з законом Вальтера–Головкінського: "вертикальні послідовності фацій утворюються відповідно до горизонтальної послідовності обстановок осадонакопичення." Головний висновок з цього закону такий: фації в розрізі генетично пов'язані одна з одною.

У випадку повторення обстановок осадонакопичення в часі виникає повторення генетичних асоціацій фацій та їхніх послідовностей. Це явище називають циклічністю. Циклічність – характерна риса будови багатьох осадових товщ. Послідовності фацій утворюють осадові цикли. Цикл – це сполучення генетично пов'язаних фацій, що закономірно змінюють одна одну і повторюються у розрізі. В широкому розумінні циклічністю називають більш-менш правильне чергування чи просто повторення тих чи інших особливостей відкладів – чергування пачок теригенних і карбонатних порід, періодичну появу слідів перерв, чергування морських і континентальних відкладів тощо. Осадовим циклом називають інтервал розрізу між двома послідовними однозначними межами, наприклад, між підошвами двох карбонатних або теригенних пачок, між двома перервами тощо.

До циклічно побудованих відкладів належать озерні глини (варви), що складені чергуванням тонкодисперсних та глинистих прошарків з домішкою піску. Два такі прошарки утворюють річний цикл, що відповідає весняно-літньому інтенсивнішому знесенню матеріалу (головно грубозернисті породи) і сповільненому темпу постачання осадового матеріалу в зимовий час (тонкодисперсні породи). Більшу циклічність, ніж варви, має фліш, складений частим чергуванням від двох до п'яти типів порід (пісковики, алевроліти, аргіліти, мергелі, вапняки). Потужність кожного ритму – 10-30 см. Цикли мають чітко виражену градаційну шаруватість (нижня частина грубозернистіша, верхня – дрібнозерниста) і часто біогенні текстури. Найбільша циклічна зміна літолого-фаціального складу характерна для вугленосних відкладів.

Стратони, на які розчленовують ритмічно побудовані геологічні тіла, називають *циклостратиграфічними підрозділами,* або *циклітами*. Кожен цикліт схарактеризований комплексом літогенетичних елементів, які відрізняються один від одного літологічними ознаками та генезисом і посідають чітко визначене місце у взаємному чергуванні. Цикліти можуть бути представлені як одним, так і декількома літогенетичними типами (літогенетичний тип – це порода одноманітного літологічного складу і з певним сполученням генетичних ознак, які свідчать про однорідні умови утворення). Кожен цикліт має індивідуальні особливості будови, які визначені:

- спрямованістю зміни фацій у циклах;
- ступенем витриманості окремих його елементів;
- потужністю циклу загалом, і його окремих елементів.

У кожному цикліті виділяють два ряди фацій, що змінюють один одного. В першому ряді змінюються умови від морських до континентальних (регресивний ряд, або плече), у другому – від континентальних до морських (трансрегсивний ряд або плече). Назву цикліту дають за співвідношенням фацій його початку і кінця.

Залежно від тривалості утворення циклів, їхньої потужності, площі поширення, набору фацій розрізняють цикліти різних порядків – від мікроциклітів, товщина яких становить перші метри, а утворення пов'язане переважно з сезонними (річними) кліматичними коливаннями; до циклітів, формування яких охоплює мільйони років, а потужності – декілька сотень метрів.

Виділяють елементарні цикліти (першого порядку), мезо- (другого), макро- (третього), мега- (четвертого). Цикліти першого порядку – це найменші підрозділи, що складені одним або декількома генетично пов'яза-

ними літогенетичними типами. Їхня потужність – від перших десятків сантиметрів до перших метрів, деколи до 10 м, мало витримані на площі. Цикліти другого порядку складені із мікроциклів з певною спрямованістю зміни їхньої послідовності; потужність – до перших десятків метрів.

Цикліти третього порядку утворені декількома мезоциклами, потужністю до 100 метрів (і до одної тисячі метрів у геосикліналях); відповідають світам або підсвітам, добре витримані по латералі, з чіткими межами, що, за звичай, збігаються з перервами. Межі між ними проводять за перервами або за різкою зміною фацій. Їх позначають цифрами (знизу догори) для кожного порядку циклітів у заданій структурно-фаціальній зоні чи геологічному регіоні. Цикліти повинні мати стратотип.

За циклітами різних порядків, що ієрархічно пов'язані та підпорядковані один одному, будують схеми циклічності (рис. 6).

Утворення циклічних послідовностей є невід'ємною частиною процесу осадонакопичення і проявом універсальної властивості матерії – ритмічності. Походження циклічності викликає суперечки. Більшість учених трактують утворення осадових циклів унаслідок чергування трансгресій і регресій моря, а ті можуть відбуватися як наслідок кліматичних, евстатичних або тектонічних коливань.

Для вивчення циклічно побудованих товщ потрібна певна послідовність досліджень, які виконують у декілька етапів.

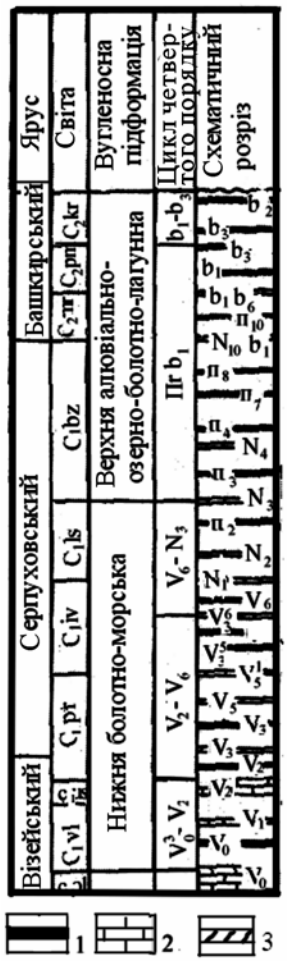

Рис. 6. Схема циклічності кам'яновугільних вугленосних відкладів Львівсько-Волинського басейну (за [20]):

1 – вугільні пласти; *2* – горизонти вапняків; *3* – посідонієві горизонти.

Перший етап передбачає визначення літогенетичних типів порід за такими ознаками: склад, структура, текстура, визначення решток флори і фауни, характер контактів і переходів тощо. Більшість генетичних ознак визначають у полі, в лабораторних умовах отримують лише додаткову інформацію про склад порід і решток палеоорганізмів та умови осадонакопичення. Перший етап закінчують складанням колонки, де відображають усі типи порід і їхні головні генетичні ознаки, намічають фації і цикли. Другий етап – побудова літолого-фаціальних профілів з метою простеження латерального поширення фацій, виділення циклітів, з'ясування характеру їхньої зміни, проведення типізації циклітів, визначення їхньої ієрархії.

Кожен цикліт має індивідуальні специфічні риси будови, які перетворюють його в прекрасний маркувальний горизонт. Найстійкіша ознака для кореляції – спрямованість зміни фацій у циклітах. Набір фацій, потужність як цикліту загалом, так і його окремих елементів є ознаками, специфічними для кожного цикліту і, як звичайно, добре витримані по усій площі. Кореляцію розрізів починають від великих одиниць до дрібних, вона ґрунтується на пошуку, виділенні та зіставленні гомотаксальних послідовностей за комплексом кількісних і якісних ознак, а саме: за потужністю і будовою циклів, характером зміни фацій і переходів одного шару в інший,

за палеонтологічними рештками, конкреціями тощо. Тобто потрібно використовувати всі ознаки, які можуть допомогти виконати достеменну кореляцію. З цією метою вибирають еталонний розріз і з ним зіставляють інші.

Існування циклічності різних порядків уможливлює розчленування та зіставлення розрізів, з різним ступенем детальності.

Для ритмічно побудованих товщ циклостратиграфічний метод часто буває єдино можливим і ефективним методом вивчення та стратифікації.

4.9. Подієва стратиграфія

Подієва стратиграфія ґрунтується на пошуках слідів подій (гідродинамічних, кліматичних, евстатичних тощо), які сильно і короткочасно виявилися на значних площах і відобразилися в різких змінах біоти, режиму седиментації, палеоекологічних умов тощо.

Сучасне покоління спеціалістів, яке вивчає давні епохи розвитку Землі, усвідомлює, що історія її біосфери – не тільки поступовий і величний розвиток. У процесі геологічної історії виділяють етапи, ускладнені різноманітними катастрофами – подіями різного типу, сили і поширення, такими як сильний шторм, повені, турбідитні потоки, землетруси, виверження вулканів тощо. Ці події призводили до утворення осадових товщ з характерними седиментологічними й екологічними особливостями і специфічною послідовністю нашарувань.

Виділяють такі різновиди подієвих відкладів.

1. Вулканічні попілопади – це шари, що утворюються внаслідок вулканічної діяльності у разі заміщення вулканічного попелу глинистими мінералами групи монтморилоніту. Трапляються в різних фаціях, майже не мають ніяких седиментологічних та екологічних особливостей. Їх можна розрізнити лише за мінералогічним і хімічним складом (збагачені монтморилонітом). Простежуються у вигляді малопотужних (від декількох до десятків сантиметрів) шарів на значних площах. Їхнім виділенням і простеженням займається тефростратиграфія.

2. Штормові відклади (темпестити), відклади турбідитних течій (турбідити), великих повеней (інундити) мають декілька спільних особливостей, а саме:

- початок, кульмінацію і спад турбулентних процесів події фіксують за характерними ерозійними седиментаційними текстурами;

- відбувається перерозподіл органічних і неорганічних осадових компонентів у вертикальному (від підошви до покрівлі) і в горизонтальному (від мілко- до глибоководних умов) напрямах;
- змінюється екологічна ситуація: подія призводить до руйнування і масової загибелі мілководних фауністичних груп на значних частинах акваторії, рештки організмів переносяться в інші обстановки; після подій ділянки заселяють колонізаторські форми з іншим набором видів; так виникають послідовності органічних решток, які відображають не біологічні взаємозв'язки, а характер подій.

Тафономічні наслідки подій такі: більшість скам'янілостей руйнуються, роздрібнюються, частково розчиняються. Рухоміші організми можуть пробляти ходи через осади, що їх засипали, залишаючи після себе так звані сліди евакуації. Крім того, значна кількість організмів може бути похована в прижиттєвому стані, тобто відбувається так звана іммурація палеоорганізму.

Події, що призводять до утворення особливих типів відкладів, тривають усього лише декілька днів, проте на значних площах. Тому їх можна використовувати для кореляції відкладів як чіткий синхронний рівень або як вимірювальну лінійку, що на декілька порядків детальніша, ніж рівні еволюційної зміни біоти. У разі точної ідентифікації подієвих шарів ми отримуємо прекрасні маркувальні горизонти, що чітко діагностують певні одновікові стратиграфічні рівні.

Складність процесів і різноманіття подій роблять подієві відклади цікавим об'єктом для суміжного опрацювання седиментологами, геохіміками і палеонтологами.

4.10. Кліматостратиграфія

Регулятором земного життя є клімат – багаторічний режим зміни станів системи океан–суша–атмосфера. Він формується під дією зовнішніх (космічних), геофізичних, географічних і атмосферних факторів. Зміни клімату є ритмічними і закономірними. Цикли кліматичних змін бувають різних порядків – від сезонних річних коливань до змін клімату з періодичністю в 10-12, 23, 42 і 100 тисяч років, а також 1-2 млн. років, залежно від змін геометрії земної орбіти (так звана модель Міланковича). Головні показники клімату – температура, освітленість, вологість. Кожна стадія зміни клімату має певне співвідношення цих параметрів. Емпірично з'ясовано, що в першому наближенні кліматичний цикл складається із чотирьох стадій: тепло + сухо → тепло + волого → холодно + волого →

холодно + сухо. Їх можна об'єднати в дві хвилі – теплу і холодну (за зміною температури), та вологу і суху (за ступенем зволоженості).

Процес осадонакопичення і склад біоти тісно пов'язані з кліматичним режимом. Тому кліматичному ритмові з його двома хвилями і чотирма стадіями буде відповідати кліматоседиментаційний цикл. Фіксування його всіма доступними методами і є головним завданням кліматостратиграфії.

Отже, *кліматостратиграфія* є системою методів палеокліматичних реконструкцій, головне призначення яких – детальне стратиграфічне розчленування і кореляція осадових товщ, тобто під кліматостратиграфією треба розуміти використання палеокліматичної інтерпретації літолого-фаціальних особливостей порід і складу органічних решток як основи стратиграфічного розчленування і кореляції відкладів. Отже, кліматостратиграфія – це не єдиний метод і не принцип розчленування відкладів, а системний підхід, спосіб застосування комплексу методів, які дають змогу використовувати зміни кліматичних умов для стратифікації осадових товщ. Кожний з методів може свідчити про якийсь один або два показники клімату. Однак достовірні уявлення про спрямованість і амплітуду кліматичних змін можна отримати лише за умови сукупного використання даних різних методів.

Можливості кліматостратиграфії обмежені інтервалом геологічної історії, для якого був характерний нестійкий і швидко змінний кліматичний режим. Передусім це льодовикові епохи – пізній рифей, ордовик, карбон і перм. Останнє, найбільше між докембрієм і плейстоценом, зледеніння, що охопило всі південні континенти (Африку, Австралію, Південну Америку та Індію), тривало 90 млн. років – від середини кам'яновугільного до середини пермського періодів. Потім зледеніння почалися у пізньому кайнозої, зокрема останні 3–2 млн. років, для яких характерні коливання типу зледеніння–міжльодовиків'я або похолодання–потепління.

Похолодання супроводжувалося материковим зледенінням у високих широтах і вологим холодним кліматом у позальодовикових областях. У міжльодовиковий час льодовики повністю зникали, узбережжя затоплювали води морських трансгресій, а в позальодовикових областях клімат ставав сухим і теплим.

Реєстрація кліматичних змін має особливе значення для четвертинних відкладів. Багато в чому четвертинна система особлива. Це період з незначною тривалістю (1,8 млн. років), для якого характерні неодноразові заміни різких похолодань потеплінням. Він складений одним відділом, єдиний ярус якого має одну зону *Globorotalia truncalinoides*. У четвертинному періоді визначено п'ять стадій альпійських зледенінь, що охоплювали біль-

шу частину території Європи. За часів максимального поширення льодовиків їхня загальна площа майже утричі перевищувала сучасну. Область поширення мерзлих ґрунтів досягала в Західній Європі теренів півдня Франції. На континентах під час покривного зледеніння виникали широкі перигляціальні зони з тундровими і степовими ландшафтами. Ліси зміщувалися на південь або зникали. За часів міжльодовиків'я відновлювалася близька до сучасної ландшафтно-кліматична зональність. Протягом етапів похолодань межі кліматичних зон зміщувалися у бік екватора, і навпаки.

На території України упродовж четвертинного періоду визначено сім фаз похолодань і потеплінь зі специфічним режимом осадонакопичення, який можна фіксувати за зміною літолого-фаціальних, палеонтологічних та інших характеристик. Кліматоседиментаційні цикли є специфічними стратиграфічними підрозділами, що відображають єдність екзогенних процесів і палеокліматичних змін. Вони локалізовані в межах палеокліматичних поясів, формуються впродовж незначних періодів часу (від 5 тис. до 1 млн. років), значно детальніші й таксономічно менші від ярусу чи зони. Оскільки вони є одиницями нижчого таксономічного рангу, то в разі їхнього визначення потрібно застосовувати інші терміни.

Найчіткіше номенклатура і класифікація кліматостратиграфічних підрозділів викладена в "Стратиграфічному кодексі України". Згідно з ним *кліматостратиграфічний підрозділ* – це сукупності гірських порід, які сформувалися упродовж палеокліматичних ритмів різного рангу. Серед них виділяють (від елементарного до вищого): стадіал, кліматоліт, ступінь.

Стадіал інтегрує гірські породи, які утворилися протягом нетривалих коливань клімату у регіональному масштабі: фаз похолодань в міжльодовиків'я або потеплінь під час зледеніння. Тривалість формування – 5-10 тисяч років. Належать до складу кліматоліту.

Кліматоліт – це сукупність гірських порід, які сформувалися протягом одного кліматичного півритму і виявилися в міжрегіональному масштабі: потепління (міжльодовиків'я) або похолодання (зледеніння). Назву дають за назвою географічного об'єкта. Тривалість формування становить 14-30 тисяч років, належать до складу ступеня.

Ступінь – це відклади, що утворилися протягом повного кліматичного ритму упродовж фаз похолодання і потепління. Тривалість утворення – від 60-90 до 300 тис. років.

Розділ охоплює відклади декількох повних кліматичних ритмів. Тривалість – до 1 млн. років. Межі розділів можна фіксувати за зміною фауни і флори.

На підставі визначення рангів стратонів та їхньої підпорядкованості будують регіональні кліматостратиграфічні шкали, які відображають спрямованість, черговість, масштаб і амплітуду кліматичних подій.

Кліматостратиграфічні одиниці виділяють на засадах палеокліматичного тлумачення як літологічних, так і палеонтологічних характеристик шарів. Кліматостратиграфічні дослідження повинні бути спрямовані на вирішення двох завдань – визначення генетичних типів та з'ясування синхронності їхнього утворення. Важливо, щоб кліматостратиграфічні одиниці, які залягають одні на одних, відрізнялися не тільки генетично, а й за віком. Основою методики кліматостратиграфічних досліджень є детальний фаціальний аналіз, що ґрунтується на комплексному використанні літолого-мінеральних, палеонтологічних і геохімічних індикаторів клімату, та визначення часових стосунків. Найчіткіший літологічний індикатор палеокліматів – склад порід. Тепер загальновідомо, що евапорити (солі, гіпси, аргідрити) свідчать про жаркий і сухий клімат; тиліти (або давні морени) – про нівальний (або льодовиковий) клімат і наявність льодовикових покровів; вугілля – хороший індикатор вологого клімату. Боксити і латерити утворюються винятково в тропічних і субтропічних областях зі значним зволоженням і високими температурами за умови інтенсивного хімічного вивітрювання. Вапняки формуються на різних широтах. До інших літологічних індикаторів клімату можна зачислити:

- асоціації глинистих мінералів (у холодному кліматі утворюються гідрослюда і хлориди, у вологій помірній зоні – монтморилоніт, гідрослюда, а за тропічних умов – каолініт);
- сполуки заліза (тривалентне залізо, що надає породам червоного кольору переважає в областях з аридним і перемінно-вологим кліматом; двовалентне (зеленкуватий колір) – в областях рівномірно-вологого клімату).

Найчутливішим індикатором клімату є наземні рослини. За умовами існування серед них виділяють гідро- (водні), гігро- (біля води), мезо- та ксерофільні рослини. За температурним режимом бувають тропічні, субтропічні, помірні, помірно-холоднолюбні рослини. За домінуванням у рослинних угрупованнях тих чи інших асоціацій рослин можна відновлювати такі показники клімату, як температурний режим і ступінь зволоженості.

Рештки організмів, які побутували у певних умовах, є також носіями інформації про палеоклімати. Тут першорядне значення мають стенобіонтні тварини, які живуть лише в разі певних значень параметрів зовнішнього середовища.

Головні методи палеокліматичних реконструкцій такі:

- різноманітні літолого-фаціальні дослідження;
- палінологічний аналіз (ґрунтується на фіксації міграцій рослинних угруповань і змін холодно- та теплолюбних асоціацій, що дає змогу за кількісною зміною рослин-домінантів у біоценозах визначати кліматичні фази, які відповідають похолоданню чи потеплінню, а також рослинні асоціації різноманітної ландшафтної та географічної належності);
- морфофункціональний аналіз (за особливостями морфології визначає умови побутування (наприклад, у теплому кліматі листя рослин велике, а мале листя з посіченим краєм характерне для холодних зон; розмір черепашок в одного і того ж виду завжди менший у холодних водах));
- біостратиграфічний аналіз решток рослин, фауни ссавців, молюсків, планктонних форамініфер (у разі палеокліматичних реконструкцій застосування цих груп ґрунтується на визначенні просторової амплітуди періодичних міграцій біоценозів);
- аналіз надкрилля жуків, які добре зберігаються у викопному стані й у великих кількостях містяться в континентальних відкладах (для жуків характерна еволюційна стабільність, тому, якщо клімат змінюється, то вони не вимирають, а мігрують; теплі фази клімату сприятливі для проживання, холодні – ні);
- методи кліматичної термометрії (використовують для визначення кількісних показників температурного режиму); до них належать ізотопний, магнезіальний, стронцієвий та інші методи, які ґрунтуються на вимірюванні концентрацій певних елементів та їхніх співвідношень у черепашках форамініфер чи молюсків.

Кліматостратиграфічну методику детального розчленування застосовують переважно для четвертинного періоду і з обмеженнями для пліоцену. Головний ускладнювальний фактор – існування кліматичної зональності, що значно перешкоджає правильному зіставленню відкладів на площі.

4.11. Секвенс–стратиграфія

Одна з головних цілей стратиграфії – визначення просторово-часових співвідношень між фаціями та їхніми асоціаціями в послідовності осадових нашарувань. Однак межі літостратиграфічних одиниць можуть бути

діахронними, внаслідок чого важко піддаються кореляції. Відповідно, біостратиграфічні одиниці мають таку ваду, що їхні межі не завжди пов'язані з фізичними поверхнями, і тому їх складно індентифікувати в розрізах (рис. 7).

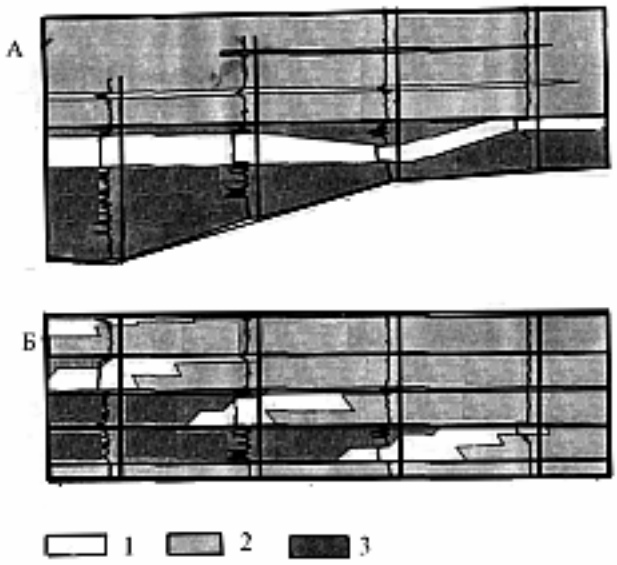

Рис. 7. Приклад літо- (А) і хроностратиграфічної (Б) кореляції (за [25]).
Фації: *1* – глинистих осадів шельфу; *2* – піщаних осадів шельфу; *3* – піщаних і глинистих осадів прибережного моря.

Ключовими аспектами в секвенс-стратиграфії для розуміння будови осадових нашарувань є врахування ролі хроностратиграфічних одиниць, циклічності та зміни положення базису ерозії залежно від рівня евстазії та регіональних тектонічних рухів. Це вчення про співвідношення окремих частин хроностратиграфічних утворень, які складаються із генетично пов'язаних відкладів, що повторюються у розрізі, й обмежені згідними чи незгідними поверхнями нашарування.

Метод зародився в 60-х роках XX ст. як методологічна основа інтерпретації даних сейсморозвідки в нафтогазоносних басейнах і пов'язана з іменами таких дослідників, як Л. Слос, Г. Уілер, П. Вейл та ін. Методо-

логія секвенс-стратиграфії остаточно сформувалася в 80-ті роки XX ст. Її кульмінацією було створення П. Вейлом і спеціалістами американської нафтової компанії "Ексон" шкали зміни рівня світового океану (або евстатичної кривої) для усього фанерозою (рис. 8). Визначення понять та

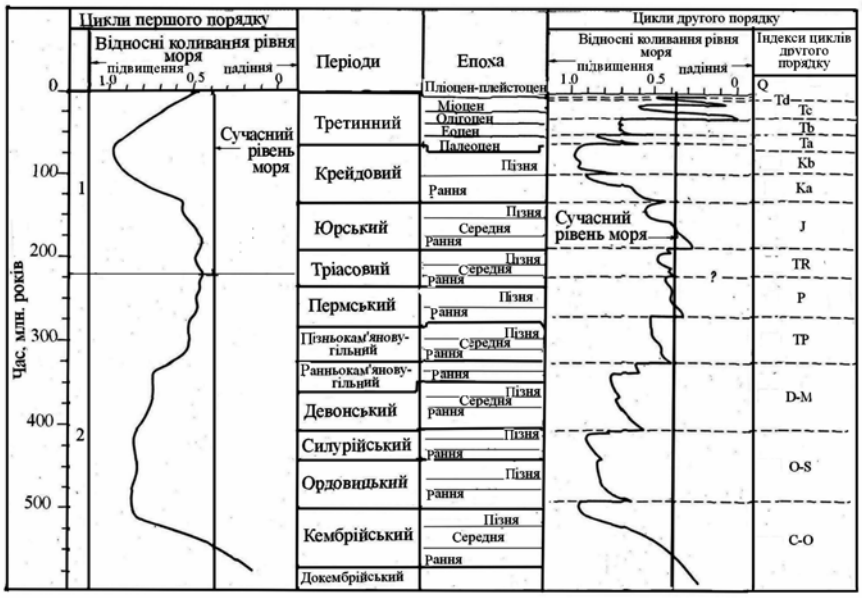

Рис. 8. Фанерозойські евстатичні криві (за [27]).

принципів секвенс-стратиграфії мало переломне значення для вивчення седиментаційних басейнів, розуміння природи осадових нашарувань і було назване третьою революцією в геології (перші дві – фаціальний аналіз і тектоніка літосферних плит).

У 60-х роках інтенсивний розвиток розшукових робіт на нафту та газ із широким застосуванням нових методик сейсморозвідки (МСГТ) дав змогу отримати важливу інформацію про будову осадових товщ, що не відслонюються. Було з'ясовано, що традиційне уявлення про горизонтально-паралельне, послідовне знизу догори накопичення осадових відкладів потребує перегляду. На багатьох сейсмічних профілях простежувалося скісне нашарування відкладів, коли осадові лінзи прилягають одна до одної у вигляді сходинок. Учень Л. Слоса П. Вейл разом з іншими спеціалістами нафтової

компанії “Ексон” висловили думку, що поверхні нашарувань і незгідності, які розділяють породи з різною щільністю і швидкістю проходження сейсмічних хвиль, збігаються не з літологічними, а з хроностратиграфічними межами. І, відповідно, комплекс відкладів, що складений згідною безперервною послідовністю шарів, обмежених знизу й угорі незгідностями і названих секвенсом, можна вважати одиницею хроно-стратиграфічною. Такий підхід у поєднанні з концепцією седиментаційних секвенсів Л. Слоса створив фундамент для нової стратиграфічної методології. Геологічна інтерпретація сейсмічних розрізів перетворилася в сейсмостратиграфію, а її розвиток з позиції фаціального аналізу дав підставу для виникнення секвенс-стратиграфії.

Згідно з секвенс-стратиграфією седиментаційний процес є функцією трьох змінних: постачання теригенного матеріалу з областей зносу, рівня світового океану і швидкості прогинання осадового басейну. Кількість матеріалу, швидкість його накопичення, глибина басейну, положення берегової лінії і розподіл та зміна фацій – це комбінований ефект регіональної тектоніки й евстазії. Причини евстатичних коливань, можливо, космічні, тому зміни рівня Світового океану відбуваються одночасно в маштабах усієї планети і поширені глобально. Визначення глобальних ізохронних рівнів змін Світового океану є головним доробком секвенс-стратиграфії.

Евстатичні коливання відображені в змінах типу нашарувань осадових комплексів з певним набором літологічних і палеонтологічних ознак. Головною стратиграфічною одиницею є *седиментаційний комплекс*, або *секвенс*, – послідовність генетично пов’язаних і фаціально близьких відкладів, що обмежені поверхнями згідного (безперервного) чи незгідного (з перервою у часі) залягання. Межі комплексів утворюються внаслідок збільшення швидкості зниження рівня океану чи зменшення швидкості прогинання дна басейну і можуть бути зумовлені як регіональними тектонічними рухами, так і глобальними змінами евстазії. Межі евстатичного походження ізохронні в усіх басейнах, що пов’язані з відкритим океаном. Незгідності тектонічного походження неодночасні і не простежуються за межами того чи іншого геологічного регіону. Отже, виділення ізохронних глобальних незгідностей є ще одним важливим доробком секвенс-стратиграфії.

Евстатичні коливання ритмічні і відбуваються відносно нуля, за який приймають сучасний рівень Світового океану. Від значень максимального зниження (так зване низьке стояння океану) рівень океану поступово підвищується, досягаючи максимуму (високе стояння океану), після чого знову знижується. Значні зниження рівня океану зумовлюють чималі незгідності.

Секвенс утворюється за повний цикл зміни рівня евстазії між двома низькими стояннями океану (рис. 9).

Періодичні зміни рівня океану і регіональні тектонічні рухи змінюють положення берегової лінії і приводять до циклічного чергування в межах секвенсів генетично пов'язаних фацій. У кожному секвенсі залежно від механізму утворення і характеру будови можна виділити такі парагенетичні ряди фацій, або тракти:

1) *тракт низького стояння* рівня океану виникає за умов надлишкового осадонакопичення, коли матеріалу із областей зносу надходить більше, ніж звільнюється простору для його накопичення. Надлишковий матеріал "скидається" у глибші частини басейну седиментації. Перекомпенсація прогинання накопиченням зумовлює нарощування шельфу в бік палео-басейну і формування регресивної послідовності фацій. Унаслідок цього седиментаційна система зміщується до центра басейну, утворюючи серію сигмоподібних або клиноформних тіл. Таку седиментаційну модель назива-ють *проградаційною* (рис.10, 11);

2) *трансгресивний тракт* формується в разі зміни характеру коливальних рухів, коли швидкість надходження матеріалу дорівнює швидкості прогинання дна басейну. Тоді седиментаційна система нарощується догори, і формується *аградаційна* послідовність фацій;

3) *тракт високого стояння* рівня океану утворюється, коли прогинання дна басейну не є компенсованим. У цьому випадку формуються трансгре-сивні послідовності фацій, які просуваються в бік суші у вигляді сходинок. Це так звана *ретроградаційна* модель (див. рис. 10, 11).

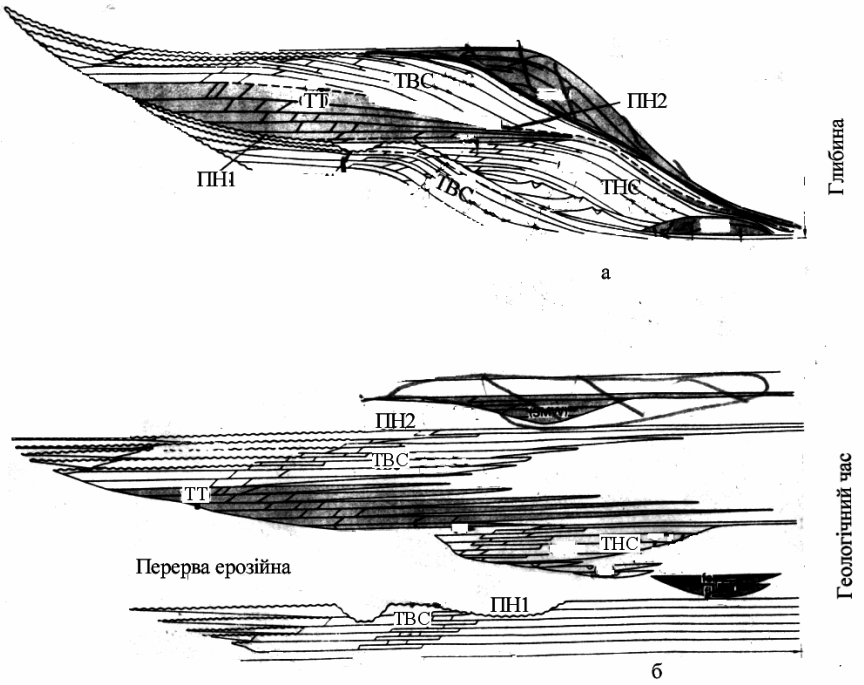

Рис. 9. Розріз (а) і стратиграфічна модель (б) секвенса.

Поверхні незгідностей: ПН1 – першого типу, ПН2 – другого типу. Тракти секвенсів: ТТ – трансгресивний, ТВС – високого стояння рівня океану, ТНС – низького стояння рівня океану.

Отже, кожен елемент секвенсу має певну тенденцію зміни фацій відповідно до фази евстазії, відрізняється умовами утворення і відділений від сусіднього межами, які можуть бути згідними або незгідними.

За будовою стратиграфічних незгідностей і механізмом їхнього утворення виділяють такі типи меж.

Межа першого типу – ерозійна незгідність; фіксує перерву в осадонакопиченні, пов’язану з розмиванням раніше накопичених відкладів. Утворюється, коли швидкість евстатичного зниження перевищує швидкість прогинання дна басейну седиментації. Збігається з межами сенквенсів.

Межа другого типу – незгідність, пов’язана з відсутністю осадонакопичення. Утворюється, коли швидкість зниження рівня Світового океа-

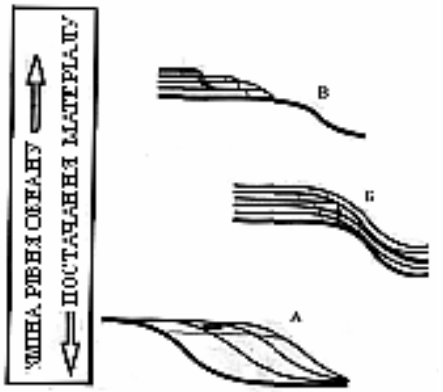

Рис. 10. Механізм утворення і моделі будови трактів.

А – проградаційна ; *Б* – аградаційна; *В* – ретроградаційна.

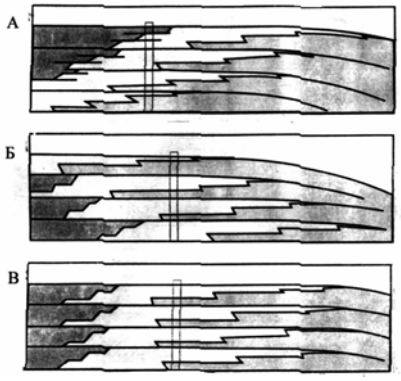

Рис. 11. Зіставлення розрізів трактів залежно від їхньої будови.

А – проградаційне; *Б* – ретроградаційне; *В* – аградаційне.

ну є меншою, ніж швидкість опускання дна палеобасейну. Такі перерви локального або регіонального поширення фіксують межі трактів.

Характер стратиграфічної незгідності є головним критерієм виділення різних типів меж осадових комплексів (рис. 12).

Бічне прилягання і прилягання до підошви з виклинюванням осадових верств за падінням свідчать про перерву другого типу, утворення якої пов’язане з відсутністю седиментогенезу. Прилягання до покрівлі також зумовлене періодом без осадонакопичення, оскільки базис акумуляції був занадто низьким, щоб осадові шари могли зростати догори. Характер контактів складний. Незгідності часто переходять одна в одну та в ізохронні з ними поверхні узгодженого нашарування. Коректність розчленування осадових послідовностей на секвенси і тракти залежить передусім від правильної ідентифікації поверхонь незгідностей.

Перелічені особливості будови секвенсів можна використовувати для визначення змін рівня Світового океану в певному регіоні. Про підняття океану свідчить перекриття берега – почергове переміщення до берега літо-

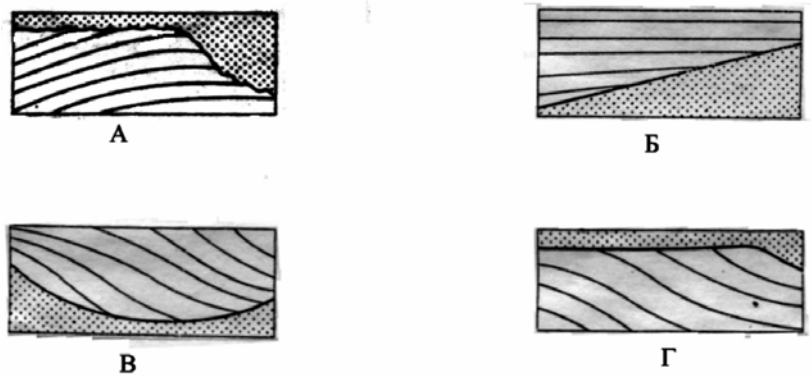

Рис. 12. Типи стратиграфічних меж:
А – межа першого типу: ерозійна незгідність; *Б-Г* – межі другого типу: незгідності пов'язані з відсутністю седиментогенезу: *Б* – бічне прилягання; *В* – прилягання до підошви з вклинюванням за падінням; *Г* – прилягання до покрівлі.

ральних чи прибережних відкладів, що залягають в основі морської товщі. Зниження рівня океану відображається в переміщенні прибережних фацій на гіпсометрично нижчий рівень.

Поділ осадових відкладів на секвенси, тракти, простеження поверхонь, пов'язаних з процесами глобальної евстазії, формує потужний інструмент для виявлення часових і просторових співвідношень осадових порід. Процедура інтерпретації передбачає хроностратиграфічний аналіз та побудову стратиграфічної моделі комплексу, складеного генетично пов'язаними шарами, що циклічно повторюються й обмежені незгідностями або ізохронними з ними згідними поверхнями (рис. 9). Фундаментом секвенс-стратиграфії є добре фактографічно обгрунтоване положення, що структура осадових секвенсів – це функція коливань евстазії і положення регіонального базису ерозії.

На відміну від класичної стратиграфії, секвенс-стратиграфія не тільки фіксує будову осадових товщ, а й пояснює динаміку утворення стратиграфічної послідовності осадових верств залежно від евстазії і характеру регіональних тектонічних рухів, визнає головним механізмом утворення не безперервне послідовне горизонтально-паралельне нашарування (знизу догори) осадів, а бокове переривчасте заповнення палеобасейну з утворенням сигмоподібних, клиноформних тіл. Найважчою частиною застосування ме-

тоду секвенс-стратиграфії в практиці геологічних досліджень є вилучення впливу локальної тектоніки, відокремлення евстатичного "сигналу" від регіонального "шуму". Попри це, практична придатність цього методу підтверджена результативністю розшукових робіт нафтових компаній у світовому масштабі, і визнання її у 90-х роках міжнародним стандартом вивчення геологічної будови осадових товщ.

5. ОСОБЛИВОСТІ СТРАТИГРАФІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ТЕРИГЕННИХ І КАРБОНАТНИХ ВІДКЛАДІВ

Особливості стратиграфічних досліджень визначені об'єктом досліджень, тому залежно від типу відкладів для їхнього розчленування та кореляції використовують різні методи.

Теригенні відклади становлять приблизно 77% від загальної маси порід на платформах і 58% у складнодислокованих комплексах. Вони є головним предметом стратиграфічних досліджень. Їх розрізняють за генезисом, складом, ступенем диференціації осадового матеріалу, стійкістю ознак на площі тощо. Найбільше відрізняються підходи до розчленування та кореляції морських і континентальних теригенних товщ. Континентальні теригенні відклади різноманітного генезису (алювіальні, еолові, озерні, гляціальні тощо), фаціально мінливі, невитримані по латералі, бідні на фауністичні рештки, утворюють на площі і в розрізі тіла складної конфігурації невеликих розмірів, у будові яких досить велика частка грубоуламкового матеріалу. Головні методи розчленування і кореляції континентальних відкладів – фаціально-циклічний, літолого-петрографічний, макрофлористичний, палінологічний, екостратиграфічний, а також їхні комбінації: фаціально-палінологічний, еколого-тафономічний, літолого-тафономічний тощо.

Фаціально-циклічний аналіз завдяки використанню комплексу літолого-петрографічних, палеонтологічних, геофізичних та інших даних дає змогу визначити генезис континентальних теригенних тіл, їхню форму, поширення на площі, зони фаціальних змін. Як приклад: алювіальні відклади розрізняють за розмірами уламкових порід (у їхній будові часто беруть участь від грубоуламкових до глинистих утворень), на площі вони утворюють стрічкоподібні тіла значної довжини і складної конфігурації, що прорізають підстильні породи. В перерізі мають форму лінз зі складною внутрішньою будовою. По латералі й у вертикальному розрізі алювіальні відклади найчастіше переходять в осади заплав річок, озер, боліт.

Одновікові рівні у континентальних відкладах виділяють за допомогою макрофлористичних даних та палінологічного аналізу. Особливо ефективним виявився фаціально-палеоекологічний метод вивчення континентальних відкладів, що ґрунтується на комплексному літолого-фаціальному, тафономічному, макро- та мікрофлористичному вивченні порід і дає змогу визначити зміни та повторення в часі ландшафтно-екологічних обстановок. За ними виконують детальне розчленування і зіставлення розрізів.

Для морських теригенних відкладів загалом характерні витриманість на площі, закономірні зміни гранулометричного складу, чергування з карбонатними, вулканогенними або кременистими породами, значний вміст різноманітних органічних решток. Ці відклади утворюються у порівняно сталих палеогеографічних умовах переважно в межах різноманітних зон континентального шельфу, де вони представлені добре відсортованими піщано-глинистими породами з характерними структурно-текстурними ознаками.

Після локальних катастрофічних явищ (штормів, землетрусів тощо) у морських акваторіях виникають різноманітні турбулентні процеси, наслідком яких є утворення специфічних генетичних типів порід – подієвих відкладів: темпеститів (відклади штормів), турбідитів (відклади турбідитних потоків), інундитів (відклади повеней), для яких характерні такі спільні риси:

- переважно уламковий склад;
- специфічні седиментаційні (переважно ерозійні) текстури;
- певна почерговість нашарувань;
- перерозподіл органічних і неорганічних компонентів.

Подієві відклади вивчають методами подієвої стратиграфії, а саме: за комплексом седиментологічних, літологічних, тафономічних, палеоекологічних, біостратономічних і геохімічних ознак. Виявлення перерахованих типів відкладів у розрізах має важливе значення для детальної стратиграфічної кореляції, оскільки катастрофічні події відбувалися усього декілька днів, охоплювали значну територію і є синхронними рівнями. Наслідки цих подій, зафіксовані в осадах, можна використовувати як надійні маркувальні горизонти в разі детальної кореляції басейнових утворень.

Карбонатні відклади. Карбонатні товщі переважно морського генезису поширені в складчастих областях і на платформах. Їхнє нагромадження приурочене до басейнів з високою біопродуктивністю та незначним постачанням теригенного матеріалу. Більшість карбонатних шельфів розташовані в тропічній чи субтропічній зоні, рідше вони трапляються в полярних широтах.

Вибір методики для стратиграфічного розчленування і кореляції карбонатних відкладів залежить від геологічного віку, палеогеографічних умов і структурного положення. Різний підхід до стратиграфічного вивчення карбонатних відкладів передусім пов'язаний з етапами біогеохімічної еволюції Землі. В археї карбонатні відклади поширені мало, їхній генезис остаточно не з'ясований. Серед літологічних типів найпоширеніші кальцифіри, особливості будови яких визначають мінералогічними, літологічними, геохімічними методами. Із фанерозою з появою карбонатовидільних організмів вміст карбонатних відкладів збільшується. Загальну картину розподілу карбонатних товщ у фанерозої відображає діаграма, запропонована М.М. Страховим (рис. 13).

За складом спочатку домінували доломіти, потім збільшився вміст вапняків. У мезозої різко розширилися зони карбонатонакопичення, які захопили не тільки шельфові області, а й глибоководні частини океанічних басейнів. Як звичайно, карбонатні відклади утворюють потужні і витримані на площі геологічні тіла з циклічною будовою, значним вмістом фауністичних решток, більш-менш одноманітним літологічним складом. Для їхнього стратиграфічного вивчення поряд із літологічними методами застосовують фаціально-циклічний та біостратиграфічний аналізи. Перший дає змогу виділити та простежити на площі цикли різних порядків, їхню підпорядкованість у розрізі, а другий – визначити синхронні рівні та обґрунтувати стратиграфічний поділ.

Особливе місце серед карбонатних відкладів посідають викопні органогенні тіла (біостроми, біогерми, рифи тощо). Вони значно поширені у відкладах фанерозою і часто містять скупчення вуглеводнів. Утворюють специфічної форми масивні карбонатні тіла різних розмірів (від перших метрів до перших кілометрів), що різко контактують з вмісними відкладами. Близько розташовані органогенні споруди утворюють ланцюги довжиною у сотні кілометрів. Незалежно від віку органогенні споруди складені ясними масивними вапняками з високою пористістю, специфічними текстурами і численними рештками колоніальних тварин і рослин. Головними рифобудівниками в фанерозої були різноманітні водорості і тварини (археоціати, корали, моховатки, форамініфери тощо). Залежно від екологічних особливостей організмів, скелет чи черепашка яких складені кальцитом і арагонітом, виділяють два типи рифоутворюючих асоціацій, що пов'язані

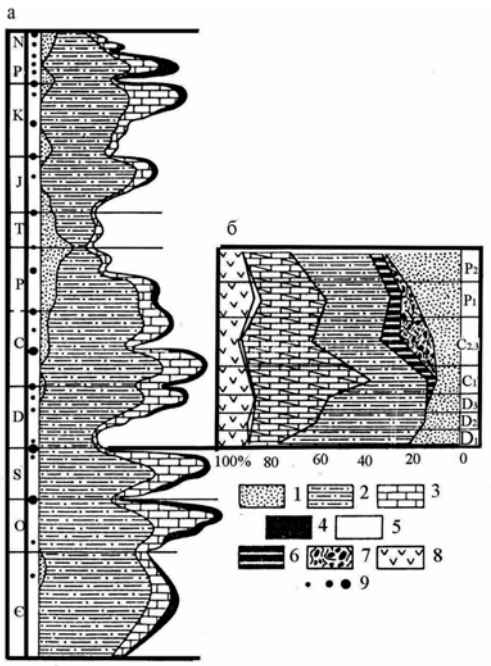

Рис. 13. Зміна поширення головних типів відкладів у часі: *а* – за Страховим М.М.; *б* – за Роновим А.Б. і Хаіним В.Е. (в [5]).

Відклади: *1* – континентальні уламкові; *2* – морські уламкові; *3-4* – крем'яні; *5* – соленосні; *6* – вугленосні; *7* – льодовикові; *8* – вулканогенні.

з водами різних широт. Асоціація форамол характерна для вод помірної зони, складена переважно бентосними форамініферами, молюсками, моховатками, вапнистими багряними водоростями, тоді як тропічна асоціація хлорозоа охоплює ще й герматипні корали і вапнисті зелені водорості.

Для рифових споруд характерна латеральна зміна фаціальних обстановок від глибокого басейну, рифового осипу, рифового фронту і до тилової лагуни (рис.14).

Своєрідність будови викопних органогенних споруд і такі їхні властивості, як масивність, різкі контакти з вмісними відкладами, строкатість і швидка зміна фацій, просторова відокремленість біогермних тіл, різний склад органічних решток, специфічний характер літолого-фаціальної та палеоекологічної зональності значно ускладнюють їхнє стратиграфічне вивчення.

Методи і прийоми стратиграфічних досліджень у районах розвитку викопних біогермів визначені їхніми розмірами та характером латерального поширення і повинні вирішувати такі завдання:

- виявлення конфігурації і просторового розміщення літолого-фаціальних зон у межах масиву;

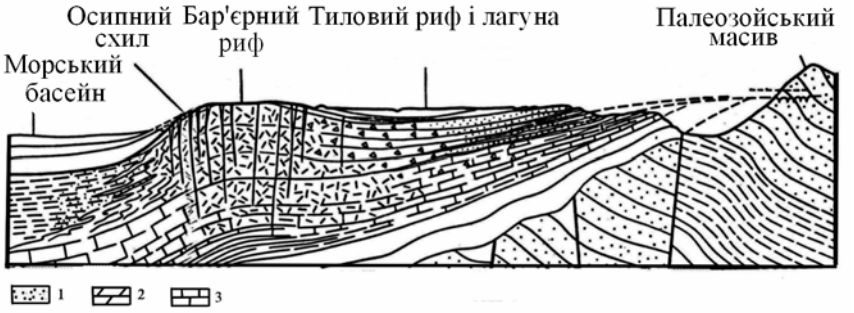

Рис. 14. Схематичний розріз рифового комплексу (за [26]).
1 – сірі пісковики; *2* – доломіти; *3* – фації рифового комплексу – доломіти і вапняки.

- визначення складу палеобіоценозів, характерних для кожної зони;
- кореляція різних частин органогенних масивів;
- кореляція розрізів біогермних споруд і вмісних відкладів.

Вирішення цих завдань можливе в разі детального комплексного літолого-фаціального, біостратиграфічного і палеоекологічного вивчення розрізів з викопних рифогенних споруд. Умови рифоутворення потрібно реконструювати лише за повним обліком фаціальних характеристик.

6. СТРАТИГРАФІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ НА ПЛАТФОРМАХ І У СКЛАДНОДИСЛОКОВАНИХ КОМПЛЕКСАХ

Осадові товщі платформ відрізняє проста будова, майже горизонтальне залягання, витриманість на великій площі і незначні потужності. Вони формувалися переважно в континентальних умовах чи в умовах епіконтинентальних (епейричних) морів з фаціальними комплексами, що складені переважно уламковими і карбонатними породами, із значним вмістом мілководної фауни. Регіональна мінливість порід є незначною, оскільки ділянки платформ виступають як єдині блоки, і тектонічна дискретність розвинена слабко. Відклади платформ розчленовують за літолого-фаціальними особливостями і біостратиграфічними даними. Кореляцію проводять за виявленими стійкими літолого-петрографічними ознаками, фізичними

властивостями порід, маркувальними горизонтами, комплексами фауни, флори, спорово-пилковими даними, радіологічними визначеннями тощо.

Для складнодислокованих комплексів характерне інтенсивне порушення первинного залягання порід та існування різнопорядкових систем складок і комплексів, які простежуються в межах фанерозойських складчастих областей у вигляді широких (до декількох десятків кілометрів) і лінійно витягнутих (до декількох сотень кілометрів) складчасто-розривних зон. Їх називають зонами альпінотипної складчастості. Тектонічну будову роз-шифрувати дуже важко. Такі самі труднощі виникають у разі з'ясування стратиграфічної послідовності, аналізу потужностей і визначення віку відкладів. Власне стратиграфічні методи, які з успіхом використовують у тектонічно простих районах, стають під час вивчення складнодислокованих комплексів малоефективними, тому їх треба замінювати структурно-стратиграфічними дослідженнями, в процесі яких на різних етапах стратиграфічні дані є головними для розуміння тих чи інших елементів тектонічної будови, і навпаки, структурні дані дають змогу розуміти чи уточнити будову нормальної стратиграфічної послідовності. Розшифрування тектонічної структури складнодислокованих комплексів неможливе без розуміння механізмів їхнього утворення. За останніми даними модель тектонічної еволюції таких регіонів – це послідовне відкриття і закриття океанічних структур з ранньою стадією відкритого океану, утворенням турбідитів і горизонтів екзогенних брил серед мулів і фінальною стадією зіткнення континентів, коли глибоководні осади насувалися на континентальний край. Ця модель відома як *цикл Уілсона*, за прізвищем дослідника, який її вперше запропонував (рис. 15).

Стратиграфічне вивчення складнодислокованих комплексів повинно мати характер комплексних польових структурно-стратиграфічних досліджень і охоплювати виявлення та простеження літологічних реперів, розшифрування тектонічної структури, розробку стратиграфічної схеми. Літологічні репери (маркувальні горизонти, пачки, угруповання верств) повинні бути з чіткими відмінними речовинними ознаками, які б давали

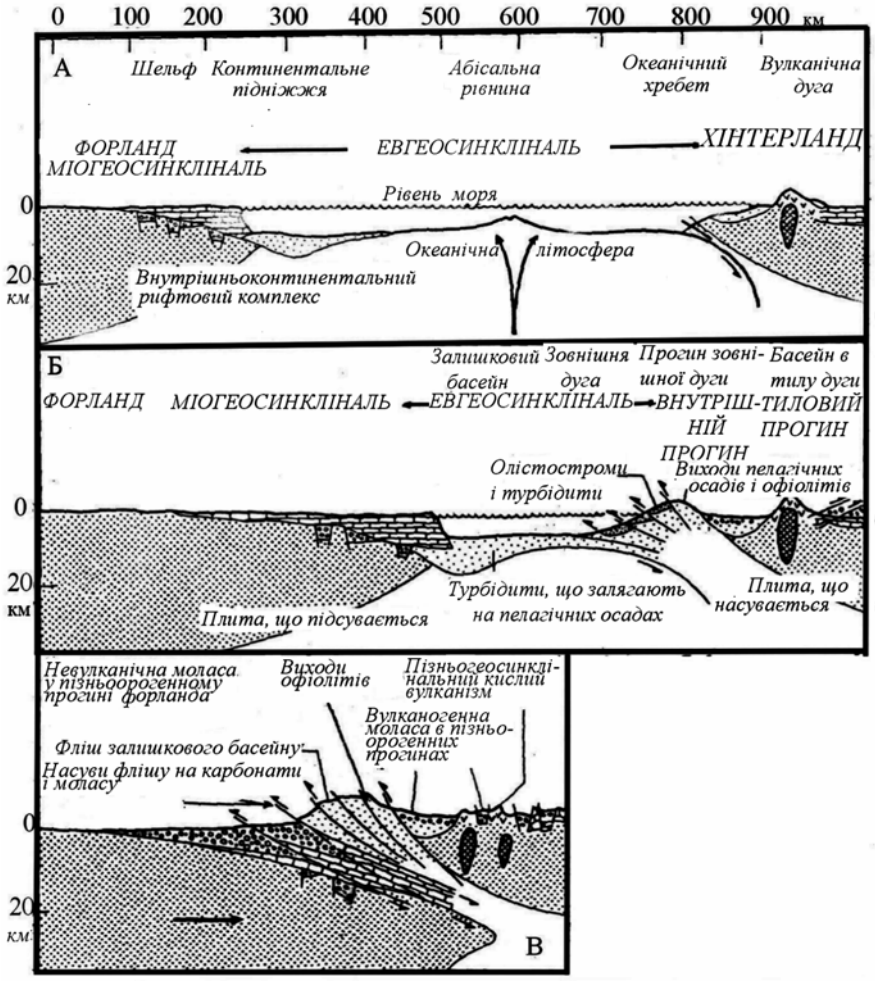

Рис. 15. Цикл Уілсона: відкриття океану, субдукція і зіткнення континентів (за [26]).

А – спрединг і субдукція; *Б* – залишковий басейн: орогенна чи флішова стадія; *В* – зіткнення: пізньо- і посторогенні стадії.

змогу пізнавати репери навіть у невеликих відслоненнях. Їх необхідно простежувати, якщо можливо на всій площі досліджуваного району. Необхідно також виявити і картувати контакти стратиграфічних підрозділів. Результатом детального простеження літологічних реперів і меж між товщами є створення основи для розуміння тектонічної структури.

Головне завдання на цьому етапі досліджень – виявлення тектонічних контактів (поверхонь розривних порушень), які є межами блоків, пластин, скиб; а також внутрішньої будови окремих тектонічних елементів. Для визначення стратиграфічної послідовності й аналізу потужностей вивчають розрізи передусім на опорних ділянках, які є найповніші за набором порід і містяться в тектонічних блоках з найменш порушеним заляганням порід. Розрізи блоків зіставляють між собою і так визначають загальний порядок залягання товщ, пачок і пластів. Досвід вивчення складнодислокованих комплексів свідчить, що райони їхнього поширення є несприятливими об’єктами для стратиграфічних досліджень. Результати їхнього вивчення не завжди однозначні. І тому саме в таких регіонах опорні стратиграфічні розрізи, на яких ґрунтуються існуючі стратиграфічні схеми, потрібно сумлінно перевіряти в польових умовах.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

Основна:

1. *Данбар К., Роджерс Дж.* Основы стратиграфии. – М.: Изд-во иностр. л-ры, 1962.
2. *Жижченко Б.П.* Методы стратиграфических исследований нефтегазоносных областей. – М.: Недра, 1969.
3. *Жиньо М.* Стратиграфическая геология. – М.: Изд-во иностр. л-ры, 1952.
4. *Леонов Г.П.* Основы стратиграфии. – М.: Изд-во Москов. ун-та.– Т.1, 2.– 1974, 1973.
5. Практическая стратиграфия /Под ред. И.Ф. Никитина, А.И. Жамойды. – Л.: Недра, 1984.
6. *Степанов Д.Л., Месежников М.С.* Общая стратиграфия. – Л.: Недра, 1979.
7. *Степанов Д.Л.* Принципы и методы биостратиграфических исследований. – М.: Гостоптехиздат, 1958.
8. Стратиграфічний кодекс України. – К., 1997.
9. *Тесленко Ю.В.* Краткий справочник по стратиграфической терминологии для осадочных образований фанерозоя. – К.: Наук. думка, 1982.
10. *Хедберг Х.* Международный стратиграфический справочник. – М.: Мир, 1978.

Допоміжна:

11. *Афанасьев Г. Д., Зыков С.И.* Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. – М.: Наука, 1975.
12. *Иванов Г.А.* Угленосные формации. – Л.: Наука, 1967.
13. *Егоян В.Л.* О некоторых основных положениях общей стратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 12, с. 3–13.
14. *Мейен С.В.* Введение в теорию стратиграфии. – М.: Наука, 1989.
15. Сейсмическая стратиграфия. Использование при поисках и разведке нефти и газа / Под ред. Г. Пейтона – М.: Мир, 1982.
16. *Соколов Б.С.* Стратиграфия и геологическая картография // Изв. АН СССР. Сер. геол.– 1991.– № 12.– С. 3–13.
17. Стратиграфический кодекс СССР. – Л., 1977.

18. *Харленд У.Б., Кокс А.В. и др.* Шкала геологического времени. – М.: Мир, 1985.
19. *Хеллем Э.* Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. – М.: Мир, 1983.
20. *Шульга В.Ф., Лелик Б.И., Гарун В.И. и др.* Атлас литогенетических типов и условия образования угленосных отложений Львовско-Волынского бассейна. – К.: Наук. думка, 1992.
21. *Шиндевольф О.* Стратиграфия и стратотип. – М.: Мир, 1975.
22. *Ashley G.H. et al.* Classification and nomenclature of rock units (Report of the Committee of Stratigraphic nomenclature) // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists.– 17.– № 7.– P. 843–863.
23. Internetional Stratigraphic Chart. Compiled by Jürgen Remane at al. UNESCO, JUGS. 2000. 16 p.
24. *Porebski S.I.* Podstawy stratygrafii sekwencji w sukcesijach klastycznych // Przeglad Geologiczny. 1996. Tom 44, № 10. – P. 995–1006.
25. Sea-level changes: an integrated approach / ed. Wilgus C.K., Hastings B.S. et al. – Special publications of Society of economic paleontologists and mineralogists. – Tulsa, Oklahoma, 1988.
26. *Mitchell A.H.G., Reading H.G.* Sedimentation and tectonics // Sedimentary environments and facies. – Blackwell, Oxford, 1978. – P. 439–476.
27. *DuDresnay K.* Le milien récifae fossile du Jurassique inférieur (Lias) dans le domaine des Chaines atlasiques du maroc // Mem. Bull. Rech. Geol. Min. No. 89. – 1977. – P. 296–312.

ЗМІСТ

1. МЕТОДОЛОГІЧНІ ОСНОВИ СТРАТИГРАФІЇ. 4
1.1. Визначення стратиграфії, об'єкт та предмет її досліджень. 4
1.2. Мета та головні завдання стратиграфії,
рівні стратиграфічних досліджень. 6
1.3. Структура стратиграфії. 8
1.4. Принципи стратиграфії. 10
1.5. Характеристика стратиграфічного підрозділу. 11
1.6. Загальні принципи виділення і кореляції стратонів. 12

2. КЛАСИФІКАЦІЯ І НОМЕНКЛАТУРА СТРАТИГРАФІЧНИХ
ПІДРОЗДІЛІВ. 15
2.1. Категорії стратиграфічних підрозділів. 15
2.2. Місцеві стратиграфічні підрозділи. 18
2.3. Регіональні стратиграфічні підрозділи. 19
2.4. Загальні стратиграфічні підрозділи. 23
2.5. Стратиграфічні шкали та схеми. 24
2.6. Стратиграфічний кодекс. 25

3. СТРАТИГРАФІЧНА ОСНОВА. 32
3.1. Етапи підготовки стратиграфічної основи. 32
3.2. Опорні і типові стратиграфічні розрізи. 33

4. МЕТОДИ РОЗЧЛЕНУВАННЯ І КОРЕЛЯЦІЇ ОСАДОВИХ ТОВЩ. . 36
4.1. Літологічний метод. 36
4.2. Біостратиграфічний метод. 43
4.3. Палеоекологічний метод. 54
4.4. Радіологічні методи. 58
4.5. Палеомагнітний метод. 62
4.6. Геохімічний метод. 64
4.7. Геофізичні методи. 65
4.8. Циклостратиграфічний метод. 66
4.9.Подієва стратиграфія. 70
4.10.Кліматостратиграфія. 71
4.11.Секвенс-стратиграфія. 76

5. ОСОБЛИВОСТІ СТРАТИГРАФІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ
ТЕРИГЕННИХ І КАРБОНАТНИХ ВІДКЛАДІВ. 83

6. СТРАТИГРАФІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ НА ПЛАТФОРМАХ І

У СКЛАДНОДИСЛОКОВАНИХ КОМПЛЕКСАХ. 87

Список літератури. 91

Навчальне видання

Роман Йосипович Лещух
Антоніна Валентинівна Іваніна

Стратиграфія

Навчально-методичний посібник

Підп. до друку Формат 60x84/16.
Папір друк. Друк. на різогр. Умовн. друк арк.
Обл. - вид. арк. Тираж прим. Зам.
Видавничий центр
Львівського національного університету імені Івана Франка
79000 Львів, вул. Дорошенка, 41.