

В осадовому басейні виділяють: *вісь* – лінію з'єднання найнижчих точок дна басейну; і *депоцентр* – ділянку басейну з максимальною потужністю осадів.

Контрольні питання

1. Схарактеризуйте частини локальних седиментаційних систем.
2. Які глобальні закономірності поширення осадового матеріалу?
3. Де зосередженні найпотужніші скупчення осадового матеріалу?
4. Схарактеризуйте лавинну седиментацію.
5. Назвіть рівні глобальної седиментації.
6. Наведіть приклади сучасних найбільших локальних седиментаційних систем Землі.
7. Порівняйте форми глобальної седиментації.
8. Як побудовані пасивні окраїни континентів?
9. Порівняйте будову пасивних і активних окраїн континентів.
10. Схарактеризуйте різні види топографічних басейнів.

6. СЕДИМЕНТАЦІЙНІ СЕРЕДОВИЩА ТА ФАЦІЇ

6.1. Фації та їхні ознаки

Осадова порода є не тільки продуктом специфічних джерел знесення, транспортування, а й стану середовища осадонагромадження. Деякі осадові породи, наприклад, хемогенні, не дають жодної інформації про живлячу провінцію чи процеси транспортування і відображають лише умови, у яких вони утворилися; інші породи, такі як кластичні (уламкові), містять дані не тільки про історію, яка передувала акумуляції осадів, а й про седиментаційне середовище.

Поверхню Землі можна розділити на зони чи області за різними ознаками. Екологи виділяють екосистеми, ландшафти або природно-територіальні комплекси, седиментологи області знесення та області седиментації, або місця, де відбувається осадонагромадження.

Поняття “середовище”, “умови” осадотворення та “фації” трактують неоднозначно, нині їх активно обговорюють.

Поверхня Землі і тепер, і в геологічному минулому поділена на седиментаційні середовища. Хоча кількість типів середовищ обмежена, на земній поверхні нема двох ідентичних, кожне з них має специфічне сполучення фізичних, хімічних і біологічних параметрів. Кожне середовище генерує певні комплекси осадів. Комплекс осадів, що утворилися в певних середовищах осадонагромадження під час взаємодії певних фізичних, хімічних і біологічних параметрів, називають *фацією*.

Середовище осадонагромадження – це місце в географічній оболонці, де утворюються осади; *умови* осадона-

громадження – це комплекс параметрів седиментаційного середовища, які впливають на утворення осади́в; *фація* – це комплекс осади́в кожного конкретного седиментаційного середовища, продукт певного середовища, що утворюється за певних умов (під дією взаємопов’язаних параметрів середовища).

Седиментологія, поєднана з ученням про фації, стала основою фаціального аналізу, який широко використовують у геології для відновлення умов осадонагромадження, пізнання історії розвитку нашої планети та розшуків корисних копалин. Її методологічні засади остаточно оформлені в 60–80-ті роки ХХ ст., це вчення вважають революційним відкриттям у геології. Оскільки з певними фаціями пов’язані певні корисні копалини, то фаціальний метод широко застосовують для розшуків таких копалин, як нафта, газ, вугілля, металеві руди, розсіпні родовища дорогоцінного каміння тощо.

Ознаки, за якими визначають фації, можна об’єднати в чотири групи: літологічний склад, палеофауністичні та палеофлористичні комплекси, текстури, геометрія фацій. Фація може бути утворена з осади́в одного складу або комплексу осади́в різного літологічного складу. Осади́в однорідного літологічного складу формують *шар*. Фація, утворена осадами́в відмінного складу, сформована певною послідовністю (перешаруванням) шарів різного літологічного складу.

Фація – це геологічне тіло, що має певну форму та, як будь-яка геометрична фігура, обриси, розміри – довжину, ширину (латеральна протяжність та витриманість на площі) і товщину (потужність). Форма фації, її розмір, поширення на площі визначені середовищем осадонагромадження.

Будь-яке об’ємне тіло можна схарактеризувати обрисами в плані і формою поперечного перерізу. Форма фацій у плані може бути ізометрична, видовжена, стрічко-, смугоподібна або неправильної форми; в поперечному перерізі: видовжена – у вигляді шару або сукупності шарів; лінзоподібна – звужена до країв, одна поверхня опукла, інша – плоска; як клин – розширена до одного кінця і звужена до іншого; у вигляді

сигмоподібного тіла, що називають клиноформа (рис. 38).

Фації – це геологічні тіла найрізноманітніших розмірів з відмінними латеральним поширенням і витриманістю шарів на площі. Поширення фацій і шарів на площі обмежене – шари одного складу заміщені шарами іншого. І, відповідно, на площі відбувається зміна одних фацій іншими. Вони можуть зникати з розрізів двома шляхами (рис. 39).

Кожне середовище генерує не один літологічний тип осади́в, а їхню сукупність. Найчастіше фація утворена поєднанням шарів різного літологічного складу, які відділені один від одного поверхнями нашарування. Характер контактів може бути поступовий (це зони перешарування різних літологічних типів порід) і різкий (раптова зміна літологічного

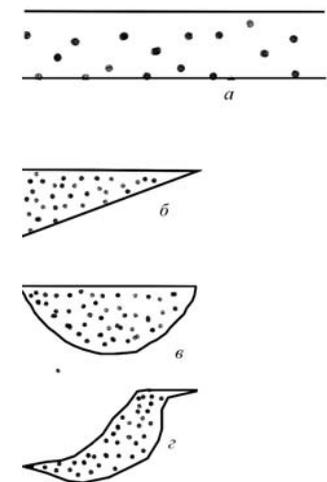


Рис. 38. Форми поперечного перерізу фацій: а – шар; б – клин; в – лінза; г – клиноформа

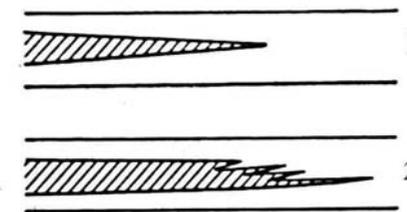


Рис. 39. Латеральне заміщення фацій 1 – вклинювання; 2 – виклинювання з розщепленням.

складу). Між фаціями контакти можуть бути як поступові, так і різкі, ерозійні. У фаціях виділяють нижню, верхню та бокові – (латеральні) межі.

6.2. Класифікації середовищ осадоногодження та фацій

Є два підходи до класифікації седиментаційних середовищ: за домінуванням седиментаційних процесів і за геоморфологічними ознаками.

Вивчення сучасної поверхні Землі засвідчує, що є ділянки з переважанням процесів ерозії (ерозійні обстановки, або області знесення), обстановки рівноваги та ділянки з переважанням відкладення осадів (обстановки осадження, або седиментаційні середовища).

Ерозійні обстановки характерні для континентів і охоплюють, головню, гірські хребти. В них інтенсивно відбувається звігрювання і швидка денудація. Деколи в цих обстановках утворюються осади з льодовиків, грязьових потоків. Однак через інтенсивну ерозію такі відклади ефемерні й зазнають швидкого розмивання. Інтенсивна ерозія може бути також під водою – у підводних каньйонах. Проте в аквальних умовах осадження домінує над ерозією, тому водойми зачислено до обстановок осадження. Аквальні осади становлять 90 % усього осадового покриття Землі.

До обстановок рівноваги належать ділянки Землі на суші і під водою, які тривалий час не були еродовані і в їхніх межах не відбувалася акумуляція осадів. За таких умов відбувається інтенсивна хімічна зміна субстрату, переважно його ущільнення. Приклади: рівнини внутрішніх частин континентів. У водних умовах такі обстановки розміщені в межах континентальних шельфів та в абісальних рівнинах.

Класифікації седиментаційних середовищ і фацій за геоморфологічними критеріями різноманітні й виконані з різним ступенем детальності. Загальноновизнана класифікація поділяє середовища і, відповідно, фації на три групи: континентальні, морські й перехідні від континентальних до морських. Континентальні охоплюють наземні (пустельні, льодовикові) і водні (річкові, болотні, озерні). Перехідні середовища об'єднують дельтові, лагунні та літоральні (зона припливів-відпливів). До морських належать рифові, неритові (глибини до 200 м), батіальні (до 2 км) та абісальні середовища.

6.3. Характеристика головних типів седиментаційних середовищ і фацій

Група континентальних середовищ осадоногодження та фацій. Річкове середовище і фації.

Процеси, пов'язані з діяльністю річок, охоплюють як ерозію, так і накопичення осадів. Річки є головним шляхом транспортування осадового матеріалу з областей знесення в області седиментації, з аеральної частини локальних седиментаційних систем в аквальну. Однак не весь осадовий матеріал потрапляє до морів або озер, деяка його кількість відкладається в транспортному руслі у вигляді алювію.

Кожній річці властиві одна-прямлена течія, транспортування осадового матеріалу вниз за течією, зміна або коливання рівня води (внаслідок повеней), турбулентність руху, мінливі швидкості потоку, стрічкоподібна форма. Річки переносять велику кількість осадового матеріалу всіма способами: волочінням, сальтацією, у вигляді суспензій і в розчиненому стані.

Кожна річка має водозбірний (збігається з осадозбірним) басейн – площу, яка постачає в річку воду й осадовий матеріал. Суміжні водозбірні площі розділені вододілом. На водозбірній площі невеликі струмки зливаються разом і впадають у головний потік у вигляді приток.

Згідно з класичною концепцією річкову систему можна схарактеризувати трьома стадіями розвитку: молодість, зрілість і старість. Стадія молодості є початком розвитку річкової системи, характерна для річок гірських областей, переважає ерозія. Стадія зрілості супроводжується утворенням заплави і домі-

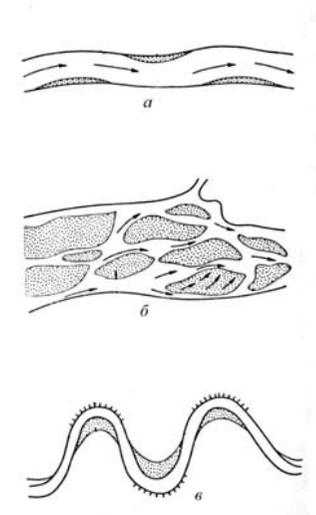


Рис. 40. Форма русла річок
а – прямолінійна; б – розгалужена; в – звивиста

нуванням процесів седиментації – утворюються осади заплави і мілин. Стадія старості простежується в місцях впадіння ріки в морський басейн. Тут заплави декількох річок зливаються, вододіли не чіткі. Русло річки розгалужене. Головні річкові осади формуються на стадії зрілості й старості.

В плані річка має певну конфігурацію, яка залежить від особливостей рельєфу, кількості осадів, їхніх властивостей. Виділяють три форми русла: *прямолінійну* (трапляється зрідка), *розгалужену*, якій властиве послідовне розділення і об'єднання потоків навколо алювіальних островів, швидке переміщення осадів і часта зміна розміщення русла (найчастіше простежується в гірських ріках), і *звивисту*. Можливі безперервні переходи від одного русла до іншого (рис. 40).

Розгалужені річкові системи є біля гірських хребтів. Розгалуження річок залежить від кута нахилу дна. Розгалужені русла виникають на крутіших схилах, а звивисті – на пологих. Розгалужені річкові системи переважно осадом матеріалом, тому постійно формуються річкові мілини і коси з грубоуламкових відкладів. Алювій розгалужених річок складений з гравію русел, скісношаруватих пісків мілин і кіс. Дрібноуламкові осади рідкісні й у вигляді невеликих тіл. У вертикальному розрізі розгалужених річок формуються випадкові послідовності шарів.

Зі збільшенням відстані від витоків кут нахилу дна річки зменшується, вигинання русла збільшується і вниз за течією з'являються широкі заплави, що їх перетинають звивисті русла. Кількість пелітового матеріалу збільшується, а гравію і піску зменшується. В сучасному алювії звивистих річок вони становлять до 10 %. У звивистих річках спокійна бокова міграція русла дає правильну послідовність осадів зі зменшенням зерен догори і відповідним набором текстур. Характерною рисою алювію звивистих річок є циклічна будова товщ. Цикл складений з двох частин – нижньої грубозернистої та верхньої переважно пелітової.

Річкові фації мають стрічкоподібне поширення на площі, лінзоподібну форму поперечного перерізу з опуклою підшвою та незначні потужності (у перші десятки метрів).

Озерне середовище і фації. За Р. Селі [22], озера – це скупчення неморської води, обмежені сушею. Вони різноманітні за розміром, формою, глибиною, солоністю, можуть існувати довго або бути тимчасовими (*плайя* – тимчасові озера в знижених ділянках пустель). Озера є в гірських і рівнинних районах. За солоністю змінюються від прісних до гіперсолоних. Параметри озерних середовищ мінливі й визначені кліматом, геоморфологічним розташуванням озера, його походженням. Загальна ознака озерних середовищ – обмежене поширення на площі, специфічний склад фауни і флори, мінливість та залежність умов від клімату.

В озерах гумідного клімату утворюються теригенні осади, розподілені за законами механічної осадкової диференціації. Домінують піщано-глинисті осади, добре відсортовані, горизонтальношаруваті, деколи зі знаками бриж або нечіткою скісною шаруватістю. У деяких озерах утворюються карбонатні осади (озера Мічиган, Цюріхське). В аридних умовах для озер характерна хомогенна седиментація з утворенням доломітів, гіпсів, солей.

Розміри та витриманість озерних фацій успадковані від середовища. В поперечному перерезі озерні фації мають лінзоподібну форму, потужності – від перших десятків до перших сотень метрів.

Група середовищ і фацій, перехідних від континентальних до морських. Лагунне середовище і фації. Прикладом перехідних середовищ є лагуни. *Лагуни* – це неглибокі водойми, зв'язані з морем вузькими протоками. Від відкритого моря вони відділені бар'єрними островами (або барами). Лагуни разом з поясом барів простягаються вздовж берегової лінії на багато кілометрів (наприклад, лагуна Мадр у Мексиканській затоці протяжністю 200 км). Важливим морфологічним елементом лагун є протоки, через які їх заповнює морська вода, що надходить під час зміни рівня води (внаслідок припливів, відпливів, штормів, під дією вітру). Глибини лагун досягають перших десятків метрів. Від суші лагуни часто відділені смугою боліт. На відміну від морського басейну, у лагунах солоність води відрізняється

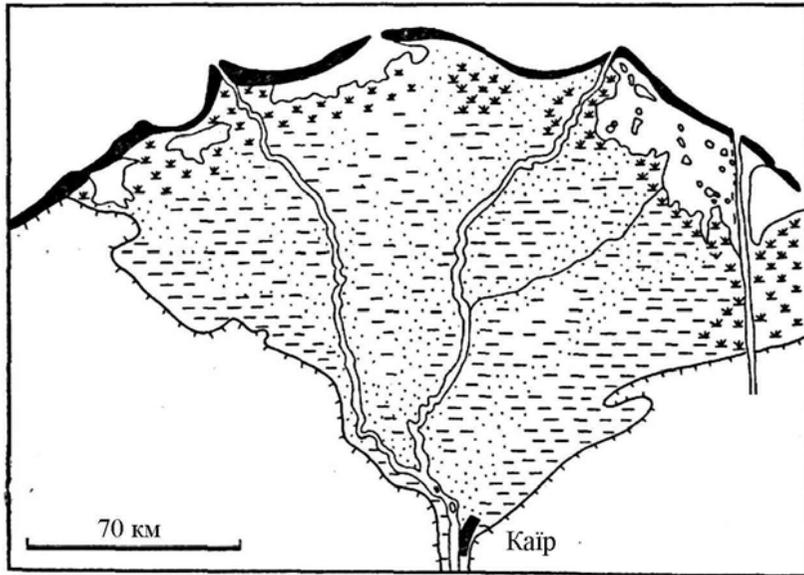


Рис. 41. Карта сучасних дельтових фацій дельти Нілу, за [21]:

- 1 – руслові піски проток; 2 – морські барові піски; 3 – мул дельтової рівнини;
4 – болота; 5 – межа дельтових порід.

від нормальної. Якщо в лагуну впадає річка, то солоність води лагуни зменшена, під шаром прісної води є води солоні. Якщо прісна вода не надходить, то вода лагуни може мати підвищену солоність. Солоність разом з кліматом є чинниками, що визначають розподіл і склад фауни в лагуні.

У лагунах накопичення осадів є головним седиментаційним процесом. Поширення осадів у межах лагуни контролюване гідродинамічним режимом, кількістю осадового матеріалу і кліматом. Осади лагун найчастіше тонкозернисті, пелітові. У помірному кліматі в лагунах відбувається накопичення класичних порід, у сухому – відкладення евапоритів, а у вологому тропічному – утворення карбонатів. За постійного рівня моря лагуни з часом заповнюються осади і вона перетворюється в серію

боліт. Більшість осадів нешарувата, однак часто з біогенними текстурами. Швидкість осадонагромадження в лагунах – приблизно 30–50 мм за рік. Лагунні фації мають значне поширення на площі у вигляді смуги і невеликої товщини – у перші десятки метрів.

Дельтове середовище і фації. Геродот грецькою буквою “дельта” (Δ), що має форму трикутника, назвав область, де річка Ніл перед впадінням у Середземне море розгалужена на численні рукави. Цей термін надалі почали широко застосовувати.

Дельта – це ділянка суші, утворена річкою біля її гирла там, де річки виносять у море таку кількість уламкового матеріалу, що морські течії не в стані його перерозподілити в морському басейні. У напрямі моря швидкість течії ріки зменшується, відкладається щораз менший за розміром уламковий матеріал у щораз глибших морських водах. Русло річки ніби нарощується, просувається в бік моря (рис. 41).

Дельти складні за морфологією (виділяють авандельту – надводну частину дельти, підводну дельтову платформу, дельтові схили тощо).

Для дельтових середовищ характерне поєднання параметрів річкових і морських середовищ, наявність морської та прісноводної фауни, велика швидкість накопичення осадів (до 20 см за рік), перевага однонаправлених течій, осувні явища тощо.

У дельтових фаціях домінують піщано-глинисті осади різного ступеня сортування, зі знаками бриж, різними типами шаруватості й біогенними текстурами, комплексами морських і наземних палеоорганізмів. І текстурні особливості, і ступінь сортування дуже мінливі. Потужності – до перших десятків кілометрів, значна площа поширення, у поперечному перерезі – велика клиноформа.

Група морських середовищ і фацій. Класифікацію морських середовищ виконують за двома головними критеріями: глибиною і кількістю та інтенсивністю надходження осадового матеріалу з континенту. За глибинами розрізняють такі зони: *літоральну* (зона припливів і відпливів); *неритову* – до краю континентального шельфу (глибина до 200 м); *батіальну* – відповідає континентальному схилу (до глибини 4 км); *абісальну*

(ложе Світового океану) – глибини в межах 4–6 км; *ультраабісальну* –глибоководні жолоби (глибини понад 6 км).

Літораль найчастіше зачислюють до перехідних середовищ. Неритова, батальне та абісальне середовища – типово морські.

Неритове середовище і фації. Континентальний шельф є підводною ділянкою, що простягається від берегової лінії до глибини приблизно 200 м, тобто до точки геоморфологічного профілю, якій властива різка зміна кута нахилу (там пологий схил шельфу змінений крутонахиленим континентальним схилом). Середня ширина шельфу – 70–75 км, максимальна – до 1,3 км.

Для цього середовища характерно таке:

- вплив регіональних чинників, таких як клімат, сезонні зміни температури та освітленості;
- високий вміст кисню у воді;
- різноманіття біосу – представників рослинного і тваринного світу;
- специфічний гідродинамічний режим.

Базис дії хвиль розділяє неритові води на дві зони. Вище базису – сильні хвилі з навіперемінним напрямом, спричинені переважно припливами, відпливами та штормами. Нижче базису динаміка води слабка.

За гідродинамічним режимом і глибинами шельф розділений на дві зони: *внутрішню* до глибини 70–80 м і *зовнішню* до глибини 200 м. Для внутрішньої зони характерні інтенсивний гідродинамічний режим і наявність донних течій. Хвилювання поширене практично до дна, тому осади часто перемішаються. Турбулентність води приводить до її насичення киснем, тому геохімічні умови тут завжди окисні. Найпоширеніші осади – дрібноуламкові (піски й алеволіти), добре відсортовані, але зі слідами розмивів, знаками бриж, скісно- і хвилястошаруваті з численними біогенними текстурами. У гумідному теплому кліматі у внутрішній неритовій зоні відкладаються карбонатні породи – вапняки, складені рештками скелетів різних тварин, в аридних зонах – доломіти.

Для зовнішньої зони характерно: глибини – до 130–200 м, зрідка 300–500 м, загалом спокійна гідродинаміка, постійних

хвилювань нема, донні течії неактивні, перерозподіл осадового матеріалу відбувається в завислому стані у верхній частині водної товщі, мало змінні температура та солоність. Органічний світ менш різноманітний. Найпоширеніші відклади – глинисті осади з горизонтально- та хвилястошаруватими текстурами, високим вмістом органічної речовини, вапняки значної потужності.

До мілководних морських утворень належать *риффи*. Це карбонатні споруди скелетних організмів, що у вигляді купола піднімаються над загальним рівнем морського дна. Стійкий каркас рифу будують корали, вапняні водорості, моховатки. З рифами пов'язані губки, форамініфери, двостулкові молоски, гастроподи, голкошкірі. Склад комплексу організмів-рифобудівників залежить від кліматичних умов. Виділяють дві асоціації: форамол і хлоразоа. Перша характерна для вод помірної зони, складена моховатками, молосками, червоними водоростями та форамініферами; друга – теплолюбна тропічна – із зелених водоростей та шестипроменевих коралів. Рифи відрізняються за розміром, будовою, розміщенням. Можуть мати вигляд ізольованих піднять на дні моря та серії лінійно близько розміщених піднять або складно побудованих рифових тіл. Простягаються паралельно і близько до берега або розміщені на краю шельфу.

Сучасні рифи за геометрією є такі:

- *берегові* – лінійно витягнуті паралельно до берега біогенні споруди;
- *бар'єрні* – лінійні утворення, відділені від суші лагуною;
- *атоли* – рифи округлої форми, відділяють лагуну від відкритого моря;
- *біогерми* – окремі ізольовані тіла на дні моря.

Рифоутворення відбувається на глибинах у перші десятки метрів за нормальної солоності, високих або помірних температур, доброї освітленості й у прозорій воді з інтенсивною гідродинамікою, що сприяє збагаченню води киснем. Для рифових утворень характерні карбонатний склад і масивні текстури.

Батіальне середовище і фації відповідають континентальному схилу до глибини 4 км.

Для них характерно таке:

- контрастність рельєфу дна – круті схили, глибоководні каньйони;
- перепади глибин;
- однобічне транспортування осадового матеріалу;
- мінливий гідродинамічний режим, наявність донних течій і активне перемішування води;
- широкий розвиток густинних (турбідитних) потоків.

Турбідні потоки формують групу підводнохвилових відкладів, а саме: зсувні утворення, осади турбідних течій тощо. Турбідні течії (або каламутні потоки) – це рідкий мул зі значним вмістом піщаного матеріалу у завислому стані, що має здатність текти нижче шару чистої води під дією сил гравітації, сповзаючи вниз по схилу підводного каньйону.

У батіалі в межах континентального підніжжя утворюється фліш, для якого характерне ритмічне послідовне чергування малопотужних прошарків двох-п'яти різновидів порід (пісковик-алевроліт-аргіліт-мергель-вапняк); значне поширення біогенних (сліди повзання), осувних, градаційних текстур та конволютної шаруватості. Батіальні фації дуже поширені в геологічних розрізах, вони утворюють потужні (у декілька кілометрів) флішові товщі геосинклінальних областей.

Абісальне середовище і фації поширені в сучасних океанах, займають приблизно 60 % поверхні дна Світового океану. Їхні характерні ознаки такі:

- незначна кількість уламкового осадового матеріалу, переважно тонкодисперсного (пелітового);
- органічний світ збідненого складу, домінують пелагічні форми, переважно планктонні організми;
- гідродинамічний режим спокійний, існують тільки різної інтенсивності донні течії;
- сталі температури (в межах нуля), солоність, світла нема;
- рельєф дна різноманітний – є і рівнини, і жолоби, і високі підводні океанічні хребти.

Осади двох типів: органогенні (вапняні і крем'яні мули, складені скелетами планктонних організмів, переважно одноклітинних тварин – форамініфер, радіолярій) і теригенні – різноманіт-

ні мули (червона глина, сірий, блакитний мул тощо). Швидкість їх накопичення – один міліметр за 1000 років.

Давні абісальні відклади дуже рідкісні.

6.3. Послідовності фацій

Кількість типів середовищ осадонагромадження обмежена, відповідно, обмежена й кількість фацій. І середовища, і фації закономірно розміщені в просторі і послідовно змінюють одна одну на земній поверхні. Середовища осадонагромадження (і відповідно фації) на площі утворюють *латеральні ряди* (послідовності), в яких вони взаємопов'язані та заміщують одна одну.

З часом середовища змінюються й утворюються вертикальні послідовності фацій. Зміни відбуваються під впливом авто- й алоциклічних механізмів. Автоциклічні (внутрішні) процеси діють поступово, відображають певну стадію розвитку середовища (наприклад, озеро заростає і перетворюється у болото) і формують генетично пов'язані вертикальні послідовності фацій. Унаслідок автоциклічної зміни середовищ з часом чи закономірного заміщення їх у просторі утворюються вертикальні й латеральні послідовності фацій, які змінюють одна одну закономірно згідно з **законом Вальтера-Головкінського**: *вертикальні послідовності фацій утворюються відповідно до латеральних (горизонтальних) рядів середовищ осадонагромадження*.

Алоциклічні механізми є зовнішніми, виникають унаслідок тектонічних рухів, раптових змін клімату, коливань рівня Світового океану чи дії катастрофічних явищ – вивержень вулканів, землетрусів тощо. Вони утворюють вертикальні ряди генетично відмінних фацій, що розділені перервами в осадонагромадженні.

Середовища можуть змінюватися дуже повільно й існувати багато мільйонів років (океани). На континентах зміна середовищ осадонагромадження (і, особливо, площі їхнього поширення) відбувається частіше.

Кількість типів середовищ осадонагромадження, як відомо, обмежена, тому з часом відбувається їхнє повторення, унаслідок

чого повторюються і фації. Це явище називають *циклічністю*. Циклічність є характерною рисою будови багатьох осадових товщ. У широкому розумінні циклічністю називають більш-менш правильне чергування будь-яких ознак осадових порід: чергування двох чи трьох пачок з однаковим літологічним складом, періодична поява слідів перерв, чергування морських і континентальних відкладів тощо. До циклічно побудованих товщ належать озерні відклади (*варви*), *фліш* (часте чергування двох-п'яти типів порід – пісковика, алевроліту, аргіліту, мергелю, вапняку), вугленосні товщі, складені циклітами значної товщини.

Формування вертикальних послідовностей, які складені шаруватими осадовими утвореннями, є невід'ємною частиною осадонагромадження. За тривалу історію Землі внаслідок глобального седиментогенезу утворилася потужна оболонка з осадових порід, яку називають *стратисферою*.

Навколо питання про походження циклічності (як і повторення фацій) завжди відбувалися бурхливі дискусії. Суперечки породжує не тільки утворення циклічних товщ, а й шаруватих осадових утворень і стратисфери загалом. Чому відбувається процес осадонагромадження? Чому осади формуються в певних місцях, а в інших їх нема, які механізми керують процесами седиментації? Які чинники контролюють розподіл фацій? Сьогодні не на всі задані питання є відповіді. Ще не створено достовірної й однозначної концепції осадонагромадження, багато чого не зрозуміло. Можна сказати, що до створення загальної теорії седиментогенезу ще далеко. Наразі визначено лише генеральні напрями:

- будь-яка осадова порода (чи осад) є функцією станів області знесення, транспортувального середовища й області седиментації;
- стан областей знесення, седиментаційного і транспортувального середовищ визначений рельєфом, кліматом, тектонікою, які пов'язані з ендо- й екзогенними процесами;
- вертикальні осадові послідовності відображають дію внутрішніх (зміну середовищ, зумовлену автоциклічними поступовими локальними змінами) і зовнішніх (алоцик-

лічних) (вплив коливань рівня моря, зміни клімату, тектонічних рухів в області знесення чи області седиментації) чинників;

- поширення фацій залежить від великої кількості причин (або чинників), найважливіші серед них – седиментологічний контроль, характер надходження осадового матеріалу, клімат, тектоніка, зміни рівня океану тощо.

Седиментологічний контроль означає, що процеси седиментогенезу в середовищі осадонагромадження є самоконтрольовані і позначаються на поширенні фацій. Приклад: ріки формують заплави, потім рано чи пізно проривають береги, щоб знайти нове русло.

Надходження осадового матеріалу. Формування фацій залежить від складу осадового матеріалу, його розміру, кількості, швидкості надходження і дальності перенесення. Чи буде відкладатися пісок або мул, залежить і від седиментологічних процесів, і від того, чи надходить цей матеріал. Щодо об'ємів осадового матеріалу, то тут найчастіше виникають дві ситуації:

- матеріалу надходить мало, виникає його дефіцит; якщо малий об'єм осадового матеріалу супроводжується прогинанням басейну седиментації, то басейн не заповнюють осади, він поглиблюється, і відбувається *трансгресія* (наступ моря на сушу);
- матеріалу багато, він не встигає розподілятися в басейні седиментації, відбувається його заповнення і наступ суші на море (*регресія*).

Клімат впливає на стан області знесення, зокрема, на інтенсивність зітрювання, темпи денудації, об'єм осадового матеріалу, швидкість та спосіб його перенесення, порядок утворення порід, розподіл седиментаційних середовищ на площі. Зміни клімату приводять до змін середовищ. Клімат зумовлений космічними і земними (вплив океанічних течій, розміри і розташування суші) причинами тощо.

Тектоніка передусім виражена в ступені розчленування рельєфу і визначає взаєморозміщення областей знесення (підвищених ділянок) і седиментації (знижених ділянок) та їхній зв'язок.

Коливання рівня океану можуть бути глобальними (евстатичними) і локальними – характерними для окремих басейнів. Підвищення рівня води зумовлює трансгресії, зниження – регресії. Причини евстатичних коливань, можливо, космічні (зміни об'єму Землі, зміни об'єму води – замерзання, відтаювання льодовиків). Зміни рівня води окремих водойм (локальні) спричинені зміною клімату, тектонікою (субдукція, спрединг), ізостатичним прогинанням під великою масою осадових порід, висиханням басейну та зменшенням кількості осадового матеріалу тощо.

Контрольні питання

1. Наведіть визначення фації.
2. Які головні форми залягання фацій?
3. Схарактеризуйте обстановки ерозії, рівноваги й осадження.
4. Схарактеризуйте головні типи континентальних середовищ і фацій.
5. Чи належать до континентальної групи дельтові середовища?
6. Схарактеризуйте головні типи морських середовищ і фацій.
7. Які типи осадів утворюються в лагунних середовищах?
8. Яке латеральне поширення річкових середовищ?
9. Що таке риф і в яких умовах він формується?
10. Назвіть головні ознаки батіальних середовищ.
11. Наведіть визначення закону Вальтера–Головкінського.
12. Як утворюються вертикальні послідовності осадових порід?
13. Що контролює процеси осадоагромадження?
14. Наведіть визначення циклічності.

7. ГЕОЛОГІЧНЕ ПОШИРЕННЯ ГОЛОВНИХ ТИПІВ ОСАДОВИХ ПОРІД

7.1. Класифікації осадових порід

Класифікація приводить до точності думки дослідника і є дуже цінною для дисциплінованого мислення. Головні завдання будь-якої класифікації такі:

- відображення ідей чи концепцій в узагальненому (кодованому) вигляді;
- систематизація та впорядкування наших знань про предмет досліджень;
- уніфікація номенклатури – введення системи понять для однозначного розуміння предмета досліджень.

Осадові породи дуже важко класифікувати, оскільки вибір класифікаційних параметрів досить складний. Осадовим породам властива сукупність ознак, з яких тільки дві чи три обирають для класифікації. Неможливо створити класифікацію, у якій враховано всі ознаки. Дієва класифікація обґрунтована двома чи трьома параметрами, решту відкинута. У разі вибору класифікаційних ознак необхідно стежити, щоб вони не тільки відображали генетичні позиції, а й були найважливішими, легкими для визначення чи вимірювання.

Осадові породи – полігенетичні, властивості, важливі для одного типу порід або групи осадів, є другорядними для інших. Тому для осадових порід існує багато класифікаційних систем, які ґрунтуються на різних ознаках. Декілька класифікацій враховують дві головні ознаки – механізм утворення та склад осадової породи. За першою системою, у якій передусім акцентують на способі утворення, всі осадові породи розділені на п'ять генетичних типів: теригенні, пірокластичні, залишкові, органігенні, хемогенні.