

Міністерство освіти і науки, молоді та спорту України
Львівський національний університет імені Івана Франка

НАВЧАЛЬНА ПРОГРАМА, ЛЕКЦІЙНІ, ЛАБОРАТОРНІ
ТА САМОСТІЙНІ ЗАВДАННЯ

з курсу **“Основи седиментології та гідрогеології”**
(частина I “Основи седиментології”)
для студентів географічного факультету

Львів
Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка
2012

Рекомендовано до друку
Вченою радою географічного факультету
Львівського національного університету
імені Івана Франка
Протокол № 7 від 24 жовтня 2012 року

Уклав: *Яцишин Андрій Михайлович*

Навчальна програма, лекційні,
лабораторні, самостійні та тестові завдання
з курсу “**Основи седиментології та гідрогеології**”
(частина 1 “*Основи седиментології*”)
для студентів географічного факультету

ПЕРЕДМОВА

Седиментологія – це наука під якою одні науковці розуміють вчення про осади та осадові гірські породи (седиментація – осадоагромадження), а інші – лише вчення про формування осадів. Тривалий час седиментологія, як самостійна дисципліна серед наук про Землю, активно розвивалась у країнах Західної Європи, Північної Америки. Перший поштовх дослідженням осадів надала нафтова промисловість, а вже до кінця шістдесятих років минулого століття седиментологія остаточно оформилась як самостійна дисципліна серед наук про Землю. Інтенсивний розвиток седиментології спостерігається протягом останніх п'ятдесяти років. На сьогодні підготовлено багато наукових праць присвячених різним аспектам проблем осадоагромадження.

В Україні, як складовій частині колишнього Радянського Союзу, ніша седиментології, седиментологічних досліджень, практично повністю була зайнята літологією. З одного боку це сприяло проведенню фундаментальних досліджень у галузі вивчення осадових порід: хімічного, мінералогічного, гранулометричного складу порід, їхніх текстурних та інших характеристик, а з іншого – призвело до деякого поверхневого дослідження механізмів, умов утворення осадів, фізичних процесів седиментації осадів тощо.

Седиментологія сьогодні продовжує підтримувати тісні взаємозв'язки з іншими фундаментальними науками – біологією, фізикою і хімією. Зокрема, біологія залучається до вивчення викопних організмів, які зустрічаються у древніх відкладах, що, у свою чергу, дозволяє, по-перше, залучати біостратиграфічні дані до регіональних седиментаційних аналізів, по-друге, вивчення прижиттєвої поведінки організмів, місця їхнього існування і їхні взаємовідносини з навколишнім середовищем, використовуються як важливі індикатори палеоекологічних параметрів оточуючого середовища.

Фізичні властивості порід (розмір уламків, структурні, текстурні характеристики осадових товщ тощо) вказують на особливості транспортуючого середовища (флюїду).

Нарешті хімічний склад мінералів теригенних порід вказує на джерело зносу уламкового матеріалу.

“Основи седиментології та гідрогеології” – навчальна дисципліна, яка читається студентам третього курсу денної форми навчання географічного факультету, кафедри геоморфології і палеогеографії. Перші уявлення про седиментологію, седиментаційні процеси студенти географічного факультету ЛНУ імені Івана Франка отримують ще на першому-другому курсах, під час прослуховування таких фундаментальних дисциплін, як: ”Геологія загальна та історична”, “Палеогеографія”, “Геоморфологія”.

У зв'язку з вимогами до підготовки фахівців-геоморфологів, палеогеографів вважаємо за доцільне більше уваги приділяти континентальним седиментаційним обстановкам: річковій, еоловій, льодовиковій та іншим, характеристиці осадів, зокрема, гранулометрії, морфології зерен, а також аналізу осадових текстур – шаруватості, елементам шаруватості товщі відкладів, класифікації текстур тощо. Значну увагу приділимо аналізу сучасних

умов континентального осадонагромадження, що дозволить зрозуміти перебіг процесів у викопних відкладах.

Менше уваги приділимо аналізу морським, у їхньому широкому розумінні цього поняття (лагуни, естуарії, неритова, пелагічна та інші) обстановкам. Тому лише в загальних рисах ознайомимось з карбонатними, кременистими відкладами, евапоритами тощо.

Мета курсу полягає у поглибленні розуміння студентами усіх аспектів осадотворення, як сучасного, так і минулого, яке протікало в усі геологічні епохи.

Завдання – показати зв'язки седиментології з фізичними, хімічними, біологічними науками; окреслити її місце в геоморфології та палеогеографії; розглянути процеси вивітрювання, транспортування та осадонагромадження; розвинути навички проведення палеорекострукцій середовища осадонагромадження.

В результаті вивчення даного курсу студенти повинні **знати**: усі аспекти осадонагромадження, починаючи з процесів підготовки матеріалу до транспортування (вивітрювання), його транспортування та нагромадження осадів.

Студенти повинні **вміти** відтворити умови середовища осадонагромадження.

Зміст курсу “Основи седиментології та гідрогеології” розроблено з дотриманням вимог щодо підготовки фахівців з географії, геоморфології і палеогеографії. Курс “Основи седиментології та гідрогеології” викладається у тісному взаємозв'язку з іншими навчальними дисциплінами: “Літологічні методи досліджень”, “Геологія загальна та історична”, “Методи фаціального аналізу” та іншими.

Знання, які отримують студенти прослухавши курс “Основи седиментології та гідрогеології”, дозволяють використовувати їх під час вивчення інших, пов'язаних з геоморфологією, палеогеографією наук, під час підготовки курсових, дипломних, магістерських робіт, у майбутній науковій та педагогічній діяльності.

Оцінювання результатів роботи студентів з курсу
“Основи седиментології та гідрогеології” (частина 1 “Основи седиментології”)

Розподіл балів, які отримують студенти для іспиту

Структура курсу		Вид роботи студента, максимальна кількість балів				Сума балів за модуль
		Виконана практичні роботи	Модульна письмова контрольна робота	Виконані тестові завдання	Виконана самостійна письмова робота	
Змістовний модуль 1	Тема 1.	-	3	3	1	7
	Тема 2.	-				
	Тема 3.	-				
Змістовний модуль 2	Тема 1.	3	4	2	1	10
	Тема 2.	-				
Змістовний модуль 3	Тема 1.	-	11	4	2	19
	Тема 2.	-				
	Тема 3.	-				
	Тема 4.	-				
	Тема 5.	-				
	Тема 6.	-				
	Тема 7.	-				
	Тема 8.	-				
	Тема 9.	-				
	Тема 10.	-				
	Тема 11.	2				
Змістовний модуль 4	Тема 1.	-	6	4	2	14
	Тема 2.	-				
	Тема 3.	-				
	Тема 4.	-				
	Тема 5.	-				
	Тема 6.	-				
	Тема 7.	-				
	Тема 8.	-				
	Тема 9.	2				
Сума балів за видами роботи		7	24	13	6	50
Підсумкова письмова робота (іспит)						50
Сума балів за семестр						100

ЛЕКЦІЙНІ ЗАНЯТТЯ

ЗМІСТОВИЙ МОДУЛЬ 1.

ТЕМА 1. ВСТУП. ЗМІСТ, ЗНАЧЕННЯ СЕДИМЕНТОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ У ПАЛЕОГЕОГРАФІЇ, ГЕОМОРФОЛОГІЇ.

Тема лекцій присвячена розкриттю суті седиментологічних досліджень у геоморфології, палеогеографії. **Седиментологія** – це наука яка вивчає усі аспекти осадонагромадження як сучасного, так і минулого, яке протікало в усі геологічні епохи [10]. В центрі уваги седиментології перебувають осади, тобто накопичення частинок, пухкі або скам'янілі, або седименти. Осади формуються в результаті дії фізичних, хімічних і біологічних процесів (звітрювання) у літосфері. Процеси звітрювання є першопричинами постачання матеріалу, який транспортується до місць нагромадження. Тут пухкі відклади під впливом процесів діагенезу перетворюються в осадові породи. На усі ці процеси накладається діяльність біосфери – складний і багатофазний седиментаційний фактор.

Седиментаційні процеси протікають у певному просторі – седиментаційному басейні, який обмежений седиментаційною обстановкою [10]. Осадочний матеріал, який виникає у результаті звітрювання та ерозії давніх товщ транспортується в седиментаційні басейни у вигляді уламкового матеріалу і розчинів. У межах седиментаційних басейнів завдяки впливу фізико-хімічних і біологічних процесів матеріал, який принесений у вигляді розчинів, переходить у стійку фазу. Зокрема, фізико-хімічні процеси призводять до формування хомогенних відкладів. Біосфера використовує привнесений матеріал для побудови органічних тканин і мінералізованих частин скелету.

З точки зору відношення матеріалу, який перебуває у стійкій фазі, до седиментаційного басейну, осадочний матеріал поділяється на дві групи:

- ✓ алохтонні;
- ✓ автохтонні [10, 29] (табл. 1)

Таблиця 1

Класифікація осадочних порід з точки зору їх відношення до седиментаційного басейну [29]

<i>Група відкладів</i>	<i>Клас відкладів</i>
<i>Алохтонні</i>	1. Залишкові – боксити, латерити і інші. 2. Теригенні – глини, кварцові піски тощо. 3. Пірокластичні – туфи, вулканокластичні піски тощо.
<i>Автохтонні</i>	1. Хомогенні – доломіт, ангідрит, гіпс, кам'яна сіль, сильвін тощо. 2. Органогенні – вапняки, кам'яне вугілля тощо.

Алохтонні відклади – це відклади, які привнесені у седиментаційний басейн ззовні. До них відносяться теригенні (уламкові) і пірокластичні відклади.

Автохтонні відклади – це відклади, які утворилися у межах тієї ж обстановки, в якій вони і осаджувались, тобто виникли у межах басейну. До них відносяться хемогенні, органогенні і залишкові відклади.

Седиментаційна обстановка визначається:

1. Осадочим матеріалом, який знаходиться у межах седиментаційної обстановки;
2. Енергією середовища – енергія руху води, повітря, тепла енергія і енергія хімічних зв'язків;
3. Геометрією обстановки – форма і розміри басейну осадонагромадження, напрямки течії води, напрям вітру;
4. Діяльністю біосфери – виникнення біогенних відкладів, механічне перетворення відкладів, вплив на хімічні процеси.

У свою чергу усі вони підпорядковуються кліматичним і тектонічним умовам. Зокрема, кліматичні умови впливають на фізико-хімічні процеси, які протікають на континентах, на циркуляцію вод в океанах, морях і на діяльність біосфери. Хоча, сліди впливу кліматичних факторів, за винятком гляціального або різко аридного клімату, у відкладах майже не відстежуються.

Тектонічні умови виявляють великий і різноманітний вплив на перебіг осадочих процесів. Цей вплив скеровується як на перебіг седиментаційних процесів, так і на характер, риси власне самих відкладів.

Будь-яке седиментологічне дослідження розпочинається з опису фізичних властивостей досліджуваних відкладів. Зрозуміло, що фізичні властивості осаду визначаються перебігом усього осадочого процесу, від джерел постачання уламкового матеріалу, умов та способу його транспортування, умов нагромадження, виникнення текстур різного походження тощо. Постседиментаційні (діагенетичні) зміни, крім ранньодіагенетичних, седиментологія розглядає лише за необхідності реконструкції характеру первинного осаду.

ТЕМА 2. СЕДИМЕНТАЦІЙНІ ОБСТАНОVKИ: ОБСТАНОVKИ ЕРОЗІЇ, РІВНОВАГИ І ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ.

Вивчення сучасної поверхні Землі показує, що є обстановки з домінуванням ерозії, обстановки рівноваги і обстановки переважно акумуляції відкладів.

Ерозійні обстановки є типовими для континентів і охоплюють головню гірські райони. У таких обстановках процеси звітрювання і ерозії протікають інтенсивно. Місцями відкладаються товщі льодовикового, селевого походжень тощо. Але такі відклади є ефемерними.

Обстановка рівноваги формуються як на суходолі, так і під водою, на ділянках, які тривалий час не піддавались ерозійним процесам і, одночасно, у їхніх межах не спостерігається і осадонагромадження. На суходолі обстановки

рівноваги представлені пенеппенами у внутрішніх частинах континентів. До них, наприклад, відносяться ділянки Центральної Африки, які знаходяться в субаеральній обстановці мільйони років. Тривале знаходження порід на поверхні призводить до формування горизонтів латеритів і бокситів [29]. Ці накопичення можна розглядати як продукти обстановки рівноваги.

Рівноважні обстановки можна знайти і у межах океанів, як на континентальних шельфах, так і на абісальних рівнинах. Ці рівнини піддавались дії енергійних течій, які виносили з них будь-які відклади, які осаджувались із суспензійних потоків, однак потоки були настільки слабкими, що не еродували субстрат ложа.

Обстановки переважної акумуляції відкладів також існують як на суходолі, так і у морських басейнах. Наприклад, на суходолі це пустелі, дельти, а у межах морських басейнів – континентальні шельфи, абісальні рівнини тощо.

Під *обстановкою осадонакопичення* розуміють частину земної поверхні, яка за фізичними, хімічними і біологічними ознаками відрізняється від сусідніх областей [29]. Фізичні параметри осадових обстановок включають: швидкість і напрямок вітру, хвиль і текучих вод, температуру повітря, вологість тощо. Хімічні параметри обстановок включають склад шару води ділянок осадонагромадження, а також геохімію порід площі водозбору для континентальних обстановок. Біологічні параметри охоплюють як фауну, так і флору.

Схем класифікацій седиментаційних обстановок є багато, однак в усіх схемах виділяють три головних типи обстановок: континентальна, перехідна і прибережна та морська (табл. 2)

Таблиця 2

Класифікації обстановок осадонагромадження [29]

<i>Наземна</i>	Зсуви Осипи Алювіальні конуси і рівнини Річкові русла Рівнини, які затоплюються Льодовикові морени Зандрові рівнини Дюни
<i>Озерна</i>	Плайа Солені озера Глибокі озера
<i>Дельтова</i>	Берег Ділянки, які віддалені від берега
<i>Пляжова</i>	Тилова частина пляжу Берми Нижній пляж
<i>Прибережна зона</i>	
<i>Віддалена від берега зона</i>	
<i>Коси</i>	Пляжі

	Дюнні поля Плоскі ділянки між морем і лагунами Підводні конуси виносу Затоки
<i>Бари (підводні)</i>	Берегові бари Коси-бари
<i>Плоскі припливно-відпливні ділянки</i>	Соляні марші Плоскі зони Русліві зони
<i>Лагуни</i>	Перенасичені солями Солоноводні Прісні
<i>Естуарії</i>	Мілководні Глибоководні
<i>Континентальні шельфи</i>	
<i>Епіконтинентальні моря</i>	
<i>Глибокі внутрішньоконтинентальні западини</i>	Троги Басейни
<i>Континентальні окраїни</i>	Троги Басейни
<i>Континентальні схили</i>	
<i>Глибоке море</i>	Глибоководні конуси Абісальні рівнини Ділянки моря, які межують з льодовиками
<i>Рифи</i>	Лінійні Ізольовані Берегові

На підставі інтерпретації геологічних даних встановлено, що, по-перше, на Землі є обмежена кількість обстановок осадонагромадження. Тобто, нема двох ідентичних обстановок осадонагромадження, між ними склались як різкі, так і поступові переходи.

По-друге, є обмежена кількість осадових фацій, які повторюються у часі і просторі. Нема двох ідентичних фацій, між різними фаціями існують як різкі, так і поступові переходи у горизонтальному і вертикальному напрямках.

Отже, для древніх осадових фацій невідомого походження можна знайти аналоги серед сучасних осадових відкладів, умови утворення яких відомі. Відповідно, можна з'ясувати обстановки древнього осадонагромадження.

ТЕМА 3. ЗВІТРЮВАННЯ І ОСАДОВИЙ ЦИКЛ.

У приповерхневій частині земної кори гірські породи знаходяться в умовах тісного взаємозв'язку з атмосферою, гідросферою, біосферою, під впливом

яких зазнають руйнувань, перетворень свого складу та властивостей. *Сукупність складних процесів фізичного руйнування, хімічного і біохімічного розкладання мінералів і гірських порід на місці їхнього залягання називається **звітрюванням*** [34]. В єдиному складному процесі звітрювання виділяють дві головні форми:

1. Фізичне звітрювання;
2. Хімічне звітрювання.

Іноді, у якості окремої форми звітрювання, виділяють ще й *біологічне звітрювання*. Але вплив живих організмів на гірські породи зводиться до *механічного (фізичного) руйнування і хімічного розкладання порід*. Тому біологічне звітрювання за суттю перебігу процесів фізичного руйнування, хімічного і біохімічного розкладання мінералів і гірських порід, включають у дві форми єдиного процесу.

Звітрювання викликане тим, що порушується рівновага між мінералами і гірськими породами, яка склалася у певній фізико-хімічній обстановці і обстановкою, в яку вони потрапили в зоні звітрювання.

Фізичне звітрювання викликане впливом декількох різноманітних факторів. Процес руйнування протікає:

- в середині самої гірської породи, мінералу, без участі механічно діючого ззовні чинника;
- гірські породи, мінерали руйнуються під механічною дією сторонніх агентів [34].

У першому випадку процес руйнування протікає як *багаторазова зміна об'єму складових частин породи, викликаного коливанням температури – температурне звітрювання*. Температурне звітрювання протікає під впливом добових і сезонних коливань температури, які викликають нерівномірне нагрівання і охолодження гірських порід. При цьому мінеральні зерна, якими складена гірська порода, зазнають поперемінного розширення (під час підвищення температури) і стискування (під час її пониження).

Розширення і стискування порід відчутніше у приповерхневій частині порід – від 20 см до перших метрів. Найбільших руйнувань в результаті температурного звітрювання зазнають полімінеральні породи – граніти, гнейси тощо.

В результаті тривалого впливу коливань температури і різних коефіцієнтів розширення мінералів зчеплення між окремими мінералами гірської породи порушується, порода розтріскується і розпадається на окремі уламки.

Механічне звітрювання протікає під механічною дією сторонніх агентів. Особливо активно механічне звітрювання розвивається під час замерзання води, яка при цьому збільшується в об'ємі на 9–10 %. Зростаюча в об'ємі вода створює тиск, який перевершує спротив гірських порід на розрив і вони розколюються на окремі уламки. *Часто таке звітрювання називають ще морозним*.

Дезінтеграцію порід виконує також ріст кристалів в капілярних тріщинах і порах. Особливо інтенсивно цей процес протікає в умовах сухого клімату. Вдень, під час сильного нагрівання, капілярна вода підтягується до поверхні і

випаровується, а солі, які були розчинені у воді, кристалізуються. Під тиском наростаючих кристалів капілярні тріщини розширюються, що і порушує монолітність гірської породи.

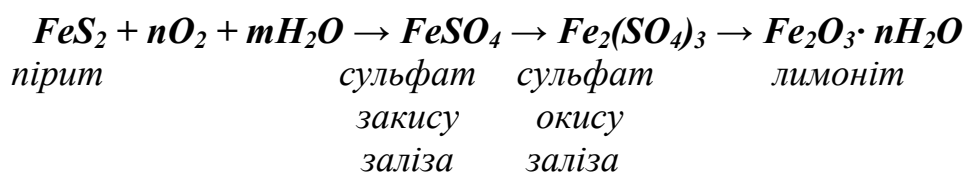
У глинистих породах дезінтеграція розвивається також в умовах періодичного намокання і висихання.

Хімічне звітрювання. Головними факторами хімічного звітрювання є вода, кисень, вуглекислота і органічні кислоти, під впливом яких суттєво змінюється структура і склад мінералів, формуються нові мінерали, які відповідають вже новим фізико-хімічним умовам.

Найважливішим фактором хімічного звітрювання є вода, яка дисоціюється на позитивно заряджені іони водню H^+ і від'ємно заряджені гідроксильні іони OH^- . Це визначає можливість води вступати в реакції з кристалічною речовиною. Особливо зростає інтенсивність хімічного звітрювання, коли у водному розчині присутній кисень, вуглекислота і органічні кислоти, які володіють високою активністю.

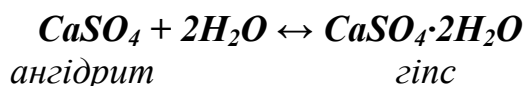
Процеси, які протікають під час хімічного звітрювання полягають в таких головних хімічних реакціях: окислення, гідратації, розчиненні і гідролізі.

Окислення. Процес окислення найінтенсивніше протікає в мінералах, які вміщують закисні сполуки заліза, марганцю деяких інших елементів. В кислому середовищі сульфіди стають нестійкими і поступово заміщуються сульфатами, окисами і гідроокисами. Наприклад,



На першому етапі реакції утворюється сульфат заліза ($FeSO_4$) і сірчана кислота (H_2SO_4), яка суттєво підсилює інтенсивність процесу хімічного звітрювання.

Гідратація. Цей процес полягає у приєднанні води до первинних мінералів гірської породи і утворенні нових мінералів. Наприклад взаємоперетворення *gips* ↔ *ангідрит*:



Розчинення. Розчинення гірських порід відбувається під впливом води, яка вміщує вуглекислоту. Найінтенсивніше розчинення відбувається в осадових гірських породах, хлоридах, сульфатах і карбонатах. В результаті розчинної діяльності поверхневих і підземних вод розвивається *карст*.

Гідроліз. Процес гідролізу полягає в розкладанні мінералів, винесенні окремих елементів, а також у приєднанні гідроксильних іонів і гідратації. У процесі гідролізу первинна кристалічна структура мінералу порушується,

перебудовується і може виявитися повністю зруйнованою та замінена новою, істотно відмінною від первинної. Наприклад,



Органогенне звітрювання. Роль організмів у хімічному звітрюванні визначається тим, що вони поглинають з гірської породи хімічні елементи у відповідності зі своїми біологічними потребами (поживні речовини). Крім того, велике значення у процесах хімічного звітрювання мають:

- а) виділення під час фотосинтезу кисню;
- б) утворення органічних кислот і CO_2 під час відмирання рослин, розпаду органічної маси, переробки її мікроорганізмами.

Одночасно з цим відбувається захоплення різних мінеральних елементів гірської породи як поживних речовин: K, Ca, SiO_2 , Mg, Na та багатьох інших.

Коренева система рослин, які ростуть і ріючі організми також створюють механічний вплив на породи. З ростом збільшується коріння рослин, які створюють тиск на стінки тріщин, розширюють їх та розколюють гірські породи на окремі блоки.

У підсумку розгортання єдиного і складного процесу фізичного, хімічного руйнування гірських порід накопичується різноманітні продукти звітрювання. Серед них можна виділити:

1. Залишкові, які залишаються на місці гірських порід, які піддалися процесам звітрювання;
2. Рухомі, які виносяться на певну відстань.

Залишкові, не зміщені продукти звітрювання називаються *елювієм*. Тобто, під *елювієм* слід розуміти нерозчинені продукти звітрювання, а також нові сполуки, які залишаються на місці свого утворення [32].

Всю сукупність різноманітних елювіальних накопичень верхньої частини літосфери називають *корою звітрювання*. **Кора звітрювання** – це закономірно побудований елювіальний профіль, який розвивається на висхідних (або корінних) породах шляхом гіпергенного перетворення їхньої речовини [32].

Склад *елювію* буває різним і залежить, головню, від стадії процесу звітрювання. Виділяється чотири стадії звітрювання:

1. Уламкова.
2. Сіалітна обвапнякована.
3. Сіалітна кисла.
4. Алітна [32].

Перша стадія звітрювання характеризується домінуванням процесів фізичного звітрювання, у результаті чого накопичуються уламки гірської породи різного розміру. Зміни мінералогічного складу у цій стадії не спостерігаються або вони слабо виражені. Такий тип елювію притаманний для полярних, пустельних районів. У районах з теплим і вологим кліматом ця стадія є короткотерміною а над фізичним звітрюванням домінують процеси хімічного звітрювання.

Друга стадія звітрювання – це початкова стадія хімічного звітрювання, на якій розпочинається розчеплення алюмосилікатів і силікатів з винесенням катіонів. Лужні і лужноземельні метали, які виносяться у розчини, обумовлюють лужну реакцію середовища. У цих умовах *формується проміжні глинисті мінерали, головню, групи монтморилоніту*. На цій стадії в корі звітрювання накопичується також важкорозчинна сіль CaCO_3 , яка формується під час взаємодії вивільненого у процесі звітрювання кальцію з вуглекислою грунтових розчинів. Такий тип елювію формується, головню, в умовах сухого континентального клімату при виході на денну поверхню магматичних і метаморфічних порід.

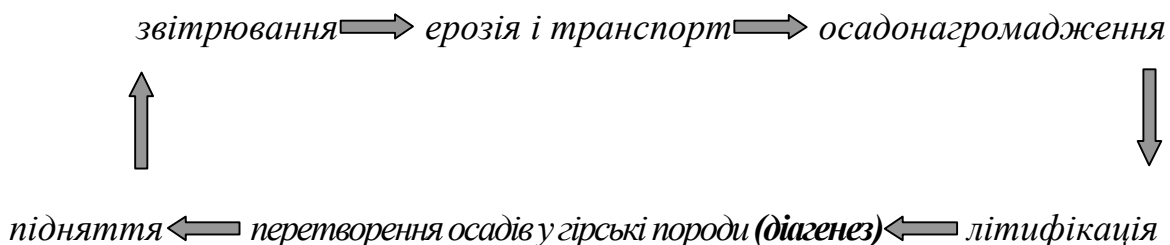
Третя стадія звітрювання характеризується подальшим винесенням катіонів, частково винесенням SiO_2 і зміною лужних умов кислими. Проміжні мінерали групи монтморилоніту на цій стадії звітрювання руйнуються і *виникають нові глинисті мінерали групи каолініту*. Більша частина кальцію, який надходить у розчини, виноситься з кори звітрювання. Процеси виносу CaCO_3 і SiO_2 найінтенсивніше протікають в умовах вологого і теплого клімату, де випадає велика кількість опадів, які інтенсивно промивають кору звітрювання.

Четверта стадія характеризується подальшим розкладом глинистих мінералів. При цьому відбувається формування простіших, найстійкіших сполук – водних окислів алюмінію, заліза і кремнію (бурий залізняк, опал і інші). Цього типу кора звітрювання найширше розвинена у районах з вологим і жарким кліматом.

Як правило процеси звітрювання носять вибірковий характер, що визначається виходом на денну поверхню гірських порід різної стійкості. Тому характер елювію залежить від:

- а) складу материнських порід;
- б) клімату.

Елювіальний процес може зводитись майже виключно до одного звітрювання тільки в умовах ультрааридного і аридного клімату пустель, де участь у ньому води мінімальна. В усіх інших фізико-кліматичних зонах процес звітрювання є лише початковим етапом перетворення гірських порід, за яким розгортаються процеси:



Це одна зі схем осадового циклу, у якій ми не розглядаємо інших глибинних процесів, під час яких, наприклад, літифіковані породи піддаються процесам метаморфізму, або виверження порід та їхнє потрапляння у зону звітрювання тощо.

Контрольні питання

1. В результаті дії яких процесів формуються осади?
2. Які питання перебувають в центрі уваги седиментології?
3. Відтворіть схему класифікації осадових порід з точки зору їх відношення до седиментаційного басейну.
4. Які відклади відносяться до алохтонних?
5. Які відклади відносяться до автохтонних?
6. Якими факторами визначається седиментаційна обстановка?
7. Які обстановки є типовими для континентів?
8. Які обстановки зустрічаються як на суходолі, так і у межах морських басейнів?
9. Що розуміють під обстановкою осадонакопичення?
10. Відтворіть схему класифікації обстановок осадонагромадження.
11. Сукупність яких процесів називається звітрюванням?
12. Які дві головні форми звітрювання сьогодні виділяють?
13. Перелічіть головні фактори розвитку процесів фізичного звітрювання.
14. Розкрийте суть процесу температурного звітрювання.
15. Розкрийте суть процесу температурного звітрювання.
16. Перелічіть головні фактори розвитку процесів хімічного звітрювання.
17. Розкрийте суть процесу окислення.
18. Розкрийте суть процесу гідратації.
19. Розкрийте суть процесу розчинення.
20. Розкрийте суть процесу гідролізу.
21. Перелічіть головні фактори розвитку процесів біологічного звітрювання.
22. Що розуміється під елювієм?
23. Перелічіть та схарактеризуйте стадії процесу звітрювання.
24. Від чого залежить характер елювію?

ЗМІСТОВИЙ МОДУЛЬ 2.

ТЕМА 1. ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ВІДКЛАДІВ.

Тема лекцій присвячена аналізу фізичних ознак осадових порід, оскільки вони представлені накопиченням частинок, пухких або скам'янілих. Тому будь-яке седиментологічне дослідження розпочинається з опису фізичних властивостей відкладів.

У осадових породах розрізняють: *зерна (уламки), матрикс, цемент і пори* (рис. 1) [29].

Рис. 1. Осадова порода, яка складається з одночасно нагромаджених зерен і матриксу, постседиментаційного цементу і пор [29]

Зерна – це уламкові частинки, які зазвичай утворюють каркас осаду.

Матрикс – це дрібніші уламки, які розташовуються між зернами.

Чіткої межі між розмірами зерен і матриксу нема. Наприклад, у конгломератах матриксом може бути пісок, а у пісковиках – піщинки відіграють роль зерен, а матрикс може бути представлений алевритовими і глинистими частинками.

Цемент – мінеральне новоутворення, яке виникло у постседиментаційних умовах і зустрічається у межах колишніх пустот осаду.

Пори – це проміжки, які не зайняті зернами, матриксом або цементом. Пори можуть вміщувати гази, заповнюватись рідинами, або за певних температур і тиску заповнюватись і рідиною і газом.

Серед фізичних характеристик уламкового матеріалу (зерен) розрізняють: *розмір, форму, обкатаність, характер поверхні, пакування зерен*.

Серед зерен, іноді і серед матриксу, представленого, наприклад, гравієм, зустрічаються уламки різних розмірів. З метою їхнього ґрунтового опису уламки зручно розділити на *грубоуламкові, середньоуламкові (піщані), алевритові і глинисті частинки* (табл. 3).

Класифікація уламкових порід за гранулометричним складом [2]

Клас порід	Розмір частинок, мм	Пухкі		Зцементовані	
		Обкатані	Необкатані (гострокутні)	Обкатані	Необкатані (гострокутні)
Грубо-уламкові	>100	Валуни	Брили	Конгломерат	Брекчія
	100–10	Галечник	Щебінь		
	10–2	Гравій	Жорства		
Середньо-уламкові	2–0,05	Пісок		Пісковик	
Дрібно-уламкові	0,05–0,005	Алеврит		Алевроліт	
Тонко-уламкові	<0,005	Глина (пеліт)		Аргіліт	

Іншою фізичною характеристикою осадових порід є форма уламків. **Форма** – це симетричність осей уламків; її визначають для грубоуламкового матеріалу, однорідного за петрографічним складом і розміром, оскільки обидва чинники суттєво впливають на форму уламків [35]. Співвідношення між трьома взаємно перпендикулярними осями уламка, які позначають символами: **A** – довга вісь, **B** – середня вісь, **C** – коротка вісь і, які, відповідно, окреслюють довжину, ширину і товщину уламка, слугує основою для виділення чотирьох класів (форм) уламків:

- округлі (сферичні, ізометричні);
- сплющено-циліндричні (дископодібні);
- сплющені (пластинчасті);
- циліндричні (роликові) [29] (рис. 2).

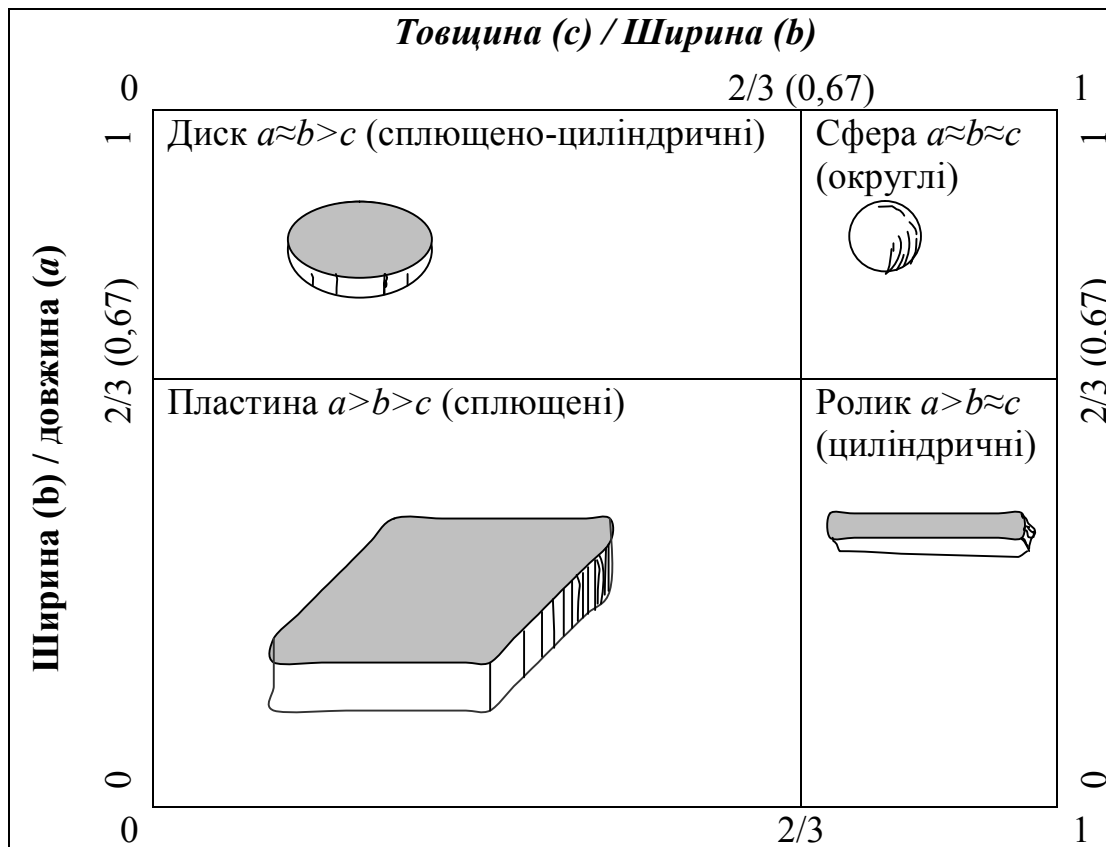


Рис 2. Класифікація грубоуламкового матеріалу за формою [29]

Для характеристики форми валунів, галечнику (грубоуламкові зерна) використовують також інші характеристики: коефіцієнти сплющеності (K_n), подовгуватості (K_d) та ізометричності (K_a), які вираховуються за формулами:

$$\text{коефіцієнт сплющеності} \quad K_n = \frac{a+b}{2c} - 1$$

$$\text{коефіцієнт подовгуватості} \quad K_d = \frac{2a}{b+c} - 1$$

$$\text{коефіцієнт ізометричності} \quad K_a = \frac{a+c}{2b} - 1 \quad , \text{ де}$$

a – довга вісь; b – середня вісь; c – коротка вісь [27].

На шляху від джерел постачання уламковий матеріал зменшується у розмірах і набуває ізометричну або сплющену форми.

Обкатаність – це міра стирання гострих граней, виступів уламків, а також згладжування їхньої поверхні [35]. Вона є наслідком транспортування уламків порід у рухомому середовищі, ударів і тертя їх між собою і до дна. За ступенем обкатаності класифікуються тільки грубоуламкові зерна [11]. У пісках і дрібніших уламках обкатаності зерен незброєним оком практично не видно.

Обкатаність уламкових частинок залежить від багатьох факторів: від первинної форми уламків, від фізичних і хімічних властивостей порід, умов транспортування і відкладання, від вторинних процесів [27]. З іншого боку, вплив кожного з цих факторів у значній мірі залежить від розмірів уламків.

Від фізичних властивостей і умов транспортування залежить обкатаність головним чином великих уламків. Крім того, слід враховувати абразійну стійкість уламків. Максимально швидке обкатування уламків відбувається на початкових етапах перенесення матеріалу, поступово, з часом і відстанню, воно послаблюється.

Для визначення обкатаності грубоуламкового матеріалу використовують різні способи. Один з них полягає у розсортовуванні уламків у кожній пробі за ступенем обкатаності на п'ять класів, для кожного класу підраховують кількість уламків, це число множать на номер класу (від 0 до 4), результат підсумовують і отримують коефіцієнт обкатаності всієї проби, вираженої у відсотках по відношенню до надзвичайно добре обкатаних уламків (табл. 4).

Таблиця 4

Характеристика уламкового матеріалу за ступенем обкатаності [35]

<i>Клас</i>	<i>Характеристика</i>	<i>Обкатаність, %</i>
0	Нема слідів обкатаності, уламки з гострими кутами і ребрами	0
1	Кутасті уламки зі слабо обтертими кутами і ребрами	25
2	Слабко обкатані уламки, збереглася первинна форма, але кути і ребра згладжені	50
3	Добре обкатані уламки із заокругленими кутами, стертими ребрами і набутими округлими формами	75
4	Надзвичайно добре обкатана галька з відшліфованою поверхнею, еліпсоподібною, або сферичною формою	100

Для кількісної оцінки обкатаності також можна вираховувати коефіцієнт обкатаності за формулою:

$$K_0 = \frac{(0n_1 + 1n_2 + 2n_3 + 3n_4 + 4n_5\%)}{50} \cdot 25\%, \text{ де}$$

K_0 – коефіцієнт обкатаності; $n_1; n_2; n_3; n_4; n_5$ – кількість уламків, віднесених відповідно до 0, 1, 2, 3 та 4 класів [18].

Коефіцієнт обкатаності можна вираховувати і за іншою формулою:

$$K_0 = \frac{0n_1 + 1n_2 + 2n_3 + 3n_4 + 4n_5}{\Sigma n} \cdot 100\%, \text{ де}$$

K_0 – коефіцієнт обкатаності; $n_1; n_2; n_3; n_4; n_5$ – кількість уламків, віднесених відповідно до 0, 1, 2, 3 та 4 класів; Σn – сума підрахованих уламків.

Ступінь обкатаності визначають також візуально, порівнюючи уламок з еталоном [35].

З обкатуванням тісно пов'язана наступна характеристика зерен – *характер поверхні*. Характер поверхні визначається, головню, для піщаних зерен, у яких, зокрема, розрізняють такі види поверхонь:

- 1) *полірована, блискуча* – на поверхні уламків зустрічаються лише окремі ямки, штрихи і борозни зі згладженими бортами. Ця поверхня притаманна для піщаних зерен, які тривалий час транспортувались водою (флювіальними та іноді флювіогляціальними водами);
- 2) *ямкова*, з чітко видимими навіть за невеликого збільшення ямками. Цей тип поверхні утворюється на піщаних зернах у результаті сильних ударів під час швидкого руху флювіогляціальних вод;
- 3) *матова* – поверхня з безліччю дрібних подряпин, отриманих під час зіткнення частинок між собою. Притаманна для еолових пісків;
- 4) *огранена* – притаманна кристалам і характерна для зерен з доброю спайністю, наприклад польовим шпатам. Цей тип поверхні притаманний для пісків льодовикового походження;
- 5) *роз'їджена* – характеризується тим, що нерівності мають надзвичайно неправильну форму і нагадують сліди травлення кислотою. Така форма притаманна головню уламкам льодовикового походження, перетворених ґрунтовірними процесами [27].

Треба наголосити, що поверхня уламків малостійка і змінюється швидше аніж їхня форма. Поверхня зерен змінюється майже під час кожного перевідкладання. Найстійкішою серед перелічених вище різновидів поверхні є матова.

У гравійно-галечникових, уламків розрізняють такі типи поверхонь: *горбисту, ямкову, згладжену і гладку* [27].

Горбиста поверхня формується заглибленнями від 2 до 5 мм і притаманна для необкатаних і слабообкатаних уламків.

Ямкова поверхня формується заглибленнями від 0,5 до 2 мм і притаманна для середньообкатаних уламків.

Згладжена поверхня, з окремими заглибленнями до 0,1–0,5 мм, притаманна для добреобкатаних уламків.

А гладенька поверхня, без заглиблень і виступів, притаманна для дуже добре обкатаних уламків.

Пакування зерен. Характеристики пакування зерен можна подати у вигляді таблиці (табл. 5)

Таблиця 5

Характеристики пакування зерен [10]

<i>Якісні характеристики</i>	
<i>Характеристика</i>	<i>Визначення</i>

Ввігнуто-випуклий контакт	Контакт видно у розрізі як криву лінію
Прямий контакт	Контакт видно у розрізі як пряму лінію
Точковий контакт	Зерна стикаються у точці
Зубчастий контакт	Контакт видно як стілолітову лінію взаємопроникнення зерен; такий тип контакту уламкових зерен утворюється під впливом постседиментаційних процесів
Показник контактів	Кількість контактів, які припадають на одне зерно
Показник густоти	Відсоткове співвідношення числа стабільних зерен до числа нестабільних
Близькість пакування	Відношення кількості контактів зерен до кількості всіх контактів (зерно–цемент, зерно–зерно) вздовж лінії спостережень
<i>Типи обмежень зерен</i>	
Зв'язаний край	Частина контуру зерна у контакті з одним або декількома зернами
Вільний край	Частина контуру, яка не дотикається до інших зерен
<i>Типи зерен</i>	
Зерно стабільне	Довжина зв'язаного краю більша від вільного
Зерно не стабільне	Довжина вільного краю більше зв'язаного
Зерно вільне	Зерно не має контактів з іншими зернами, воно оточене цементом
<i>Типи контактів зерен</i>	
Густота пакування	Відношення суми довжини розрізів зерен, заміряних вздовж лінії спостережень, до довжини лінії спостережень

У випадку роботи зі склеєними осадовими породами крім зерен аналізують також цемент. Під час аналізу цементу найперше визначають його мінеральний склад:

- кремений (опаловий, халцедоновий, кварцовий);
- карбонатний (кальцитовий, сидеритовий, доломітовий);
- глинистий;
- змішаний (кременисто-глинистий, глинисто-карбонатний, кременисто-слюдистий).

Другий крок з його вивчення – це виявлення *типу цементації*:

- базальний – зерна вільно розташовані серед цементу і становлять приблизно половину об'єму породи;
- дотику – частина зерен розташована впритул, а інші – вільно;
- виповнення пор – об'єм цементу до 50% від об'єму породи [11].

ТЕМА 2. ОСАДОВІ ТЕКСТУРИ.

Ця тема лекційних занять присвячена розкриттю суті поняття *внутрішньої текстури* осадових порід, під якою *розуміють сукупність ознак будови гірських порід, зумовлених орієнтуванням, відносним розташуванням складових частин осадової породи* [10, 35]. Внутрішня текстура виражена, головню, через такі зміни характеристик складових частин породи [10, 35]:

- зміни речовинного складу породи в окремих прошарках;
- зміни гранулометричного складу відкладів;
- пошарова зміна забарвлення (смугастість);
- розвитком пошарово розташованих включень;
- взаємопаралельне розташування сплющених частинок.

Внутрішні текстури відкладів залежно від *часу та умов* їхнього формування поділяються на такі типи і підтипи:

- а) *первинні* – які формуються одночасно з процесами осадонагромадження;
- б) *вторинні* – виникають у процесі діагенезу;
- в) *епігенетичні* – виникають після завершення формування відкладів (табл. 6).

Таблиця 6

Класифікація текстур [10]

Первинні текстури	<i>Текстури осадонагромадження</i>	Напластування
		Шаруватість
		Прямолінійна окремість
		Похила шаруватість
		Діагональна шаруватість
		Градаційна шаруватість
		Брижі
	<i>Ерозійні текстури</i>	Сліди течій
		Сліди предметів
		Штрихи від ударів
		Сліди ковзання
		Сліди перекачування і перескоків
		Сліди дощових крапель
	<i>Деформаційні текстури</i>	Порушені напластування
		Седиментаційні складки
		Болотні тріщини
	<i>Біогенні текстури</i>	Текстури росту організмів
		Сліди, залишені організмами
		Біотурбаційні текстури
Вторинні (діагенетичні) текстури	Сліди кристалів	
	Конкреції	
Епігенетичні текстури	Кріогенні текстури	
	Тріщини всихання	

Первинні текстури формуються внаслідок розвитку процесів осадонагромадження, ерозії і деформації, які часто накладаються один на одного. Розвиток первинних текстур пов'язаний з пульсаціями процесів осадонагромадження, які, однак, відбуваються у постійній фаціальній обстановці. Наприклад, шаруватість алювіальної товщі формується під час пульсацій режиму стоку наносів, тобто змін кількості транспортувального матеріалу, змін його гранулометричного складу тощо, однак це відбувається завжди у водному середовищі.

Текстури осадонагромадження. Напластування виникають унаслідок різко виражених змін у процесі осадонагромадження або ж перерв у процесах нагромадження відкладів, часто відділених місцевою ерозією. До головних причин розвитку напластувань зараховують:

- сезонні зміни (періоди танення снігу і льоду, сезон дощів тощо);
- кліматичні зміни (чергування тривалих посушливих і холодних періодів з вологими і теплими);
- зміни, зумовлені розмноженням і відмиранням організмів;
- зміни гідродинамічних умов (міграції русла, шторми тощо);
- зміни рівня моря.

Шаруватість та умови її формування в загальних рисах розглянуті вище. Тут варто деталізувати деякі морфологічні параметри шаруватості. З урахуванням геометричних критеріїв (потужності, малюнки шаруватості, сортування уламкового матеріалу тощо) розрізняють два головних морфологічні типи шаруватості: *горизонтальну*, яка характеризується паралельністю прошарків, які її формують, і *косу*, яка утворюється системою прошарків, розташованих нахилено до підшви і покрівлі шару [20].

Горизонтальна шаруватість розвивається за спокійних умов седиментації і може бути:

- простою (у випадку рівномірного і паралельного розташування прошарків);
- ритмічною (закономірна зміна структурно різнорідних прошарків, які формують ритм, наприклад гравій → пісок → суглинок);
- серійною (чітко простежена повторюваність подібних за будовою ритмів, наприклад, гравій → пісок → суглинок → гравій → пісок → суглинок).

Згідно з морфологічними критеріями горизонтальну шаруватість поділяють на:

- лінійну – характеризується витриманістю прошарків і одноманітністю їхнього зовнішнього вигляду і потужності;
- переривистою – за наявністю нечітко обмежених прошарків;
- стрічкову – чергування прошарків, які різко відрізняються між собою складом, кольором тощо;
- лінзоподібну – характеризується швидким вклинюванням прошарків з розрізу шару і невитриманістю прошарків [20].

Значно складніша будова косої шаруватості, яка помітна перш за все у піщаних і алевритових породах, рідше – у конгломератах або, наприклад,

карбонатних породах уламкового походження. Головним елементом косої шаруватості є серія, яка характеризується паралельністю прошарків, що її формують.

За формою прошарків коса шаруватість може бути:

- прямолінійною;
- такою, що виположується до підошви;
- такою, що виположується до підошви і покрівлі;
- хвилястою [20].

Хвиляста шаруватість стосується текстур, які зрідка трапляються і, як звичайно, вона супроводжує висхідні бриджі у вигляді лінзоподібної шаруватості.

За розташуванням меж між серіями прошарків розрізняють такі типи косої шаруватості:

- діагональна і периста, у яких межі між серіями приблизно паралельні пластовим поверхням (у діагональній – прошарки падають в один бік, у перистій – в різні);
- перехресна шаруватість формується серіями з межами, які падають в різні боки;
- мультіподібна – складена синкліноподібними серіями.

Під час характеристики косої шаруватості необхідно враховувати зміни її вигляду у різних перерізах. Стінка відслонення розчленовує об'ємний косошаруватий комплекс відкладів у випадковому перерізі, у якому похило залягаючі прошарки, як правило, нахилені під кутами меншими від дійсних, а іноді будуть залягати горизонтально – коли стінка відслонення перетинає їх за простяганням. Тому косу шаруватість необхідно вивчати у декількох перерізах.

Вивчення косої шаруватості дає можливість визначати не тільки генезис відкладів, а й встановити домінуючий напрям руху середовища осадоагромадження. Для вирішення цього завдання необхідно ґрунтовно заміряти істинні кути падіння якомога більшої кількості косошаруватих пачок у межах досліджуваного горизонту. Велика кількість замірів потрібна тому, що схили піщаних нерівностей (брижів, валів тощо), які виникають під час руху води або повітря, нахилені в найрізноманітніших напрямках, і тільки напрям падіння крутонахилених ділянок, їхніх поверхонь співпадає з лінією руху цих мікроформ рельєфу (брижів, валів тощо), тобто з напрямом переміщення уламкового матеріалу [20]. У кожній косошаруватій серії розчищається невеликий майданчик на поверхні прошарку, на цьому майданчику гірським компасом заміряється напрям істинного падіння прошарку і кут падіння. Схожі заміри проводяться в усіх косошаруватих пластах, які є видимими в досліджуваному відслоненні.

Опрацювання зроблених замірів виконується шляхом побудови полярних діаграм. Діаграми складаються з концентричних кругів, які відповідають кутам падіння (в центрі круга нахил дорівнює 0°) і 35 прямих ліній, які перетинаються в центрі круга і відповідають азимутам падіння. У цій системі координат кожен замір позначається точкою, розташованою тим далі від центру круга, чим більший ухил шаруватості.

Судячи з концентрації на певній ділянці діаграми точок, визначається домінуючий напрям транспорту уламкового матеріалу.

В зцементованих породах часто неможливо розчистити площини падіння шаруватості, а, відповідно, і неможливо виміряти істинні азимуті її падіння. У цьому випадку треба заміряти косу шаруватість в різноманітно орієнтованих перетинах і в кожному з них спостерігати для кожної із серій видимі кути падіння шаруватості, які нахилені вправо або вліво від спостерігача. Азимуті стінок відслонень, в яких заміряні найбільші середні кути падіння, найближчі до домінуючого напрямку привнесення уламкового матеріалу [20].

Прямолінійна окремість – це поверхні, які формуються внаслідок відшаровування шаруватого матеріалу вздовж площин окремоостей, які мають нерівний, характерний рельєф (дрібні западини, випуклості тощо) [3].

Похила шаруватість формується внаслідок процесів осадоагроадаженія на схилах, наприклад брижів, дюн тощо [3].

Діагональна шаруватість простежується у серії прошарків, кожний з яких нахилений у бік нижньої межі серії під певним кутом [3]. Розрізняють *пластову* (її також часто описують як плитчасту, таблитчасту) і *жолобоподібну* (або мультдоподібну) *діагональні шаруватості*.

Градаційна шаруватість виражається в напрямленій зміні розміру зерен у вертикальному розрізі прошарку за умови, що розподіл зернистості матеріалу прошарку видно макроскопічно. Залежно від тенденцій змін зернистості матеріалу прошарку виокремлюють декілька типів градаційної шаруватості. Зокрема, *нормальною* градаційною шаруватістю називається шаруватість у якої зміни від грубих фракцій до дрібних поступові й відбуваються знизу вверху.

Якщо зернистість матеріалу прошарку змінюється в його межах лише один раз і в певному напрямі, таку градаційну шаруватість називають *одноразовою*.

Якщо в прошарку зміна зернистості в заданому напрямі повторюється два і більше разів, таку градаційну шаруватість називають *багаторазовою*.

Якщо найбільші фракції зерен згруповані у центрі прошарку, а зернистість матеріалу зменшується в обидва боки – як у напрямі покрівлі прошарку, так і в напрямі його підосви, – то залежно від розташування горизонту найбільших зерен розрізняють *симетричну і несиметричну* градаційні шаруватості.

Окрема схема класифікації типів градаційної шаруватості ґрунтується на характерах переходів між зернами найбільшої та найменшої фракцій. У випадку поступових переходів між фракціями градаційну шаруватість називають *ступінчастою*, а у випадку різких стрибкоподібних переходів – *переривчастою*.

Брижі – це форми мікрорельєфу, які формуються внаслідок однонаправленої дії певних геологічних чинників (вітру, води) [3].

Виділяють декілька типів брижів: *хвилеприбійні, змішані хвилеприбійно-течієві, течій та еолові*.

У поперечному перерізі *еолові* брижі несиметричні, їм притаманна порівняно мала висота, але значна відстань між гребенями. Співвідношення висоти брижів до відстані між ними 1:20 або навіть 1:50.

Брижі *течій* мають прямі або випуклі гребені, однакові висоти й однакові інтервали між ними, різко асиметричний поперечний профіль, з крутішим схилом, оберненим за течією і пологішим проти течії. Зі збільшенням швидкості течії гребені брижів у плані стають коротшими і випуклішими, а висоти і відстані між ними – диференційованішими.

Хвилеприбійні брижі значно довші порівняно з брижами течій і мають пряміше гребені, однакові висоти та інтервали, а також округлий і симетричний профіль.

Для змішаних *хвилеприбійно-течієвих* брижів характерний асиметричний, але заокруглений профіль, інші параметри визначені співвідношенням сили течії до інтенсивності хвилеприбійної діяльності.

Походження брижів відображене також в узорах, які вони утворюють гребенями на горизонтальній площині, причому, генетично однотипні брижі можуть формувати у плані різні малюнки. Найбільшу диференціацію мають підводні брижі течій. Загалом виділяють близько десяти головних типів брижів.

Серед ***ерозійних текстур*** найпоширеніші *текстури течій*, які представлені *ерозійними каналами* та *ерозійними розмивами*. Обидві текстури в поперечному перерізі – це западини різної форми, що заповнені відкладами, дещо відмінними літологічно від підстильних. Розрізняють два головні типи ерозійних текстур – *одиночні ерозійні канали* і *складні канали*. Одиночний канал має сліди одного розмивання, тобто одну ерозійну поверхню, а відклади, які вповнюють канал, не несуть слідів повторного розмивання або мають лише сліди локальної ерозії. Складний канал несе сліди декількох циклів ерозійного розмивання основи каналу, розділених етапами вповнення каналу відкладами.

Залежно від контуру поперечного розрізу виділяють U-, V-подібні та асиметричні канали.

Чотири типи ерозійних текстур, які описані нижче, тісно пов'язані між собою, тому межі між ними розмиті. Для їхнього формування потрібні принаймні дві передумови – транспортування уламків способом волочіння по дну з перескоками і порівняно м'який субстрат ложа. *Сліди волочіння* предметів потоком представлені здебільшого прямолінійними вузькими і порівняно глибокими борознами, що обмежені паралельними краями, які простягаються в напрямі руху потоку. Довжина слідів волочіння завжди в декілька разів більша від їхньої ширини і глибини.

Сліди ударів формуються під час короткочасних і випадкових зіткнень уламків, що їх транспортує потік з ґрунтом ложа [3]. Форми слідів залежать від вигляду уламка, кута зіткнення його з ложем і типу самого ложа. Зі зменшенням кута зіткнення змінюватиметься і вигляд сліду зіткнення від *шрамів зіткнення* до *слідів ковзання*. Шрами від ударів мають форму невеликих заглиблень, які розширюються й поглиблюються у напрямі руху потоку. У плані вони мають форму гострокутного трикутника, оберненого вершиною проти течії. У поздовжньому перерізі сліду схил, обернений проти течії, завжди довший і пологіший порівняно з тим, що розвинутий за течією.

У випадку, коли предмет, зтикається з пластичним матеріалом ложа, захоплює частину цього матеріалу і виштовхує його вперед, формуючи

попереду фронту заглиблення невеликий вал, утворюється *текстура ковзання* з фронтальною складкою. Такі сліди виникають під час зіткнення предмета з ложем під невеликим кутом.

Коли предмет формує лінійно витягнутий ланцюг вм'ятин на поверхні ложа, то говорять про *сліди перескоків*. Такі текстури утворюються, як звичайно, під час ковзання предметів, а форма, розміри заглиблень залежать від геометрії і способу розташування предмета під час кожного зіткнення з дном водойми. Типові сліди перескоків складаються з низки чітких ізольованих між собою заглиблень, однак зі зменшенням відстані між слідами зіткнень текстури перескоків трансформуються у *сліди перекочування*.

Унаслідок падіння на поверхню пластичного матеріалу (глини, мулу, дрібнозернистих пісків тощо) дощових крапель утворюються дрібні округлі заглиблення, оточені вздовж країв невеликими бортами з нерівними краями. Такі тексттури називають *слідами дощових крапель*.

Деформаційні седиментаційні текстури утворюються у результаті порушення первинної конфігурації, системи внутрішньої будови прошарків, які розвинулись унаслідок різноманітних геологічних процесів у відкладах перед остаточною їх літифікацією [3]. Причинами змін внутрішньої будови відкладів у прошарку є:

- а) гравітаційні масові переміщення матеріалу;
- б) зміни статичного або динамічного навантаження;
- в) зміни об'єму відкладів;
- г) тертя відкладів прошарку об ложе під час руху матеріалу;
- д) діяльність організмів тощо.

Розвиток цих процесів приводить до того, що прошарки, шари відкладів стають хаотично складчастими, зім'ятими, розірваними на окремі блоки.

Порушене нашарування формується під дією описаних вище геологічних процесів, які можуть розвиватись у несформованій, пластичній (розвиваються складки, розриви, виклинювання тощо) та в консолідованій, спаяній товщах відкладів (трапляються блоки, уламки) [3]. Порушення можуть охоплювати як окремі прошарки, шари, так і цілі пачки, горизонти й навіть комплекс відкладів.

За *характером деформацій* виділяють два типи порушеного нашарування: *з подрібненням* і *без подрібнення*. У першому випадку відклади розпилені, подрібнені, формують безструктурну масу, у якій хаотично перемішані уламки різного розміру і форми, у другому в товщі відкладів дуже мало розпиленого матеріалу або його немає зовсім.

Масові рухи матеріалу зумовлюють також розвиток *седиментаційних складок* (складчастих текстур) – окремих відірваних складок, побудованих зв'язаними гірськими породами, наприклад пісковиками, які знаходять серед безструктурної маси відкладів, зокрема, глинистої товщі. Як звичайно такі складки запрокинені, а якщо кількість заповнювальної маси (глинистого матеріалу) невелика, то часто складки насунуті одна на одну.

Болотні тріщини становлять полігенетичну групу текстур, які утворюються внаслідок зменшення об'єму свіжовідкладених осадів [3]. Як звичайно такі текстури трапляються у товщах дрібноуламкових відкладів

(супіщано–глинистих, іноді у товщі дрібнозернистих пісків, які вміщують велику частку глинистого матеріалу). Вони формуються під час висихання відкладів у субаеральних умовах. На початкових стадіях висихання утворюються різнотипіві тріщини, які роздвоюються або розходяться радіально – це так звані *некомплексні* болотні тріщини. Надалі, тобто з продовженням процесу висихання, формуються правильні, більш-менш рівномірні мережі, які розділяють поверхню відкладів на сумірні шестигранники. Однак з огляду на неоднорідність матеріалу, нерівномірність процесу його висихання далі формуються неправильні полігони. Розміри багатогранників коливаються від декількох до 10 см і більше, а глибина тріщин – від декількох міліметрів до декількох сантиметрів. Глибина тріщин зумовлена потужністю шару дрібнозернистого матеріалу і тривалістю процесу висихання. Відповідно, тонкі прошарки можуть бути повністю розбиті тріщинами, що розташовані більш-менш перпендикулярно до поверхні відкладів, а в потужніших прошарках, де нижні частини відкладів зберігають деяку кількість вологи або представлені більшими фракціями, форма тріщин у поперечному вертикальному перерізі нагадуватиме букву “V”.

Продовження процесу висихання і подальшого зменшення об’єму відкладів у межах сформованих багатокутників призводить до задирання їхніх країв у бік поверхні. Унаслідок цього багатокутники набувають форми чаші, а якщо висохлий шар лежить на твердому субстраті, то процес висихання може сприяти повному відшаруванню полігонів, а потім і згортанню їх у рулони.

Коли процес висихання просувається від подошви відкладів до їхньої покрівлі, то краї полігонів загинаються донизу.

Біогенні текстури. До біогенних текстур відносяться *релікти коріння рослин, сліди пересування хребетних та безхребетних організмів, сліди риючих організмів* тощо. Форми слідів швидше відображають умови їхнього формування, аніж їхнього творця. Тому сліди діяльності живих організмів, які зафіксовані у гірській породі у вигляді гієрогліфів і інших біогенних текстур, є цінними індикаторами фацій і характеру седиментаційних процесів [3]. Індивідуальний морфологічний тип сліду викопного організму називається *іхногеном* [23].

Однак, у континентальних відкладах значення слідів життєдіяльності організмів порівняно невелике, що пов’язано з поганими умовами фосилізації. Значно ціннішими з точки зору геології, палеогеографії, палеоекології і краще вивченими, класифікованими є сліди життєдіяльності морських безхребетних.

За часом утворення сліди діяльності організмів поділяються на:

- постдепозиційні – утворилися пізніше формування самого пласта відкладів, на якому або в середині якого вони спостерігаються;
- додепозиційні – утворилися перед формування пласта. Вони є зліпками форм, які були на дні перед осадженням шару відкладів і тому вони розвинені лише на поверхні пласта. [3].

Ідентифікаційні ознаки постдепозиційних і додепозиційних слідів сьогодні чітко встановлені. Наприклад до постдепозиційних відносяться сліди, які:

- розвинені всередині пласта;

- не зрослися з породою і порівняно легко відділяються від неї;
- перетинаючі або деформаційні сліди течій і інші депозиційні текстури [3].

До депозиційних відносяться сліди, які:

- перерізані або іншим способом пошкоджені слідами течій;
- заповнені відкладами з діагональною шаруватістю;
- заповнені грубозернистими відкладами, які часто містять велику кількість слюди [3].

Є також інші але менш однозначні ознаки постдепозиційних та депозиційних умов формування слідів діяльності живих організмів.

Більшість наземних іхноген представлені слідами хребетних тварин. Особливо добре вивчені сліди динозаврів. Ймовірність збереження таких слідів невелика, найчастіше вони зберігаються у відкладах пересохлих озер, на дні рік і припливно-відпливних відмілинах.

Вторинні (діагенетичні) текстури безпосередньо не залежать від головних процесів осадоагромадження; це сингенетичні утворення. Вони виникають головно у процесі діагенетичних перетворень, тому їх часто називають ще діагенетичними.

Конкреції – це ранньодіагенетичні утворення, які залежать від геохімічного режиму ґрунтових розчинів (вод) і здатні тривалий час зберігатися у вигляді твердої фази. Формування конкрецій зумовлене також кліматичною зоною (природною зоною). Конкреції можуть бути представлені:

- а) окисами заліза і глинозему (в зонах латеритоформування);
- б) кальциту, анкериту і доломіту (карбонатної седиментації);
- в) гіпсу й опалу (континентальні відклади аридного клімату).

Окрім відмінностей у складі, конкреції суттєво відрізняються за формою, зокрема розрізняють такі: *еліпсоподібні, округлі, витягнуті, неправильні з відростами, однорідні або зонарні, з розтрісканою поверхнею або не розтрісканою.*

Конкреції досліджують у полі під лупою, перш за все для пошуку органічних решток, які часто є причиною початку формування конкрецій, та в лабораторіях на фізико-механічні властивості (міцність, злам, пористість, склад, текстури), хімічний склад, аналіз шліфів тощо. Загалом дослідження конкрецій зводяться до з'ясування умов формування конкрецій, а отже, і до реконструкції фізико-географічних умов часу розгортання діагенетичних перетворень у конкрецієвміщеній товщі порід. У цьому разі треба звертати увагу на походження конкрецій – сингенетичне або епігенетичне, на їхнє кількісне співвідношення з конкрецієвміщеною породою і розташування щодо шаруватості.

Епігенетичні текстури формуються під час перетворень текстур відкладів у процесі діагенезу і пов'язані з переміщенням уламкового матеріалу в товщі напіврідких відкладів залежно від їхньої щільності, розмірів уламків та утворенням у кінцевому підсумку сортованої шаруватості, яка часто не має нічого спільного з первинною шаруватістю відкладів. До епігенетичних текстур належать різноманітні типи *криогенних текстур, тріщин висихання* тощо.

Кріогенні текстури – це сукупність ознак будови багаторічномерзлих порід, зумовлених орієнтуванням, відносним розташуванням і розподіленням включень льоду і мінеральних або органічних агрегатів.

Розвиток такого типу текстур відбувається за умов сезонного відтаювання (влітку) до певної глибини багаторічномерзлих порід і наступного їх промерзання (взимку). Процеси періодичного відтаювання і промерзання призводять до формування специфічних, притаманних лише кріолітозоні форм рельєфу і комплексу відкладів. *Кріолітозона – територія на якій переважають багаторічномерзлі породи.* Найпоширенішими серед них такі: полігонально-жильні структури; плями-медальйони; термокарстові форми; горби здимання; форми, пов'язані з гравітаційними процесами тощо.

Полігонально-жильні структури розвиваються в процесі морозобійного розтріскування гірських порід під час багаторазових охолоджень і стискувань та прогрівань і розширень товщі гірських порід. Морозобійні тріщини можуть багаторазово виникати на одному й тому ж місці, а гірську породу розбиває система перпендикулярних тріщин. Тріщини, які виникли взимку, влітку, коли діяльний шар відтає, заповнює вода. Під час чергового переходу від теплих до холодних умов вода замерзає і лід розширює тріщину. Така послідовність подій багаторазово повторюється і льодяний клин збільшується.

Якщо льодяні жили відтають, то у вільний простір, окрім води, потрапляє також матеріал діяльного шару, так формуються *псевдоморфози по полігонально-жильних структурах.*

Під час промерзання, яке розпочинається швидше по боках тріщин, у центрі структури виникає надлишковий тиск ще не промерзлого піщано-глинистого субстрату, який може прорвати малопотужну кірку мерзлих порід і розрідженою масою залити певний майданчик. Утворюється пляма, обмежена полігональною сіткою тріщин. Система розрізнених плям формує *плями-медальйони.*

Зміни теплового режиму у приповерхневій частині кріолітозони часто зумовлюють протаювання жильного льоду на окремих ділянках території і, як наслідок, просідання ґрунту та виникнення специфічних форм рельєфу – *термокарстових заглиблень.* Заглиблення мають різний діаметр і глибину, заповнені водою або без води тощо.

У разі зміни теплового режиму але у бік пониження температур за рахунок льоду зростає об'єм породи у діяльному шарі, що призводить до піднімання поверхні – виникають *горби здимання.*

Під час відтаювання порід діяльного шару і досягнення в'язкопластичної консистенції субстрату, розташованого на певній похилій поверхні розвивається *соліфлюкція – повільна в'язкопластична течія пухких відкладів, яка відбувається влітку над покрівлею багаторічномерзлих порід.* Процес соліфлюкції залежить від крутості схилів (визначає інтенсивність розвитку процесу), глибини сезонного відтаювання порід, характеру задернованості схилу і складу відкладів. У випадку різної швидкості зміщення породи, що залежить передусім від форми схилу, соліфлюкція проявляється у вигляді терас, язиків, смуг та інших форм.

Тріщини висихання утворюються аналогічно до болотних, однак, на відміну від них, їх заповнюють відклади. Це сприяє їхньому збереженню і переходу часто у викопний стан. У викопному стані тріщини висихання зберігаються в чотирьох головних формах:

- а) як сліди тріщин на верхній поверхні пересохлого шару;
- б) у вигляді злипків на нижній частині перекривного шару, матеріал якого заповнює щілини;
- в) у вигляді заглиблених відбитків заповнень щілин на верхній частині підстильного горизонту;
- г) у вигляді валиків на верхній поверхні підстильного горизонту, утворених унаслідок засипання частково відшарованих багатокутників [3].

Формування тріщин висихання відбувається, як звичайно, на поверхні глинистих, суглинистих, супіщаних, мергелистих порід, інколи на гіпсах, розташованих на поверхнях заплав, припливно-відпливних територіях та інших водних акваторіях, які періодично пересихають. Також з'ясовано, що такі текстури можуть формуватись і у водному басейні, коли товща відкладів постійно перекрита водою, наприклад, у карбонатних відкладах, під час розширення шарів на ранніх стадіях діагенетичних перетворень.

Під час опису тріщин висихання заміряють їхню ширину, глибину, а також форму утворюваних ними багатокутників у плані, визначають можливість існування тріщин висихання різних генерацій.

Контрольні питання

1. Які складові частини розрізняють в осадових породах?
2. Перелічіть фізичні характеристики уламкового матеріалу.
3. Відтворіть схему класифікації уламкових порід за гранулометричним складом.
4. Які чотири класи уламків розрізняють на підставі співвідношення між довжиною, шириною і товщиною уламка?
5. За якою формулою вираховується коефіцієнт сплюсненості уламків?
6. За якою формулою вираховується коефіцієнт подовгуватості уламків?
7. За якою формулою вираховується коефіцієнт ізометричності уламків?
8. Від яких факторів залежить обкатаність уламкових частинок?
9. Яких правил треба дотримуватись для визначення обкатаності крупноуламкового матеріалу?
10. Які види поверхонь розрізняють у піщаних зернах? Схарактеризуйте ці види поверхонь.
11. Які види поверхонь розрізняють у гравійно-галечникових зернах? Схарактеризуйте ці види поверхонь.
12. Відтворіть характеристики пакування зерен.
13. Що розуміють під внутрішньою текстурою відкладів?
14. Які зміни характеристик складових частин породи виражають внутрішню текстуру породи?
15. Які типи внутрішніх текстур відкладів розрізняють залежно від часу та умов їхнього формування?

16. Які текстури формуються внаслідок розвитку процесів осадонагромадження, ерозії і деформації?
17. Перелічіть та схарактеризуйте головні причини розвитку напластунів.
18. За яких умов седиментації розвивається горизонтальна шаруватість?
19. У чому виражається градаційна шаруватість?
20. Які типи градаційної шаруватості розрізняють? Схарактеризуйте їх.
21. Які типів брижів розрізняють? Схарактеризуйте їх.
22. Перелічіть та схарактеризуйте ерозійні текстури.
23. Перелічіть причини змін внутрішньої будови відкладів у прошарку.
24. Які типи порушеного нашарування виділяють на основі характеру деформацій?
25. Що відноситься до біогенних текстур?
26. Як сліди діяльності організмів поділяються за часом їхнього утворення?
27. Чим можуть бути представлені конкреції?
28. У результаті розвитку яких процесів формуються епігенетичні текстури?
29. За яких умов відбувається формування кріогенних текстур?
30. У результаті розвитку яких процесів формуються полігонально-жилінні структури?
31. У результаті розвитку яких процесів формуються плями-медальйони?
32. У чому полягає процес соліфлюкції?
33. У яких умовах формуються тріщини висихання?

ЗМІСТОВИЙ МОДУЛЬ 3.

ТЕМА 1. ТРАНСПОРТУВАННЯ МАТЕРІАЛУ В КОНТИНЕНТАЛЬНИХ УМОВАХ. ГОЛОВНІ ЕТАПИ І ШЛЯХИ ПЕРЕНОСУ.

Складність рельєфу і відмінності в кліматичній обстановці, на думку Є. Шанцера, приводять до суттєвої неоднорідності перебігу процесу переміщення продуктів руйнування гірських порід від джерел зносу до зон акумуляції та, зрештою, від внутрішніх районів суші до морського узбережжя в різних ділянках материків [32]. Крім того, навіть у межах однієї й тієї ж невеликої території інколи простежують вельми примхливе і мозаїчне чергування ділянок, які є джерелами початкового матеріалу, з ділянками, на яких відбувається його повна або часткова акумуляція. Проте, незважаючи на це, Є. Шанцер намітив великі етапи міграції, які змінюють один одного на шляху транспортування речовини по поверхні суші (рис. 3).

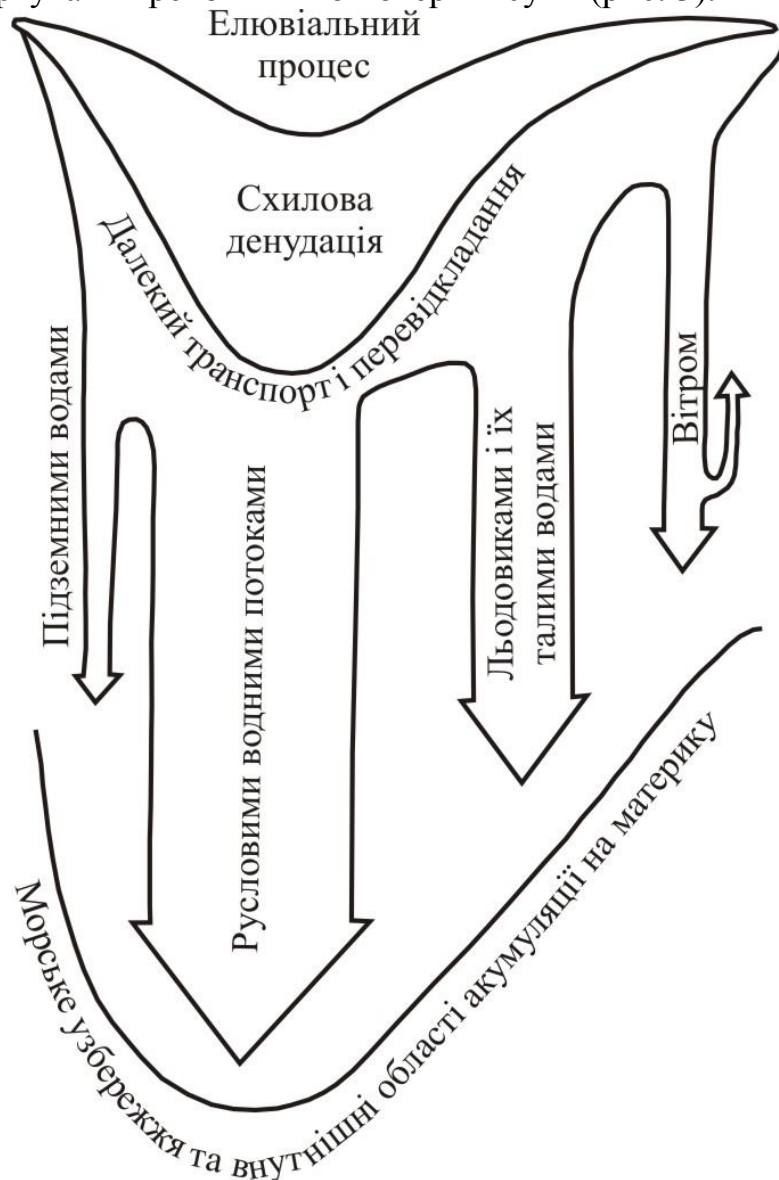


Рис. 3. Схема головних етапів і шляхів перенесення продуктів звітрювання і руйнування гірських порід поверхнею суші [32]

Початковий етап міграції речовини відбувається в межах вододільних просторів. Тут, особливо на великих територіях з досить вирівняним рельєфом і слабким проявом денудації, роль провідного чинника гліптогенезу *відіграють* *звітрювання і зумовлений ним елювіальний процес, що формує топографічно незміщену кору звітрювання*. Пухкі продукти елювіальної переробки гірських порід, з яких складена кора звітрювання, утворюють вельми своєрідну групу осадових відкладів. Цей підрозділ названо *елювіальним парагенетичним рядом, або рядом кори звітрювання* (табл. 7).

Таблиця 7

Схема класифікації генетичних типів континентальних осадових порід [32]

<i>Парагенетичний ряд</i>	<i>Парагенетична група і підгрупа</i>		<i>Генетичний тип</i>
I. Елювіальний (ряд кори звітрювання)	А. Група ґрунтів		Ґрунти автохтонні
	Б. Група власне кори звітрювання		Торфовища, Елювій
II. Схилувий (колювіальний)	А. Граві- таційна група	а) колювій обвалювання	Обвальні, осипні накопиченн
		б) колювій сповзання	Зсувні, соліфлюкційні накопичення
	Б. Делювіальна група (колювій змиву)		Делювій
III. Водний (аквальний)	А. Група відкладів руслових водних потоків (флювіальна)		Алювій, пролювій
	Б. Група озерних відкладів (лімнічна)		Озерні відклади
IV. Підземновод- ний (субтеральний)	А. Група відкладів печер (субтеральна)		Печерні відклади
	Б. Група відкладів джерел (фонтальна)		Туфи, травертини
V. Льодовиковий (гляціальний)	А. Група власне льодовикових відкладів (гляціальна)		Основні, крайові морени
	Б. Група водно- льодовикова	а) льодовико- річкова (флювіо- гляціальна)	Внутрішньо- льодовиковий, прильодовиковий (перигляціальний)
		б) льодовико- озерна (лімно- гляціальна)	Озернольодовикові (лімногляціальні)
VI. Еоловий (вітровий)	А. Група еолових пісків		Еолові піски
	Б. Група еолових лесів		Еолові леси

Елювіальний ряд різко протиставлений решті континентальних відкладів разом узятих, оскільки, елювій взагалі не є відкладами. Водночас елювіальний

процес охоплює безперечні елементи хомогенного осадонагромадження. Тому його пропонують розглядати також як своєрідний різновид акумуляції, як одну з її динамічних форм. На тих ділянках суші, у межах яких інтенсивно утворюється кора звітрювання, майже не виявлена денудація, що, власне, і є вирішальною умовою збереження елювіальних продуктів на місці їхнього виникнення. З огляду на це нема й суттєвих перетворень рельєфу під впливом екзогенних чинників.

Елювіальні утворення, а там, де їх нема, – продукти безпосереднього руйнування корінних порід є головним джерелом матеріалу, що його розносять далі агенти денудації по поверхні континентів і що дає початок решті континентальних осадових утворень. Для більшої його частини першим етапом перенесення слугує етап схилової денудації, під час якого елювіальний матеріал переміщається від вододільних ділянок до днищ долин – головних транспортних артерій суші. Більша або менша кількість продуктів зносу затримується на нижніх ділянках схилів і біля їхнього підніжжя, утворюючи різноманітні нагромадження, що становлять другий великий підрозділ класифікаційної схеми генетичних типів Є. Шанцера – *схилувий*, або *колювіальний, парагенетичний ряд* [32]. Схиліві накопичення значно більш гетерогенні, ніж елювіальні, і серед них є декілька суттєво відмінних генетичних типів. Кожен з них формується на притаманній тільки йому ділянці денудаційного схилу, своєрідному за формою, де рушійні чинники транспортування матеріалу часом є принципово різними за фізичною природою. Залежно від особливостей рельєфу, клімату і геологічної будови місцевості це:

- або винятково гравітаційне обвалення й осипання уламків гірських порід під впливом власної ваги;
- або обвальне ковзання блоків порід схилу по поверхнях зриву;
- або повільне переміщення поверхневих шарів ґрунту, перезволожених до пластичного або плинного стану;
- або, нарешті, змив підготовленого звітрюванням покриву дощовою або талою сніговою водою, що стікає зі схилу.

Панування одного з цих основних процесів – скочування, осипання, сповзання, соліфлюкції і змиву, – призводить до специфічного результату, який виявляється, з одного боку, у зміні морфології схилу а, з іншого, – у накопиченні своєрідних товщ відкладів, які суттєво відрізняються один від одного і за динамікою накопичення, і за складом, і за будовою, і за умовами залягання [32]. Тому кожну з форм схилової денудації автор розглянув як агенти особливої форми гліптогенезу, а відклади, що утворюються в цьому разі, як самостійний генетичний тип схилового ряду. Його крайні складові різко відмінні між собою, а їхнє об'єднання в один і той же підрозділ класифікаційної схеми, на перший погляд, може видатись навіть штучним. Наприклад, очевидні різкі відмінності між грубоуламковими несорттованими обвальними нагромадженнями і делювієм, що утворюється в ході змиву зі схилу і нерідко складений тонко відмученими однорідними суглинистими відкладами. Проте,

ряд, схилу, справді є, з погляду вчення про генетичні типи, нерозривною єдністю, зі складу якої не можна вилучати жодного типу відкладів.

Отже, у складі схилового ряду виділяють п'ять головних генетичних типів, які відповідають п'ятьом якісно відмінним формам схилової денудації:

- 1) обвальні накопичення (дерупцій);
- 2) осипні накопичення (десперсій);
- 3) обвальні накопичення (деляпсій);
- 4) соліфлюкційні накопичення (дефлюксій або соліфлюксій);
- 5) делювій [32].

З них перші чотири типи за динамікою накопичення відкладів чітко протиставлені делювію. Головним чинником у цьому випадку є сила тяжіння, точніше вага гірських порід, що формують схил, і продуктів їхнього руйнування. Це дало змогу Є. Шанцеру об'єднати їх в особливу парагенетичну групу гравітаційних відкладів, протиставивши їй іншу – делювіальну парагенетичну групу [32]. Делювіальна група охоплює один єдиний генетичний тип – делювій, що утворюється внаслідок змивання зі схилу. Відповідно, гравітаційна група також є досить неоднорідною з погляду рушійних чинників осадонагромадження. Суто гравітаційними за походженням є, власне, тільки перші два генетичні типи – обвальні й осипні накопичення, що складаються з уламків гірських порід, що покотилися зі схилу.

Тому хоча процеси скочування й осипання за динамікою, морфо- і літогенетичним результатом дещо відрізняються один від одного, Є. Шанцер об'єднав їх в одну підгрупу, що охоплює велику частину грубоуламкових відкладів схилів, яку в геологічній літературі часто називають колювієм.

Головна маса продуктів звітрювання і руйнування гірських порід, пройшовши етап схилової денудації або оминувши її, зазнає подальшого перенесення і перевідкладення. Залежно від фізико-географічної обстановки, головними рушійними чинниками в цьому разі можуть бути або руслові водні потоки (річки, струмки), або льодовики та їхні талі води, або вітер. Тому в схемі (рис. 5) учений розрізнув три головні типи міграції речовини по поверхні суші – водний, льодовиковий та еоловий [32]. Як різновид водного типу він також розглядав чітко відмежовану форму міграції за допомогою підземних вод. Кожний з цих типів перенесення супроводжується специфічними типами морфогенезу, якісно своєрідними динамічними формами акумуляції, а отже, і утворенням притаманних тільки їм особливих генетичних типів відкладів і їхніх парагенезів. Це дало змогу виділити чотири великі паралельні парагенетичні ряди континентальних осадових відкладів, що відповідають цьому етапу перенесення осадового матеріалу, – *водний, підземноводний, льодовиковий і еоловий* [32].

Найпоширенішими є осади *водного парагенетичного ряду*. Його основу становить *парагенетична група руслових водних потоків*, або *флювіальна група*. Руслові водні потоки, постійні, тимчасові річки і струмки є головними транспортними артеріями суші, уздовж яких переміщується переважна частина продуктів руйнування гірських порід. З їхньою роботою пов'язане також поглиблення розчленованості поверхні континенту мережею ерозійних долин.

Отже, загальною гліптогенетичною характеристикою діяльності водних потоків є:

- ерозія та її морфогенетичні наслідки;
- паралельне з ерозією відкладання потоками частини матеріалу, який вони переносять на рівні днищ долин, вироблених ними ж, а в межах широких депресій – на рівні поверхонь ними ж накопичених відкладів [32].

Для всіх відкладів, що утворюються так, характерні загальні особливості динаміки осадонагромадження, загальні закономірності фаціальної диференціації. Це дало змогу Є. Шанцеру об'єднати їх у єдиний великий генетичний тип – *алювій*. Наголосимо, що під цією назвою дослідник розуміє відклади руслових водних потоків, включно з тимчасовими, оскільки з погляду місця в загальній картині гліптогенезу суші й динаміко-геологічної характеристики процесу осадонагромадження вони принципово не відрізняються від нагромаджень постійних річок. Алювій – це, імовірно, найскладніший за будовою і фаціальною неоднорідністю генетичний тип континентальних відкладів і найбагатший на географічні варіанти, притаманні різним орографічним і кліматичним зонам суші.

Винятком є відклади, що формують пригирлові конуси винесення ерозійних долин у підніжжі гірських хребтів аридних областей суші, що часто зливаються в широкі передгірські шлейфи. Хоча вони також є наслідком акумулювальної діяльності руслових водних потоків, їхнє гліптогенетична характеристика суттєво інша, ніж у власне алювіальних утворень. Морфогенетичний ефект їхнього нагромадження дуже специфічний. Своєрідність і закономірності формування та будови багато в чому несхожі на ті, які властиві звичайному алювію. Тому Є. Шанцер виділив їх в особливий генетичний тип – *пролювій*, розуміючи під ним весь комплекс накопичень гирлових виносів долин [32].

Пролювіальні відклади в аридних зонах суші відіграють роль завершальної стадії перенесення продуктів звітрювання і руйнування гірських порід. Конуси винесення і пролювіальні шлейфи передгір'їв – це свого роду внутрішньоконтинентальні кліматично зумовлені кінцеві приймачі речовини, яка мігрує з зон зносу.

Іншим типом подібних кінцевих приймачів є озера. Озерні відклади різко відрізняються за динамікою накопичення, властивостями середовища осадонагромадження як від алювію, так і від пролювію. Якщо вилучити ефемерні водоймища пустель, то озерні відклади є типовими субаквальними утвореннями, що за багатьма рисами динаміки осадонагромадження подібні до морських відкладів. Це дало підстави виділити їх не тільки в особливий генетичний тип, а й в особливу парагенетичну групу водного ряду – *лімнічну*, або *групу озерних відкладів* [32]. Як і сам процес накопичення озерних відкладів, так і решта боків геологічної діяльності озер, наприклад, озерна абразія тощо, приводять до абсолютно інших морфогенетичних результатів, ніж робота руслових водних потоків і в підсумку їх можна розглядати як особливу

форму гліптогенезу, що повною мірою виправдовує виділення лімнічної групи як особливого підрозділу водного ряду.

Група озерних відкладів об'єднує не всі відклади, що утворюються в будь-яких водоймах озерного типу.

З погляду цієї класифікації, значення цілком самостійної групи вчений відвів тільки тим озерним відкладам, які формуються в озерних водоймах, що відіграють роль проміжних або кінцевих приймачів алювіального матеріалу. Це стосується не тільки безстічних озер аридних і семіаридних областей суші, в яких осідають усі тверді та розчинені продукти руйнування гірських порід, знесені з площі водозбору. Великі й малі проточні озера гумідних областей, що перегороджують шляхи річкового стоку, також є свого роду відстійниками, які перехоплюють частину теригенного матеріалу і розривають єдиний шлях його транспортування водними потоками на окремі ланки.

На думку Є. Шанцера, своєрідною формою руйнування гірських порід і міграції продуктів звітрювання є перенесення їх підземними водами, які відіграють значну роль у хімічній денудації суші. У цьому разі частина мінеральної речовини перевідкладається ще на підземному відрізьку шляху. Повільний рух підземних вод у порах і найдрібніших тріщинах осадових і кристалічних гірських порід, що супроводжується лише перенесенням і перевідкладенням водорозчинних та колоїдних речовин, до явищ автор схеми класифікації не зачислив. Мінеральні новоутворення, які в цьому випадку виникають, здебільшого не можна називати самостійними відкладами. Це лише прояви діа- та епігенетичного перетворення гірських порід. Тому особливою формою гліптогенезу, що пов'язана з діяльністю підземних вод, можна вважати тільки карстовий процес. І лише ті відклади, які виникають у карстових порожнинах і печерах, треба виділяти в особливий *підземноводний*, або *субтеральний*, *парагенетичний ряд* континентальних осадових утворень, головним компонентом якого є печерні відклади.

Одним з найважливіших підрозділів класифікаційної схеми є *льодовиковий*, або *гляціальний*, *парагенетичний ряд* [32]. У ньому об'єднано відклади, що в історії Землі неодноразово набували значного поширення і займають особливо велику нішу у будові плейстоценових товщ Північної півкулі.

До гляціального ряду зачислено дві великі парагенетичні групи відкладів – *власне льодовикова (гляціальна) і водно-льодовикова (флювіогляціальна)* [32]. Діяльність талих льодовикових вод так тісно пов'язана з діяльністю самого льодовика, що їхнє місце і роль у літогенезі суші можна правильно трактувати тільки у тому випадку, якщо розглядати їх як єдине явище природи. Справді, флювіогляціальні та озерно-льодовикові відклади разом з власне льодовиковими утворюють цілісний і нерозривний парагенез, який давно вже в геології виділяють як льодовиковий комплекс. Як закономірні складові цього парагенезу, водно-льодовикові відклади за багатьма особливостями умов залягання і поширення, суттєво відрізняються від звичайного алювію і озерних осадів. На однаковому рівні з льодовиковими утвореннями вони беруть участь у будові своєрідного геоморфологічного

комплексу льодовикових форм рельєфу, що відіграє абсолютно особливу роль у морфогенезі суші. Оскільки обидві групи відкладів генетично та історично пов'язані з добре відокремленою формою гліптогенезу, провідним чинником якої слугує зледеніння, що його розглядають у всій сукупності проявів як цілісний історико-геологічний процес, то вони об'єднані в єдиний льодовиковий парагенетичний ряд.

Єдність льодовикового парагенетичного ряду, на переконання Є.В. Шанцера, чітко виокремлиться, якщо цей ряд розглядати з дещо іншого погляду. Винятково льодовикове транспортування може, звичайно, привести до переміщення продуктів руйнування гірських порід з глибин континенту до морського узбережжя. Особливо це характерно для високих широт, де льодовики, що спускаються до самого моря, породжують численні айсберги, які разносять уламковий матеріал далеко у внутрішні частини океанів. Однак, здебільшого, перенесення самим льодом панує лише на перших етапах процесу, з якими пов'язане утворення такого своєрідного генетичного типу льодовикових відкладів, як *основні морени*. Та вже в периферійній частині великих материкових зледенінь, а на багатьох гірських льодовиках навіть починаючи майже з фірнових басейнів, суттєву роль відіграють льодовикові води, які циркулюють у товщі льоду і під його покривом. Ці води, розмиваючи на шляху поверхневі, внутрішні й донні морени, несуть захоплений матеріал до краю льодовика. Це водно-льодовикове транспортування невід'ємне від власне льодовикового і відбувається паралельно з ним.

Серед водно-льодовикових відкладів учений розрізнув дві парагенетичні групи – *льодовикову*, або *флювіогляціальну*, і *льодовиково-озерну*, або *лімногляціальну* [32]. Флювіогляціальні відклади – це відклади турбулентних потоків талих льодовикових вод. Їх поділяють на два генетичні типи: *внутрішньо льодовиковий*, або *інтрагляціальний*, і *прильодовиковий*, або *перигляціальний*. Внутрішньо льодовиковий тип флювіогляціальних відкладів повністю підпорядкований власне льодовиковим відкладам, утворюючи з ними абсолютно нерозривну єдність. Умови накопичення цього різновиду відкладів у край своєрідні й різко відрізняються від тих, які характерні для звичайних водних потоків. Такі відклади рухаючись часто під тиском у тріщинах і каналах усередині товщі льоду або по його ложу, то вриваються в льодовик, утворюючи своєрідні глибокі вимоїни підлідного стоку, що сліпо закінчуються, то нагромаджуються, зумовлюючи розвиток *аккумулятивних форм льодовикового рельєфу* – *ози, ками і камових терас*. Гірше виражені своєрідні риси у флювіогляціальних відкладах прильодовикового типу, що утворюються перед фронтом льоду, – *зандрові конуси чи поля, які виповнюють прильодовикові улоговини стоку*. Вони є продуктом нормальних руслових водних потоків, процеси у яких підпорядковані тим самим законам, що й процеси, які відбуваються у звичайних річках і струмках, а відрізняються лише тим, що живляться талими льодовиковими водами. З огляду на це дослідник поставив питання: де ж провести межу між прильодовиковими флювіогляціальними відкладами і власне річковими (алювіальними)? На його переконання, було б неправильно вважати флювіогляціальними наноси кожної річки, що живиться з

танення льодовиків. Якби протиставляти їх алювію, то відклади річок з різними типами джерел живлення (підземні води тощо) треба було б прийняти за особливі генетичні типи. Суттєвою ознакою річкового алювію слугує його приуроченість до дна долини, розробка якої є лише іншим виявом роботи водного потоку. Тому до флювіогляціальних зачислено тільки відклади таких льодовикових вод, що розтанули всередині самої товщі льоду або по периферії льодовика поза річковими долинами. Ці потоки і вважають додатком льодовика, невіддільним від нього. Та як тільки води потрапляють в оформлену долину, вони стають звичайною річкою, а їхні відклади – одним з різновидів звичайного алювію [32].

Так само вирішено питання класифікації озерно-льодовикових (лімногляціальних) відкладів, що відіграють стосовно флювіогляціальних приблизно ту ж роль, що й звичайні озерні відклади стосовно алювію. Їх виділяють не тільки за ознакою живлення озерних водоймищ талими льодовиковими водами, а й за прямим зв'язком озерних знижень з діяльністю льодовика. Це або загатні озера, які підпружені краєм льодовика й існують лише доти, доки існує сам льодовик, або заповнені талими водами замкнуті западини льодовикового акумулятивного рельєфу. Озерно-льодовикові нагромадження в цих випадках теж є безпосереднім продуктом діяльності льодовика.

Серед *озерно-льодовикових відкладів*, аналогічно до флювіогляціальних, також виділено два генетичні типи – *прильодовиковий* і *внутрішньольодовиковий* [32]. Проте другий тип не потрактовано як цілком самостійний. До нього зачислено накопичення озерного типу, що є, головне, в складі деяких камів і камових терас, проте вони так тісно пов'язані з внутрішньольодовиковими флювіогляціальними відкладами, що представлені швидше їхні озерними фаціями, ніж незалежними утвореннями. Тому в класифікаційній схемі Є. Шанцера вони не виділені як особливий підрозділ.

Отже, льодовиковий ряд, незважаючи на літогенетичну різноманітність його відкладів, об'єднаних єдиним природним парагенезом цих відкладів зі збереженням тісних історико-геологічних взаємозв'язків між ними, є монолітним.

Значно менш монолітний, на думку Є. Шанцера, великий парагенетичний ряд континентальних осадових утворень, а саме – *вітровий*, або *еоловий*. Роль еолового транспортування в літогенезі суші інша, аніж водного або льодовикового. Якщо вилучити власне пустелі, то ніде більше він не відіграє провідної ролі й продукти звітрювання гірських порід зрідка виносяться з внутрішніх частин континентів до узбережжя винятково еоловим шляхом. Найчастіше еолове перенесення лише ускладнює інші форми міграції речовини на різних стадіях. Розвіюванню можуть піддаватися і алювіальні, і пролювіальні, і озерні, і льодовикові, і водно-льодовикові відклади. Їхній матеріал, перенесений на деяку відстань вітром, їх матеріал знов може потрапити в сферу діяльності інших агентів денудації, так і не утворивши на шляху самостійних нагромаджень. Це стосується, передусім, еолового пилу, який нерідко випадає на великій відстані від джерел розвіювання в абсолютно

інших кліматичних та орографічних умовах. Процес ускладнений ще й тим, що, на відміну від інших агентів денудації, вітер здатний переносити мінеральні частинки не тільки від вододільних просторів у бік депресій рельєфу, а й у зворотному напрямі, проти нахилу поверхні.

Роль вітру в гліптогенезі суші порівняно незначна, хоча акумулятивні еолові форми рельєфу (дюни, бархани, пасмові піски) досить поширені, а в пустельних областях відомі й великі дефляційні западини. Проте навіть у тропічних пустелях, де потужність вітрової ерозії виявлена найрізкіше, вітер звичайно відіграє роль чинника, який моделює водно-ерозійні або абразійні форми, які виникли раніше, не перетворюючи їх настільки, щоб стерти повністю ознаки первинного походження.

Еолові відклади розділяють на дві парагенетичні групи – *еолових пісків*, або *перфляційну* (група *перевіяних відкладів*), і *еолових лесів*, або *суперфляційну* (група *навіяних відкладів*), які ніколи не утворюють парагенезів, так само тісно пов'язаних, як відклади інших парагенетичних рядів [32]. Навпаки, вони найчастіше просторово більш-менш різко роз'єднані й поєднувані в природі з генетично абсолютно іншими утвореннями. Це дає підстави виокремити еоловий ряд як групу, здебільшого, пов'язану єдністю головного чинника осадоагромадження, а не ознаками природного парагенетичного поєднання тих, які входять у склад відкладів, що зазвичай ставиться на перший план під час характеристики інших парагенетичних рядів.

Зазначимо, що в класифікаційній схемі Є. Шанцер розглянув лише “чисті” генетичні типи. Однак він визнав, що в природі фактично дуже часто трапляються відклади змішаного походження, що є проміжними не тільки між сусідніми генетичними типами одного й того ж парагенетичного ряду, а й між віддаленими один від одного утвореннями [32]. Подібні змішані типи – делювіально-алювіальні, делювіально-еолові, пролювіально-озерні тощо – мають значне поширення.

У природі “чисті” генетичні типи, як відомо, рідкісні. Для підтвердження цього учений навів декілька прикладів. Процес утворення осипів, як звичайно, супроводжується і змиванням дрібнозернистих продуктів звітрювання з того ж самого схилу, на якому відбувається осипання. Матеріал, який надходить зі змивом, неминуче змішується з матеріалом, що скочується по схилу, проникаючи в тіло осипу. Тому відклади, які в цьому разі утворюються, не можна вважати суто осипними, вони є змішаними делювіально-осипними. Аналогічно в алювії, що утворюється на дні долини, часто домішується матеріал пролювіальних виносів з бічних долин і ярів; льодовик під час просування долучає в донну морену і відклади підльодовикових потоків талих вод, збагачуючи її піском, гравієм, обкатаною галькою тощо.

Такий підхід дає змогу реально оцінити роль різних чинників в утворенні відкладів, що вивчаються, виділити визначальну ознаку процесу їхнього нагромадження і всі найважливіші властивості осадових товщ.

Отже, сьогодні виділяються два типи процесу транспортування матеріалу:

1. Під дією сили тяжіння і за рахунок потенційної енергії матеріалу, який транспортується – це гравітаційний транспорт, характерний для масових переміщень.
2. Під дією сили течії рідини і за рахунок кінетичної енергії рідини. Цей процес пов'язаний з діяльністю вітрів, річок, морських течій і хвиль, а також льодовиків [10].

ТЕМА 2. ПЕРЕМІЩЕННЯ МАТЕРІАЛУ ПІД ДІЄЮ СИЛИ ТЯЖІННЯ.

Серед процесів масового переміщення матеріалу розрізняють:

1. Гравітаційна група процесів:
 - 1.1. процеси обвалювання (обвальні накопичення або дерупцій);
 - 1.2. осипні процеси (дисперсій);
 - 1.3. зсувні процеси (деляпсій);
 - 1.4. соліфлюкційні процеси (соліфлюксій).
2. Делювіальна група:
 - 2.1. Делювій [32].

Обвалювання – це раптове спадання великих блоків гірської породи, у результаті чого миттєво змінюється морфологія ділянки схилу, який обвалився.

Обвали розвиваються там, де схили достатньо круті і високі, а схили пройшли тривалу підготовку, яка полягає у глибокому порушенні суцільності і стійкості масиву гірських порід.

Осипання – це скочування або зісковзування вниз по схилу невеликих блоків, уламків, щебеню, які відділяються від корінних порід схилу під час фізичного звітрювання.

Осипання пов'язане з нерівномірно протікаючим і поступово охоплюючим увесь схил фізичним звітрюванням. Склад і структура осипних накопичень залежить, головнo, від порід схилу. Причинами сортування матеріалу в тілі осипу є:

- а) на ранніх стадіях осипання, коли схили достатньо круті, в основі схилу накопичується відносно грубий матеріал. З виположуванням схилу все більше переважає дрібніший матеріал;
- б) чим більший і масивніший уламок, тим більша інерція його руху і тим далі він скочується вниз по схилу.

Якщо товща відкладів неоднорідна і у ній є горизонти слабкопластичних або водонасичених порід, то кожен з них може стати базисом зсуву для вище лежачої частини товщі. У цьому випадку зсув протікає як вільне зісковзування блоків породи по нахилених поверхнях зриву під впливом їхньої власної ваги – деляптивний тип зсуву [32].

У випадку коли потужна товща пластичних глинистих порід “йде” глибше рівня подошви схилу – це призводить до можливості випирання частини порід, які підстилають схил і прилягаючу ділянку дна долини, під тиском зсувного блоку, тобто їх виштовхування. Таким способом розвивається детрузивний тип зсуву.

Зсув, як тип схилової денудації включає три типи схилових процесів:

1. Гірські породи ще повністю зберігають свою консолідованість – майже не зачеплені звітрюванням, не деформовані. Характерні грубоблокові зміщення матеріалу по поверхнях ковзання, закладених глибоко в масиві схилу.
2. Утворюються менші за масштабами зсуви другого порядку, які виникають практично винятково у межах тих самих зсувних мас. Прогресує деформованість гірських порід у процесі їхнього зміщення. Деформації порушують первинну структуру порід, сприяють проникненню у масив гірських порід агентів звітрювання. Зсувні маси втрачають свою первинну консолідованість, поверхні зісковзування можуть закладатися на менших глибинах.
3. Розвиток зсувних блоків пов'язаний з подальшим наростанням роздробленості і звітрілості зсувних мас, а нові зміщення набувають характеру зсувних потоків.

Як продовження схеми еволюції зсуву (четвертий етап) можна вважати етап виродження зсуву у поверхневі спливи подрібненого матеріалу – процеси *делювіального змиву і соліфлюкції* [32].

Соліфлюкція – це процес течії перезволоженого ґрунту вниз по схилу [32]. Течію ґрунту, яка лежить в основі соліфлюкції, з точки зору динаміки не можна вважати однорідною. Можна розрізняти три суттєво відмінні форми течії, які характеризують три елементарні схилові процеси.

Перша форма течії ґрунту – це швидкі спливи або опливи розжиженої ґрунтової маси, яка часто виливається через розриви у дерновому горизонті або захоплює з собою його розірвані фрагменти [32]. Напіврідка маса, яка стікає при цьому по схилу, може за найменшого зменшення швидкості руху легко застигнути і зупинитись, формуючи під час висихання натічні форми.

Друга форма течії ґрунту – це повільна течія перезволоженої до в'язко-текучої консистенції маси, але не настільки розрідженої, як у першому випадку [32]. При цьому зберігається в'язкий тип руху надзвичайно густої маси. Швидкості переміщення цієї маси є надзвичайно малими, які досягають максимум перших метрів за сезон. Рух цих мас може рівномірно охоплювати значні площі схилу. Ґрунтова маса рухається разом з дерновим горизонтом, не розриваючи його на окремі шматки. Часто рух є нерівномірним, що сприяє утворенню характерних натічних соліфлюкційних язиків, соліфлюкційних натічних псевдотерас [32].

Третя форма течії пухкого поверхневого покриву на схилах – пластична течія, яка розвивається надзвичайно повільно [32]. При цьому ґрунтова маса зволожена лише до в'язко-пластичної консистенції і втрачає зв'язність. Тому у соліфлюкційному тілі розвиваються достатньо активні пластичні деформації лише за умови існування деякого мінімально необхідного вертикального навантаження. Без нього гальмівна дія сил зв'язності ґрунтової маси настільки сповільнює їхній розвиток, що вони втрачають будь-яку денудаційну роль.

Крім явищ течії ґрунту в буквальному розумінні цього слова, до складу соліфлюкції як форми денудації схилів, може входити низка додаткових

процесів, які ускладнюють або стимулюють її. Серед них найбільш розповсюдженим є *крип*.

Процеси соліфлюкції набувають роль домінуючої форми схилової денудації там, де є вічна або багаторічна потужна мерзлота. Це найперше стосується субполярної зони і субнівальних зон високогірних районів суходолу. При цьому соліфлюкція ускладнюється впливом низки додаткових факторів, що дозволяє виокремити окремий підтип соліфлюкції – кріосоліфлюкцію [32].

Треба наголосити, що роль власне мерзлотних процесів у розвитку кріосоліфлюкції часто перебільшена. Це стосується найперше самого явища промерзання і протаювання ґрунту, яке часто вважається безпосередньо рушійною силою процесу. Промерзання відіграє у процесі соліфлюкції швидше пасивну, аніж активну роль. При цьому вплив промерзання виявляється у двох відношеннях. По-перше, шар вічної мерзлоти є водоупором, над яким затримуються талі і дощові води, які насичують ґрунт. По-друге, льодяні прошарки, які утворюються під час зимового промерзання ґрунту, під час танення стають значними, а іноді і головними джерелами води для інтенсивного і тривалого перезволоження талого шару ґрунту.

Соліфлюкційне зміщення в умовах достатнього зволоження можливе навіть за незначних ухилів, до 2–3°, якщо тільки ґрунт містить достатню кількість глинистих і пилуватих частинок. Мінімальний вміст цих частинок, за якого рух стає неможливим, незначний і може досягати усього 12–15 % від загального об'єму породи. Однак чим грубшими уламками складений ґрунт, тим менш рухомим він є. Несприятливими умовами для соліфлюкції є також схили з крутизною понад 30°, які є слабо зволуженими [32]. Тому темпи соліфлюкції суттєво залежать від будови і крутизни схилів.

Оскільки соліфлюкція за сприятливих умов припиняється лише на майже горизонтальних поверхнях, тому маси, які зміщуються, зазвичай повністю зупиняються у підніжжі схилу. З надходженням соліфлюкційно зміщених мас у підніжжі схилу утворюється невисокий шлейф, або пасмо. Його фронтальна частина має зазвичай випуклу форму, яка надає усьому шлейфу терасоподібні обриси. В процесі формування цей соліфлюкційний шлейф наповзає на дно долини, поступово розширюючись і лише ледь помітно наростає у висоту.

У випадку геологічної однорідності схилу, наприклад його будови пухкими піщано-глинистими товщами, соліфлюкційні процеси скеровуються на поступове вирівнювання профілю його денудаційної частини [32]. Соліфлюкційне зміщення ґрунту, яке прискорюється на ділянках з більшою крутизною і сповільнюється на пологіших ділянках, призводить до поступового зрізання підвищень і заповнення понижень. Під час соліфлюкційного руху цей процес ускладнюється утворенням натічних соліфлюкційних форм.

У плані схилу соліфлюкційні процеси розвиваються нерівномірно. Вздовж улоговин формуються найпотужніші соліфлюкційні язики, які висуваються далеко вниз по схилу [32]. У проміжках між ними рухомий соліфлюкційний покрив менш потужний і формує лише дрібні натічні форми. Сильніше зволожені ділянки схилу, на які надходить більше вод поверхневого стоку з розташованого вище водозбору, характеризуються інтенсивнішим розвитком

соліфлюкції і тут можуть виникнути вторинні улоговиноподібні зниження типу *делей*.

Серед соліфлюкційних утворень розрізняють дві категорії – *рухомий соліфлюкційний покрив денудаційної частини схилу і накопичення акумулятивного соліфлюкційного шлейфу* [32]. Будова рухомого соліфлюкційного покриву, який вкриває денудаційну частину схилу, залежить, головню, від складу порід схилу.

Усі форми соліфлюкційного зміщення ґрунту за своєю природою не можуть призводити до сортування продуктів руйнування гірських порід і виникненню справжньої шаруватості. Однак деяку подібність шаруватості все ж часто можна побачити у соліфлюкційних товщах, головню, на денудаційній частині схилу. Це пов'язано з ламінарним, тобто пошаровим, типом в'язкої і пластичної течії ґрунту. Завдяки цьому продукти руйнування виходів кожного шару порід, які складають схил, поступово розтягуються вниз по схилу, утворюючи серію окремих, неясновідокремлених шарів, які налягають один на одного. Вниз по схилу вони поступово розпливаються, зменшується їхня потужність. Схожа смугастість звичайно не свідчить про механічну диференціацію матеріалу соліфлюкційної товщі.

Накопичення соліфлюкційних шлейфів часто взагалі позбавлені будь-яких ознак смугастості [32]. Для них, навпаки, притаманні абсолютно несортовані маси уламкового матеріалу.

Делювій. Делювій – комплекс відкладів, які залягають на схилах, їхніх підніжжях і утворились шляхом руйнування корінних порід, перенесенням цих продуктів по схилах талими і дощовими водами.

Розвиток делювіальних шлейфів залежить головню від клімату і режиму стоку [32]. Найсприятливішими для накопичення делювію є умови семиаридної зони помірного поясу. Тут випадає достатня кількість опадів, щоб забезпечити можливість формування делювію.

З точки зору динаміки осадо накопичення і особливостей відкладів, які накопичуються, делювіальний шлейф не є однорідним. У його межах можна розрізняти принаймні три зони, для кожної з яких притаманні свої фаціальні різновиди делювію: *привершинна зона, зона змінного режиму осадоагроадаження та зона стійкого субламінарного режиму осадоагроадаження* [32].

Привершинна зона акумуляції розташовується біля верхньої межі делювіального шлейфу з денудаційною частиною схилу. Особливо чітко вона розвинена у тих випадках, коли змив відбувається у вигляді дрібнояркового розмиву. При цьому навпроти нижнього кінця кожної вимоїни формуються елементарні конуси винесення, які на деякій відстані зливаються у загальну рівну поверхню шлейфу. У цих конусах винесення скидається увесь грубоуламковий (відносно грубоуламковий) матеріал і з нього формуються поганосортовані щепеністі, щепеністо-жорств'яні або жорств'яно-піщані накопичення. У межах привершинної зони шлейфу відбувається найбільш різка перебудова структури стоку, яка втрачає яскраво виражений стійко-турбулентний характер.

Для зони змінного режиму осадонагромадження характерні делювіальні накопичення з більш-менш чітко вираженою періодичною або ритмічною шаруватістю, яка обумовлена чергуванням тонких прошарків відкладів різного гранулометричного складу і різної сортованості.

Зона стійкого субламінарного режиму осадонагромадження. Для неї притаманні однорідні тонкозернисті відклади, зазвичай суглинистого складу. Осадонагромадження у цій зоні відбувається надзвичайно повільно і намитий, наприклад, під час дощів тонкий суглинистий чохол не має чіткої шаруватості. До того ж заново утворені накопичення до їхнього перекриття новим шаром відкладів встигають настільки помітно переробитися живими організмами і процесами субаерального діагенезу, що навіть коли їм і була притаманна первинна тонка шаруватість, вона часто повністю маскується і стає непомітною. У той же час різко починають вимальовуватися заново набуті текстурні ознаки, які своїм походженням пов'язані з процесами субаерального діагенезу – вертикальна тріщинуватість, вертикальна макропористість тощо.

ТЕМА 3. ТРАНСПОРТУВАННЯ РУСЛОВИМИ ВОДНИМИ ПОТОКАМИ. ГУМІДНИЙ АЛЮВІЙ.

Річки є головними транспортними артеріями, якими осадовий матеріал транспортується з континентів у океани, моря і озера. Однак осадовий матеріал, який транспортується річками і називається *алювієм*, не одразу і не завжди досягає кінцевого пункту – океану, чи моря. *Алювій накопичується у межах алювіальних рівнин (річкових долин), які тягнуться вздовж річок, а також у алювіальних конусах винесення, які формуються у передгір'ях* [10]. Крім того, *алювій накопичується у межах дельт, де бере участь у будові акумулятивних приморських, приозерних рівнин.*

Загалом області накопичення алювію надзвичайно різноманітні і залежать від:

- розміру (величини) рік;
- гідродинамічних умов, їхніх періодичних змін;
- характеру матеріалу, який транспортується річкою;
- рельєфу річкового басейну;
- рослинного покриву;
- клімату;
- тектонічних рухів та деяких інших умов [10].

Процеси алювіального осадонагромадження у межах алювіальних рівнин. Вони визначаються різноманітними факторами, серед яких одним з провідних є *тип русла* річки. З фізико-географічної точки зору русла рік поділяються на чотири головних типи:

- *меандруючий;*
- *багаторукавний;*
- *прямолінійний;*
- *анастомазуючий* [10].

Меандруюча річка протікає по одному руслу, яке має сильну звивистість. З меандруючими ріками пов'язані великі ерозійні і акумулятивні форми, до яких відносяться:

- меандрові відмілини, які формуються з відкладів, накопичених на випуклих берегах меандру;
- міжпасмові меандрові западини – це подовгуваті западини, які розташовані між меандровими пасмами. Під час високих рівнів води вони виконують роль другорядних русел, а після спаду паводків у них формуються короточасні застійні водойми;
- стариці – це недіючі частини русла, які відрізані від діючого в даний час русла річки. Вони заповнені застійною водою і поступово заповнюються відкладами;
- берегові пасма, вали – пасма, які тягнуться по краю заплавної рівнини;
- креваси – система розгалужених каналів, які утворюються під час паводків, внаслідок місцевого прориву берегового пасма і перетікання у цьому місці води з русла на розташовані нижче ділянки заплави;
- кревасові гліфи – акумулятивні форми, які формуються водами, що надходять через креваси. Вони мають форму плоских алювіальних конусів винесення, які прилягають до зовнішнього боку берегових пасем і покривають заплаву рівнини;
- зовнішня заплавна рівнина – це площі, які розташовані поза береговими пасмами. Низькорозташовані частини цих площ виконують роль післяпаводкових басейнів. Часто тут розвинені протічні болота [10].

Багаторукавні ріки характеризуються розвитком русел, які розділяються алювіальними островами, а згодом, оминувши їх, ці русла знову з'єднуються. Між руслами формуються відмілини і острови, а вздовж берегів розвиваються прируслові відмілини – побочні [10]. У поперечному перерізі такого русла може розвинути декілька алювіальних островів. Розгалуження русла найчіткіше проявляється на гірських ділянках рік, а також у районах розвитку алювіальних конусів винесення.

Багаторукавні ріки характеризуються широкими руслами, швидкими течіями і швидким безперервним переміщенням осадів та швидкою зміною розташування русел.

Переكاتи, які розділяють потік на декілька русел за низького рівня води, часто затоплюються, коли рівень води зростає. Переكاتи утворюються і нарощуються шляхом накопичення відкладів на тому боці міжруслового острова, який розташований нижче по течії. Та частина острова, яка розташована вище по течії, частково розмивається.

Міжруслові відмілини, острови у плані мають форму ромбів або трикутників. У межах великих міжруслових відмілин розвинені невеликі русла. Відмілини і русла багаторукавної річки утворюють ієрархічну систему, яка складається з головних і другорядних форм.

У рельєфі зони акумуляції багаторукавної річки домінують відмілини і русла різного порядку і різних стадій. Такі форми розвинені як у зоні нині діючого русла, так і на періодично затоплюваних ділянках заплави. У рельєфі

межа між руслом і заплавою здебільшого виражена нечітко. Берегові пасма часто відсутні або виражені слабо.

Встановлено, що розгалуження і меандрування річкових русел обумовлене, головню, співвідношенням ухилу русла і величиною витрат ріки. За однакових витрат розгалужені русла формуються за крутіших ухилів, а меандруючі – за пологіших [23].

Прямолінійні ріки позбавлені різко виражених меандрів, русла цих рік мають незначну звивистість на відстанях у декілька разів більших від їхньої ширини. Вони протікають тільки по одному руслу, вздовж якого тягнуться вузькі прибережні побочні, які розташовані то біля одного, то біля іншого берега. Ділянки рік такого типу зустрічаються рідко, мають переважно деградуєний характер, вони зазвичай короткі і переходять у ділянки багаторукавного типу. Прямолінійні русла можуть змінювати своє розташування за рахунок латерального нарощування. При цьому відбувається розмив на глибоких ділянках ріки і накопичення відкладів на відмілинах.

Анастомазуючі ріки характеризуються розвитком звивистих русел, які нерегулярно з'єднуються та роз'єднуються, розділених стабільними островами, які, як правило, покриті рослинністю. Такі річки транспортують майже виключно суспензії, осаджують невелику кількість матеріалу, а зміни розташування їхніх русел відбуваються повільно.

Отже, на думку Є. Шанцера, *алювій сучасних заплав рівнинних рік не є хаотичним чергуванням лінз і прошарків різних порід – це абсолютно закономірно побудований комплекс груп фацій: руслової, заплавної і старичної* [33]. *Русловий* алювій складає фундамент заплави, утворюючи нижній горизонт алювіальної товщі. *Заплавний* – формує верхній покривний горизонт алювіальної товщі. *Старичний* – залягає у вигляді лінз на рівні нижнього руслового горизонту.

Така фаціальна диференціація алювіального матеріалу, співвідношення фацій у розрізі алювіальної товщі має в своїй основі глибокий причинно-наслідковий зв'язок.

На думку Є. Шанцера, у формуванні руслової фації алювію, провідним фактором, який визначає особливості, закономірності її формування є поперечна циркуляція води у руслі річки [32]. Такий тип циркуляції води у руслі – у поперечному перетині русла від стрижня до берега, зумовлює диференціацію (зміну складу) матеріалу, який транспортується у руслі річки і який формує руслову фацію алювію. Плеси є найбільш активними ділянками русла, де відбувається найактивніший ерозійний розмив і саме міграція плесів тягне за собою розробку дна долини і накопичення алювію.

На підставі змін розмірів уламків, характеру текстур (шаруватості) руслової фації алювію Є Шанцер поділяє на окремі субфації:

- 1) *перлювіальну;*
- 2) *пристрижневу;*
- 3) *прируслових відмилін;*
- 4) *перекатів* [32].

З точки зору седиментології для *пристрижневої фації* алювію притаманні такі головні риси:

- 1) відклади субфації тяжіють до ввігнутої частини профілю русла;
- 2) на фоні грубозернистого матеріалу характерна часта зміна уламків, що пов'язано з нестійким режимом акумуляції, який змінюється у момент повені;
- 3) найбільш невідсортована фація руслового алювію;
- 4) притаманна неправильнолінзоподібна коса шаруватість, іноді – діагональна.

Для відкладів *прируслених відмілин* притаманні такі головні риси:

- 1) відклади накопичуються в умовах більш стійкого режиму акумуляції;
- 2) складені пухкими піщаними товщами;
- 3) дюнна текстура товщі верх по розрізу (до відкладів субфації прируслених валів) змінюється хвилеприбійною і еоловою текстурами.

Відклади *перекатів* майже не переходять у викопний стан і відносяться, на думку Є. Шанцера, по суті до категорії тимчасових, оскільки розмиваються плесами під час їхнього зміщення вниз за течією [32]. Однак, у випадку збереженості і переходу у викопний стан для відкладів перекатів будуть притаманними такі риси:

- 1) підвищена потужність грубозернистих і порівняно погано відсортованих відкладів;
- 2) тяжіння відкладів фації до подошви алювіальної товщі;
- 3) їх заміщення по літералі відкладами прируслених відмілин, представлених піщаними товщами.

Інший знаковий дослідник флювіальних процесів Ю. Лаврушин вважає, що на будову алювіальних товщ впливає гідрологічний режим річки [13]. У вертикальному перерізі русла річки (руслової фації алювію) можна виокремити декілька зон, які відрізняються умовами осадоагромадження, а, звідси, і гранулометричним складом відкладів, текстурними особливостями тощо.

На найглибших ділянках русел рік, у *пристрижневій зоні*, домінують такі седиментаційні процеси та накопичується такий алювій:

- 1) розвивається виключно поперечна циркуляція води у руслі;
- 2) транспортується та осаджується грубий матеріал;
- 3) у товщі відкладів розвивається коса шаруватість.

Над пристрижневою зоною розвинена зона *прируслених відмілин*, яку можна розділити на декілька дрібніших підзон. Підзона нижньої частини відмілини, яка розташовується над пристрижневою зоною. Для неї притаманні такі седиментаційні процеси:

- 1) домінує поперечний напрям циркуляції води;
- 2) завислі наноси у цій зоні не транспортуються, тому прошарки замулення тут відсутні;
- 3) розвинені правильні текстури косої діагональної шаруватості.

На деякій відстані по обидва боки від лінії межени у руслі річки розвинена підзона великих коливань рівнів води під час повеней. Підзона репрезентує

процеси осадонагромадження, які розгортаються у середній зоні відмілини. Для неї притаманні такі седиментаційні процеси:

- 1) по чергово розвиваються поперечні і повздовжні напрями циркуляції води в руслі;
- 2) осаджуються мулисті і піщані частинки, що призводить до чергування у розрізі алювію чітких прошарків замулення і прошарків пісків;
- 3) формується коса, діагональна шаруватість.

Гіпсометрично найвище розташована підзона невеликих коливань рівнів води під час повені. У цій підзоні розгортаються такі седиментаційні процеси:

- 1) домінує повздовжній напрям циркуляції води;
- 2) транспортується тонкий уламковий матеріал – розвинуті прошарки піску, суглинків і алевролітів;
- 3) у товщі відкладів розвивається тонка горизонтальна і лінзоподібна шаруватість.

Є. Шанцер вважає, що рельєф заплави, який сформований ще до накопичення *заплавного алювію*, виступає у ролі одного з факторів, які визначають напрямок, особливості формування заплавних відкладів [33]. Зокрема, для процесу формування заплавного алювію притаманні такі особливості:

- 1) формується зі завислих наносів, які переносяться повільно текучими водами;
- 2) швидкість накопичення заплавного алювію, згідно із законом прогресивного послаблення акумуляції наносів, зменшується у міру віддалення від русла;
- 3) у цьому ж напрямку відбувається подрібнення гранулометричного складу алювію, від пісків до глин;
- 4) корективи у ці закономірності вносять бокові притоки річки;
- 5) основний фактор, який визначає історію розвитку і будову товщі заплавного алювію, є блукання русла річки по днищу долини. Тобто, один і той же ш сегмент заплави, під час її розвитку, виявляється розташованим у різних зонах заплави, що призводить до зміни фацій і вигляду (будови) відкладів у вертикальному перерізі товщі заплавного алювію.

Власне у межах заплави Є. Шанцер виокремлює такі головні фаціальні зони, де формують наступні групи субфацій заплавного алювію:

1. Зона формування прируслових валів – розташована вздовж берегів русла річки, де відчутний вплив донних наносів стрижня річки, які і формують головну масу алювіальної товщі.
2. Прирічкова заплава – головна зона накопичення завислих наносів.
3. Внутрішня зона заплави – характеризується різко зменшеним, або практично повністю відсутнім процесом осадонагромадження. Тут формуються сприятливі умови для формування ґрунтів.
4. Відклади другорядних водойм [33].

Для зони *прируслових валів* притаманні такі риси: по-перше, генетично і за складом алювій прируслових валів близький до відкладів прируслових відмілин

– вони пов'язані взаємопереходами; по-друге, складені тонко- і дрібнозернистими пісками.

У межах *прирічкової зони* заплави розвинуто кілька субфацій заплавного алювію:

- стрічкова субфація – складена правильно періодичноповторюваними прошарками дрібних і тонкозернистих пісків, супісків, алевролітів і суглинків.
- субфація завалів – складена хаотичними нагромадженнями середньо- і тонкоуламковими алювіальними товщами, рослинних решток (гілок, коріння тощо).

Обидві субфації надзвичайно типові для зони седиментації, що безпосередньо прилягає до русла річки. Але, як правило, вони відсутні (розмиті) і від берега річки одразу ж розвивається область накопичення тонкозернистих відкладів, що охоплюють старші сегменти заплави, задернованих уже рослинністю. Тут розвинені відклади також декількох субфацій, зокрема:

- субфація лінзоподібношаруватих суглинків і супісків, для якої притаманна тонка горизонтальна, слабохвиляста шаруватість; піщано-глинистий склад; правильне (послідовне) чергування глинистих і піщаних прошарків; монотонний темно-бурий колір відкладів;
- субфація прихованошаруватих супісків і суглинків, для якої притаманний однорідний механічний склад, що пов'язано з відсутністю піщаних прошарків. Шаруватість помітна лише на окремих ділянках. Слабкий розвиток шаруватості пов'язаний не лише з одноманітністю механічного складу відкладів, але і з діагенетичними перетвореннями, які розвиваються під час ґрунотвірних процесів.

У наступній зоні заплави – *зоні внутрішньої заплави*, Є. Шанцер також виділяє декілька субфацій, зокрема:

- субфація суглинків і супісків з гумусованими прошарками, для якої притаманна прихована шаруватість; важкий механічний склад. Відклади субфації суттєво перетворені ґрунотвірними процесами, що проявляється у розвитку вертикальної тріщинуватості, дрібностовпчастості і призматичності відкладів субфації;
- субфація заплавних ґрунтів, для якої притаманний слабкий розвиток, або практично повна відсутність процесів алювіального осадонагромадження. Тут розвинені ґрунти, що добре диференційовані на генетичні горизонти [33].

Корективи у цю послідовність змін фацій різних частин заплави, яка спостерігається у міру віддалення від русла, вносить рельєф заплави та нерівномірність виносу наносів з русла у різних пунктах берегу і нерівномірність руху повеневих вод по заплаві.

Є. Шанцер також не оминув своєю увагою проблему формування старичного алювію. Стариця виникає із залишеного річкою цілого відрізка русла або з відшнурованої бокової ділянки русла. В обох випадках на перших етапах свого розвитку стариця не є самостійною водоймою, вона часто

затоплюється під час повеней, паводків. Сюди надходять піщані донні наноси, а завислі частинки відкладаються лише після спаду рівня води [33].

Є. Шанцер розрізняє кілька стадій розвитку стариці, які характеризуються своїми неповторними седиментологічними процесами. Для першої стадії розвитку стариці притаманні такі головні седиментологічні процеси та формуватиметься така будова алювіальної товщі:

- стариця розташована відносно близько до меженного русла річки, тому у старицю періодично проникають повеневі води.
- разом з повеневими водами розвиваються періодичні течії;
- у розрізі алювію розвиваються горизонти сезонного замулення, які притаманні для відкладів прируслових валів (руслової фації алювію);
- у розрізі алювію спостерігається домінуюче або рівноправне співвідношення мулистих і піщаних складових.

З віддаленням меженного русла річки від стариці, у результаті меандрового зміщення русла, седиментаційні процеси у стариці будуть розвиватись за такою схемою:

- у старицю періодично проникатимуть повеневі води, що призводитиме до виникнення періодичних повневих течій;
- спостерігатиметься циклічність об'ємів надходжень наносів, їхня гранулометрична відмінність;
- формуватимуться найтипівші старичні відклади, які, однак, усе ще будуть відмінними від озерних накопичень;
- у розрізі алювію домінуватимуть темнозбарвлені, багаті органікою мулисті відклади – супіски, суглинки;

Третя стадія розвитку стариці – це стадія відмирання стариці, яка, однак, має свої різновиди з притаманними лише їм характерними рисами. Наприклад, поступове відмирання стариці, яке зумовлене повільним виповненням стариці наносами і перетворенням стариці у болото. Для цього сценарію розвитку стариці притаманні, на думку Є. Шанцера, такі головні події:

- у старицю надходитиме невелика кількість завислих наносів;
- стариця поступово заростатиме рослинністю;
- стариця поступово мілітиме і перетвориться у болото [33].

Інший сценарій розвитку стариці можливий у випадку розташування стариці відносно близько до русла, яке наближається (наближається у результаті розвитку процесів меандрування, бокового зміщення русла):

- у старицю надходитиме щоразу більша кількість уламкового матеріалу;
- старичний алювій вверх по розрізу поступово набуватиме рис, притаманних для заплавного алювію;
- і, нарешті, у результаті раптового прориву меженного русла вздовж старичної улоговини призведе до того, що річкова ерозія знищить більшу частину старичного алювію.

Вище були описані виявлені Є. Шанцером головні фаціальні підрозділи алювіальних світ рівнинних рік [33]. При цьому Є. Шанцер продемонстрував, що ступінь розвитку і будова усіх фацій алювію прямо залежить від *режиму*

річки, який у свою чергу визначається особливостями клімату, геологічної будови місцевості і іншими елементами географічної обстановки.

Режим річки найбільш чітко відбивається на відносному значенні у будові алювіальної світи, її найважливіших груп фацій – руслової, заплавної, старичної. Ця характеристика і є головним критерієм вирішення питання місця і ролі, по-перше, гідрологічного режиму річки, а, по-друге, кліматичних коливань, тектонічних рухів, геологічної будови річкового басейну у будові алювіальних товщ.

Зокрема, на річках з гірським типом гідрологічного режиму (крім селевих потоків) розвиток алювіальних товщ буде регулюватися такими процесами:

- рух окремих струменів води у руслі річки представлений надзвичайно складною системою завихрень і водоворотів, що швидко змінюються як у просторі, так і у часі;
- для річок з таким типом гідрологічного режиму непридатні до застосування схеми внутрішньої поперечної циркуляції води у руслі річки, які характерні для рівнинних рік;
- русловий алювій складений головню валунами, галечником, розмір яких є тим більшим, чим швидша течія і більші витрати води у руслі річки;
- сортування матеріалу є менш досконале у порівнянні з рівнинними ріками. Також розвиваються інші типи текстур – відсутня діагональна шаруватість. Валуни, галечники різних розмірів чергуються у розрізі, концентруючись у неправильних кишнях;
- відсутня “правильна” схема змін субфацій руслового алювію, крім того вони гірше виражені (розвинуті);
- русловий алювій малопотужний, оскільки за великих швидкостей течії русло характеризується малими глибинами, а повені невеликою висотою;
- алювій гірських рік практично складений лише русловим галечником;
- відсутній алювій заплавної фації, що пов’язано, по-перше, з тим, що дрібні завислі уламки зносяться бурхливим потоком, які вкривають заплаву під час повеней, паводків, а, по-друге, під час повеней, паводків потоки води часто проводять ерозійну роботу – на заплаві утворюються вимоїни, улоговини, нові рукави тощо;
- завислі наноси, якими будується алювій заплавної фації, зберігається (осаджується) лише у пустотах між валунами, галечником, де швидкість течії різко зменшується і завислі частинки осаджуються з води.

Для рівнинних рік гідрологічний режим також може бути мінливим, в залежності від характеру живлення, що відображається на будові алювіальної світи. Наприклад, у рівнинних рік, які живляться з озер, сформується такі особливості:

- відсутність чітко виражених повеней, та межені – русло круглий рік заповнене водою;
- русловий алювій типово розвинений, добре відсортований;
- майже повністю відсутній заплавної алювій.

Для рік з іншим типом гідрологічного режиму – з добре вираженими сезонними повенями притаманні такі особливості:

- виникають періодичні повені;
- розвивається потужна товща заплавного алювію;
- гіпсометричний рівень заплави нарощується щороку, щосезону повеней, доверху;
- типовий розвиток руслового алювію, з розвинутими горизонтами замулення, які фіксують сезонні межні.

Для рік тимчасових, повністю або частково пересихаючих у сухі сезони, притаманні такі процеси осадонагромадження, будова алювіальної товщі:

- бурхлива, висока але коротка повінь;
- потужна товща заплавного алювію;
- наступна за повінню тривала межінь;
- слабкий розвиток заплавних фацій алювію.

Найбільш типовими ріками з таким гідрологічним режимом є *ваді*. Це пустельні потоки, які більшу частину року мають сухе русло і наповнюються водою тільки одразу ж після сильних дощів [23]. Ваді характеризуються спорадичною, але надзвичайно бурхливою річковою діяльністю, з порівняно низьким відношенням вода–осад. Відкладання осаду відбувається надзвичайно швидко у результаті поглинання води ґрунтом і різкого падіння швидкості течії. Таким чином річкова діяльність має характер катастрофічних паводків.

Русла вадів непостійні, вони швидко виповнюються русловими, а згодом і еоловими відкладами. У кожен новий сезон дощів нова система русел візується у раніше накопичені відклади.

Склад відкладів контролюється характером джерела постачання уламкового матеріалу і наявністю уламкового матеріалу. Грубі уламки погано обкатані, прошарки галечників мають лускувату текстуру, спостерігається тенденція зменшення розмірів уламкового матеріалу вгору по розрізу у відкладах одного циклу.

Тонкий матеріал, алеврито-глинистий, присутній у вигляді прошарків у верхній частині розрізів товщі і розбитий тріщинами висихання. Тріщини висихання виповнені еоловими, добре відсортованими пісками.

Нарешті є ще один тип гідрологічного режиму рік, будови алювіальної товщі. Цей тип є більш емпірично виведеним, аніж таким, який можна спостерігати у реальних, природних умовах – це плейстоценові льодовикові ріки Східно-Європейської рівнини. Седиментаційні процеси в умовах перигляціальних зон материкових зледенінь ми розглянемо нижче, у наступному розділі.

ТЕМА 4. ПЕРИГЛЯЦІАЛЬНИЙ АЛЮВІЙ.

Асеев О. вважає, що серед різноманіття факторів, які впливають на гідрологічний режим річки, а, отже, і на фаціальну структуру, будову алювію, провідне місце належить *клімату* того часу, коли відбувалась акумуляція алювію [1]. Зокрема, під час *зростання континентальності і суворості*

клімату до умов перигляціальних зон материкового зледеніння (вплив на формування алювію схожий до умов тектонічних опускань) відбуватиметься така послідовність змін:

- у *басейні річки* – розріджуватимуться ліси, що потягне за собою зростання маси уламкового матеріалу, який надходить у річку. Тому, зростатиме твердий стік, послаблюватиметься ерозійна, транспортуюча здатності річки та, як наслідок, відбуватиметься посилена акумуляція наносів у верхів'ях річкового басейну;
- у *руслі річки* – меандрування зміниться подрібненням русла на рукави і постійним переміщенням головного русла з одного рукава в інший. У зв'язку з акумуляцією значних мас уламкового матеріалу у головному руслі, потужність і крупність руслового алювію, його диференціація на фації втратить чіткість – буде накопичуватись переважно піщаний алювій підвищеної потужності. Отримає слабкий розвиток або будуть практично відсутні старичні відклади.

Під час становлення гумідного клімату (процес подібний до врізання русла, обумовленого тектонічними підняттями) у *басейні річки* відбуватиметься така послідовність змін:

- зростання залісненості та, як результат, скорочення твердого стоку річки, що потягне за собою сповільнення міграції русла і поживлення глибинної ерозії;
- відбудеться формування заплави на нижчому гіпсометричному рівні і швидке перетворення заплави епохи зледеніння у надзаплавну терасу.

Г. Горецький, займаючись питаннями будови алювіальних товщ рік, які жилися талими льодовиковими водами, пропонує виділити ці алювіальні відклади у самостійний генетичний тип континентальних четвертинних відкладів. Стік талих льодовикових вод, насичених наносами, створювали довготривалі літні повені, які прискорювали процес зникнення постійного русла. Літні паводки формували товщу відкладів, яка складається виключно із “запlavної фації”, яка за низкою ознак відрізняється від алювію і виділяється в особливий генетичний тип відкладів – *повенево-льодовикових (просхозогляціальних)*.

Характерний набір ознак перигляціального (просхозогляціального) алювію:

- відсутність закономірного для гумідного алювію поєднання фацій – руслової, запlavної і старичної;
- підвищена потужність товщі алювію – констративний тип осадоагромадження, яка, однак, зменшується вниз за течією;
- спостерігається більш швидке, ніж у сучасного алювію, зниження рівня покрівлі горизонту алювію вниз за течією річки;
- відсутність фацій розмиву (базального горизонту), або залягання алювію без значного ерозійного впливу на ложе;
- відсутність тенденцій укрупнення пісків вниз по розрізу;
- зростання вмісту піску у розрізі алювію в поперечному напрямі до осі долини;

- розвинена горизонтальна і хвилясто-горизонтальна шаруватість з перервами у напластуваннях, відсутність косої шаруватості;
- у товщі алювію присутні горизонти лесоподібних суглинків і похованих ґрунтів, які з'являються у тилівій частині тераси;
- з наближенням до межі зледеніння у товщі алювію спостерігається зростання опіщанення і вмісту північних мінералів [8].

Відмінну від думки Г. Горецького та О. Асєєва точку зору про фактори формування алювіальних товщ висловив Є. Шанцер [33]. На його думку тектонічні рухи, а не кліматичні зміни мають настільки істотний вплив на процеси формування алювіальних товщ, що призводять до суттєвих відмінностей у будові алювію гумідних та перигляціальних зон.

На думку Є. Шанцера, який піддав детальному аналізу алювіальні товщі плейстоценового віку, для умов перигляціальних зон материкових зледенінь притаманні такі седиментаційні процеси, будова алювіальної товщі:

- ріки багатоводні, з великими витратами води;
- ріки переносять величезні маси уламкового матеріалу, який надходить у русло ріки з талими водами з-під льодовика, під час розмиву морени;
- розвинуться руслові відклади (руслові піски) великої потужності у порівнянні з гумідним алювієм. Піски грубозернисті у порівнянні із сучасними, з включенням гравію, валунів, які спостерігаються не лише у базальному горизонті але і по усій товщі руслових пісків;
- майже повна відсутність відкладів заплавної фації [33].

Останнє спостереження надзвичайно важливе і вкрай дискусійне навіть на думку самого Є. Шанцера, адже:

- талі води льодовика несли зі собою не лише пісок але і великі об'єми тонкої глинистої маси;
- витрати води і рівні води у руслі змінювались сезонно, адже літні потепління спричиняли активне танення льодовика і, як наслідок, збільшення об'ємів води, що надходили у річку. І, навпаки, зимові похолодання сповільнювали до, практично, повного припинення танення льодовика і, як наслідок, зменшення об'ємів надходжень води у русло річки.

Відповідь на ці неузгодження між теоретичними розрахунками і фактичною будовою розрізу алювію плейстоценових терас рік Східно-Європейської рівнини криється, на думку Є. Шанцера, у наступному:

- розвивається розтягнута на усе літо повінь, джерелом якої є льодовик, який повільно тане, його щільний глетчерний лід, фірн;
- на цю повінь накладається паводок від танення пухкого минулорічного сніжгового покриву, яким вкритий і льодовик, і решта річкового басейну;
- швидке розтавання цього сніжгового покриву призводить до ймовірно різкого, стрибкоподібного розвитку весняної повені;
- ближче до літа спостерігається різке падіння снігової повені, проте у річку надходять усе більші об'єми води від льодовика, який тане. Тому рівень води у руслі річки залишається приблизно стабільним;

- великі, тривалі весняно-літні повені сприяли процесам розробки величезних русел, здатних пропускати величезні об'єми води без затоплення заплави – тому і відсутній заплавної алювії [33].

Крім того, під час розв'язання цих палеогеографічних проблем слід пам'ятати, що клімат, по-перше, визначає водний режим річки, її середні річні витрати, коливання витрат по сезонах року і коливання рівнів. Тим самим під час змін клімату змінюється і середня глибина русла, і висота паводків, які визначають нормальну потужність алювію. По-друге, клімат визначає перебіг процесів звітрювання і характер рослинного покриву, тим самим швидкість розгортання процесів змиву, ерозії у басейні річки (кількість наносів, які надходять у річку). Тому, на думку Є. Шанцера, наступні логічні схеми змін є не зовсім переконливими:

- зволоження клімату – це фаза посилення ерозійної роботи річки і її вривання на глибину у зв'язку з надзвичайно крутими повздовжніми ухилами, які були вироблені в попередній час;
- засушливість клімату – це посилення акумуляції і заповнення долини алювієм до досягнення крутішого повздовжнього профілю.

Ці схеми могли б виглядати так:

- зволоження клімату – це і зменшення його континентальності, а тому і рівномірніше розподілення атмосферних опадів і стоку річки протягом року;
- засушливість клімату – це і збільшення континентальності клімату, а тому і менш рівномірний розподіл опадів і стоку річки протягом року (навесні зростає ерозійна агресивність річки). Надлишок матеріалу надходить лише у верхів'ях рік але потік звільняється від матеріалу на найближчому ж відтинку долини, ще у межах зандрів і верхів'ях долин.

Отже, роль клімату, на думку Є. Шанцера, у накопиченні аномально великих потужностей алювіальних товщ перебільшена.

На думку *Ю. Васильєва* ті особливості, які описували у розрізах перигляціального алювію Г. Горецький, О. Асеев не завжди є типовими для алювіальних відкладів часу зледеніння у річкових долинах місцевого живлення, тобто безпосередньо не зв'язаних з льодовиком [4, 5]. Для таких товщ алювію не притаманне:

- накопичення алювію виключно за констративним типом;
- значне скорочення потужності і зменшення висоти покрівлі алювіальної товщі.

На думку *Ю. Васильєва* для перигляціального алювію притаманні такі риси будови та розповсюдження:

- тераса, яка складена перигляціальним алювієм, розвинута поза межами льодовика;
- перигляціальний алювій біля межі льодовика заміщується флювіогляціальними відкладами зандрових рівнин і перекривається мореною;
- перигляціальний алювій складає верхні частини розрізів алювіальних товщ терас, перекриваючи поховані міжльодовикові світи алювію;

- накопичення перигляціального алювію відбувалось з початку епохи зледеніння;
- слабо розвинений або відсутній базальний горизонт алювію;
- перигляціальний алювій складений суглинками, крім звужених ділянок долин, де зустрічаються добре перебиті косошаруваті руслові піски;
- руслова фація перигляціального алювію виражена лінзоподібношаруватими пісками і супісками, які утворюють потужніші горизонтально нашаровані пачки;
- руслові піски перигляціального алювію в верх по розрізу завершуються алювіальними шаруватими, а потім і не шаруватими лесоподібними суглинками. Останні за розташуванням у алювіальній товщі можна віднести до заплавної фації алювію;
- заплавна фація перигляціального алювію зчленовується з покривними відкладами – соліфлюкційними, делювіальними, схиловими і, навіть, еоловими;
- характер змін у розрізі перигляціального алювію вказує на те, що він формувався у змінному режимі осадонагромадження (клімату) – від холодного і вологого на початку льодовикової епохи, до холодного і сухого – у кінці.

Час накопичення перигляціального алювію, на думку Ю. Васильєва, припадає на кінець міжльдовиків'я – першу половину зледеніння (до моменту відступу льодовика).

Умови накопичення перигляціального алювію, на думку Ю. Васильєва, такі:

- від'ємні і близькі до 0°C температури та велика кількість опадів;
- розріджений рослинний покрив;
- активний розвиток схилових процесів;
- постійна перевантаженість русла річки уламковим матеріалом;
- роздрібненість русла на рукави;
- констративний тип осадонагромадження дрібноуламкового матеріалу [5].

Згідно зі спостереженнями *В. Холмового*, зі всіх ознак, за якими перигляціальний алювій відрізняється від гумідного, найбільш показовим є ступінь диференціації алювіальних фацій [31]. Тобто літологічного виокремлення руслової, заплавної і старичної макрофацій, а також базального горизонту алювію. Перехід цих алювіальних фацій до фацій перигляціального басейну у річковій долині відбиває суттєві і поступові зміни гідрологічного режиму від річкового, з поперечною циркуляцією води і з короткочасовими паводками, до басейнового, з тривалими літніми розливами, невеликими глибинами і нестійкими межами та зонами проток.

Згідно з думкою *М. Веклича*, формування алювію відноситься до відповідного міжльдовиків'я і наступного за ним зледеніння.

Палеокліматична фаза міжльдовиків'я – це етап глибинної ерозії річок, що пов'язано з такими умовами:

- водозбори річок вкриті рослинністю і мають суцільний ґрунтовий покрив;
- обмежене постачання уламкового матеріалу у русло річки;
- велика кількість води у руслі річки, що пов'язано з великою кількістю атмосферних опадів;
- затрати енергії води у руслі річки йдуть не на транспорт уламків, вони практично відсутні, а на ерозію;
- гляціоевстатичні підняття території;
- сталий високий рівень базису ерозії (рівень води у світовому океані коливався ± 100 м під час валдайського зледеніння і ± 150 м під час дніпровського) [6].

Палеокліматична фаза зледеніння – це етап акумуляції алювію, адже:

- схили річкових долин не задерновані;
- велика кількість уламкового матеріалу надходить у русло;
- низький рівень води у руслі річки, крім тривалих літніх повеней;
- затрати енергії води у руслі річки йдуть на транспорт уламків.

Однак ці процеси дещо зміщені у часі:

- врізання відбувається у кінці зледеніння – на початку міжльодовиків'я, адже схили долин ще не закріплені рослинністю, кількість опадів різко зростає та відбуваються гляціоевстатичні підняття території;
- акумуляція відбувається у кінці міжльодовиків'я – на початку зледеніння, адже зростає засушливість клімату, зменшується водність річки і, відповідно, знижується її транспортуюча здатність [6].

Отже плейстоценові алювіальні товщі терас складаються з двох горизонтів – нижня частина пачки представлена “теплим” алювієм, який зверху перекривається “холодним” алювієм.

У місцях впадіння рік у великі водойми (озера, моря, океани) утворюються конуси осадів, які називаються дельтами. Процес осадонагромадження у дельтах контролюється як діяльністю річки, так і того водного басейну, у який вона впадає. Тому для всебічного аналізу седиментаційних процесів у межах дельт їх доцільно розглядати у розділі перехідних обстановок осадонагромадження.

ТЕМА 5. ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ В АЛЮВІАЛЬНИХ КОНУСАХ ВИНЕСЕННЯ.

Поза накопиченням у межах алювіальних рівнин (річкових долин), які тягнуться вздовж річок, алювій також **накопичується у алювіальних конусах винесення**, які формуються у передгір'ях. Процеси осадонагромадження у конусах винесення, мають інші особливості, які суттєво відрізняються від тих процесів, які супроводжують накопичення алювію у межах алювіальних рівнин (річкових долин).

У підніжжі гір уламки виносяться через долини на рівнину, де відкладаються, формуючи *алювіальні конуси винесення*. Алювіальним конусом винесення називають накопичення уламкового матеріалу, який принесений

текучою водою, мають форму плоского конусу і простягаються віялоподібно від виходу долини, яка живить уламковим матеріалом [10]. Потужні алювіальні конуси винесення утворені складними системами долин поступово переходять у відклади алювіальних рівнин.

Формування алювіальних конусів винесення є перш за все результатом різкої зміни кута падіння поверхні і зумовленого ним різкого зниження енергії течії, її транспортуючої здатності. Кути падіння поверхні відкладів у передгірській зоні круті, до 30° , однак вони зменшуються радіально до периферії конусів [29].

Потоки, які витікають з долин та живлять конуси, зазвичай, перевантажені матеріалом і мають характер багаторукавної річки. Розташування русел часто змінюється, що у кінцевому результаті призводить до більш-менш рівномірного покриття принесеним матеріалом усєї поверхні конусу [10].

Алювіальні конуси характеризуються валунними відкладами, конгломератами, утворених часто у результаті гравітаційних зсувів з розташованих поблизу схилів гір. Зсуви через конуси винесення поступово переходять в конгломерати і масивні або грубошаруваті глинисті галечникові пісковики і алевроліти [29]. Відклади цього типу називають *діаміктитами* і утворюються вони з “болотних потоків” або селів. З віддаленням від гір вони переходять у слабосортовані масивні або горизонтальношаруваті піски з галечником. У їхній товщі деколи спостерігаються розмиви і алевроїти з тонкою шаруватістю. Ці шари відрізняються від селевих відкладів і переходять вниз по схилу в алювіальні відклади багаторукавного русла.

Вода, яка періодично стікає по поверхні алювіальних конусів винесення, швидко інфільтрується у товщу відкладів, що додатково впливає на зменшення швидкості течії і швидкому осадженню уламкового матеріалу. Найперше відкладаються найгрубші уламки, які формують дамби, які у свою чергу виконують роль сита, що затримує дрібніші уламки [10].

У центральній і нижній частинах алювіальних конусів винесення русла, зазвичай, дрібні і обваловані. Вали низькі, часто прориваються під час паводків.

Отже, загальною і різковираженою характеристикою товщі алювію конусу винесення є зменшення діаметру уламків від вершини конусу до його периферії. Надзвичайно грубий уламковий матеріал слабо сортований, з масивною або субгоризонтальною шаруватістю та відсутністю викопних організмів [29].

Всередині алювіальних конусів винесення зазвичай представлені дві групи відкладів: *відклади текучих вод* і *відклади потоків* [10].

У *відкладах текучих вод* присутній матеріал різних фракцій. Сортованість цих відкладів різна, зазвичай незначна, але деякі шари можуть мати добру сортованість. Виповнення русел складені явно грубшим матеріалом. До звичних текстур відносяться шари, які залягають більш-менш паралельно до поверхні конусу винесення і потужністю від декількох сантиметрів до декількох дециметрів [10]. Вони складені матеріалом різного розміру. Часто шари не мають внутрішньої шаруватості, за винятком градаційної.

Товща відкладів текучих вод несе сліди численних ерозійних розмивів і дрібних каналів. Вони особливо добре читаються у поперечних до простягання конусу винесення перерізах.

Відклади потоків різко контрастують з відкладами текучих вод. Вони формують місцеві покриви з добре вираженими граничними поверхнями. За винятком периферійних частин потужність цих покривів залишається незмінною [10]. Зазвичай ці відклади поганосортвані.

Зміни орієнтованих текстур показують велику мінливість напрямів течій у час накопичення відкладів потоків. Загалом, в масштабах цілого конусу винесення, можна відстежити віялоподібний розподіл напрямів транспортування уламкового матеріалу [10].

ТЕМА 6. ЛЬОДОВИКОВИЙ ФОРМАЦІЙНИЙ РЯД. ПРИЧИНИ І ТИПИ РУХУ ЛЬОДОВИКА.

Льодовикові льоди розповсюджені як на суходолі, так і на морських акваторіях, тому льодовикові відклади можуть зберігатися як у наземних, так і у морських обстановках. Отже, у льодовиковий *формаційний ряд* входять: *материково-льодовикова*, *льодовиково-морська* і *льодово-грунтова* формації [27].

У свою чергу *материково-льодовикова* формація об'єднує *покривно-льодовикову* і *гірсько-льодовикову* субформації. З покривно-льодовиковою субформацією тісно пов'язана *перигляціальна* субформація.

Покривно-льодовикова формація об'єднує відклади, в утворенні яких головна роль належить льодовику, а другорядна – воді, походження якої пов'язане з таненням льодовика. У зв'язку з цим покривно-льодовикова формація включає власне льодовикову, водно-льодовикову і перехідну субформації (рис. 4).

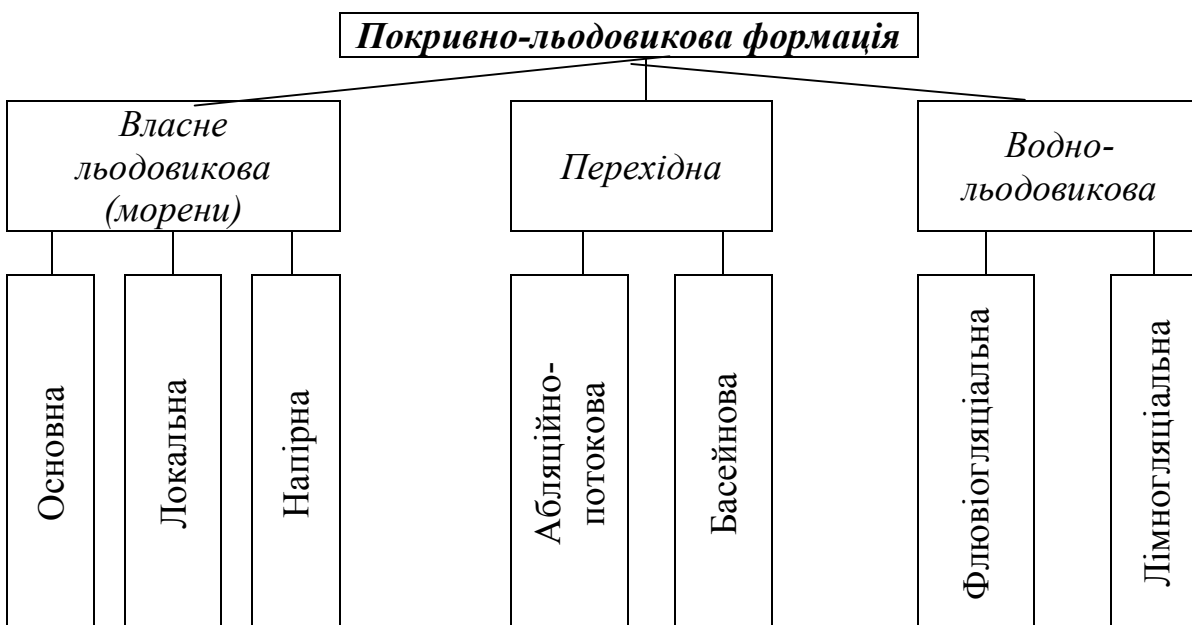


Рис. 4. Підрозділи покривно-льодовикової формації [27]

Виникнення *власне льодовикових відкладів (морен)* обумовлене:

1. Умовами захоплення матеріалу льодовиком.
2. Умовами перенесення матеріалу льодовиком.
3. Умовами відкладання матеріалу.

Усі ці три обставини виникнення морен визначаються *типами руху льодовика*, серед яких виділяють:

1. гідродинамічний – лід переміщується як в'язка рідина;
2. пластичної течії – як пружно-пластичне тіло;
3. блокового ковзання – як тверде тіло [27].

Є ще четвертий тип руху льодовика – *в'язко-пластичний*, який охоплює усі три згадані вище типи руху. Хоча, згідно деяких досліджень *лід під час свого руху переміщується за усіма трьома типами, в залежності від місцевих умов.*

Льодовик рухається:

1. За наявності ухилу ложа льодовика.
2. Під тиском льодової маси.

В основі теорії руху льодовика лежить закон зв'язку деформації з напруженням, яке її викликає [20]. Однак, є ще одна важлива обставина, яка визначає можливість течії льодовиків – це тепло в льодовику. *Ковзання льодовика відбувається лише тоді, коли температура придонного льоду досягає точки плавлення, відповідно приморожений до ложа льодовик не ковзає* [22]. Проблематичним залишається розуміння самого механізму ковзання льодовика. Сьогодні існують дві *теорії ковзання льодовиків (теорії Вертмана)* [22].

Перша теорія – це механізм **режиляції** льоду. Спротив течії льодовика створюється сторонами виступів ложа льодовика, які обернені вверх за течією льодовика. Тому на цих боках виникає надлишковий тиск, що призводить до танення льоду. Вода, яка при цьому утворюється, обтікає виступ і знову замерзає на його протилежному боці, де тиск нижчий. Крім того, тепло плавлення, яке вивільняється на оберненому вниз за течією льоду боці виступу, внаслідок його теплопровідності переноситься через сам виступ і через оточуючий його лід на бік виступу, який обернений вверх за течією, де і відбувається танення льоду.

Другий механізм – це механізм **пластичної течії (пластичної деформації)**. Весь лід деформується пластично і, при цьому, повздовжня напруга у ньому біля виступу вище середнього [22]. Тому швидкість деформацій там також вище середньої. Більше того, оскільки швидкість пропорційна швидкості деформації поділений на відстань, то чим більший виступ, тим більша швидкість. Лід не деформується у шарі режиляції, однак на відстані біля 30 мм від верхньої межі шару режиляції, плоскі шари льоду вигинаються у відповідності зі змінами крутизни ложа льодовика.

У деяких місцях, зокрема на виступах гірської породи ложа, тонкої водної плівки між льодом і льодовиковим ложем може і не бути. Такі ділянки утворюються там, де лід витискає воду, яка утворюється під час танення льоду

під тиском. У цих місцях лід тимчасово може примерзати до ложа, що знижує загальну швидкість ковзання.

У тих місцях, де льодовикове ложе водопроникне, вода також може просочуватись у товщу порід ложа.

Отже придонна водна плівка, яка сприяє течії льодовика, складається в основному з тієї води, яка утворюється на напрямлених вверх за течією льоду виступах у результаті плавлення льоду під тиском. Однак і вода з поверхні льодовика може досягати його ложа, проникаючи, по-перше, по каналах і тріщинах у льоді, які називають льодовиковим млинами, по-друге, по екзараційних пустотах і, нарешті, стікаючи по бортах долини.

Крім течії тонкою суцільною плівкою, потужність якої може змінюватись по площі, вода на льодовиковому ложі може текти й іншими шляхами:

1. По каналах у корінних породах під льодовиком, які часто називають *Н-каналами* (канали Ная).
2. По каналах, які проникають у лід. Ці канали у вигляді труб знаходяться у товщі льоду біля ложа льодовика, їх деколи називають *Р-каналами* (канали Рьотлісберга). [22].

Частка води, яка транспортується цими способами змінюється не лише від льодовика до льодовика, а й у межах окремих ділянок одного льодовика.

Існують деякі просторові закономірності у формуванні Р-каналів. Зокрема в області акумуляції долинних льодовиків його боки зазвичай є вищими від центру льодовика (ввігнутий поперечний профіль льодовика), а от у області абляції домінує випуклий поперечний профіль поверхні льодовика, тому вода тут стікає до країв льодовика. Однак у поперечному профілі ложа льодовика типових льодовикових долин домінує ввігнутий профіль (найбільш заглиблена центральна частина ложа льодовика). Тому навіть у області абляції вода тече до середини долини і Р-канали можуть формуватися вздовж центральної лінії льодовикового ложа. Саме у таких місцях формуються ози.

У Н-каналах також може збиратися деяка кількість води з танучого біля ложа льоду. Але оскільки вода розмиває породи ложа льодовика значно повільніше аніж лід, то система каналів розширюється за рахунок формування Р-каналів у льоді над Н-каналами. Однак, у результаті руху льодовика Р-канали швидше запливають.

У результаті цих обмежень розвитку системи каналів більша частина води, яка утворюється на ложі льодовика, тече у вигляді тонкої плівки, за винятком ділянок, розташованих під нерухомим льодом.

Також слід зауважити, що система каналів може відводити лише певний об'єм води, але коли приплив її швидко зростає настільки, що тиск води починає перевищувати тиск залягаючої вище товщі льоду, деяка частина води витікає з каналів.

Аналіз поширення води у льодовику важливий не лише з точки зору розв'язання проблем руху льодовика, а й розв'язання проблем формування водно-льодовикових відкладів, поширених у внутрішньо-, і прильодовиковій зонах.

Крім води, яка міститься на контакті льоду і льодовикового ложа, широко розповсюджені поверхневі льодовикові води, які утворюються у результаті танення льоду та накопичення атмосферних опадів [22].

Значна частина води також зберігається у фірні і снігу.

Іншим шляхом міграції води у тілі льодовика є її *течія між зернами льоду*. Таким шляхом поверхнева тала вода може досягати ложа льодовика. Цей рух води може також призвести до вимивання домішок з льоду і відводити талу воду, яка утворюється в тілі льодовика у результаті виділення тепла внутрішніх деформацій льоду.

Міжзернова міграція води особливо активно протікає на ділянках, де лід перебуває у стані розтягнення, на тріщинуватих ділянках, і, практично, припиняється там, де льодовик відчуває стиснення.

Отже у сезон танення льодовик діє як резервуар, який щоденно наповнюється талою водою, частина якої витікає з-під льодовика біля його краю.

ТЕМА 7. ДЕНУДАЦІЙНА (ЕКЗАРАЦІЙНА) РОБОТА ЛЬДОВИКІВ. ПРОЦЕСИ ФОРМУВАННЯ МОРЕНОВМІЩУЮЧОГО ЛЬОДУ.

З розгортанням процесів танення та замерзання придонного шару льоду і формування режіляційного шару льоду у тілі льодовика сформуються деякі особливості:

- придонний шар льоду буде дрібнозерністішим і помітно забрудненішим у порівнянні з льодом, який залягає вище;
- цей шар льоду формується на напрямлених вниз за течією льоду боках виступів з повторно замерзаючої води;
- верхня межа забрудненого і дрібнозернистого льоду чітко виражена і у розрізі виглядає як пряма лінія, яка проходить через вершину першого за течією льоду виступу [22].

Отже придонні шари льоду відрізнялись від решти льоду розміром зерен, вмістом повітряних бульбашок, концентрацією домішок, що змінює механічні властивості цієї частини товщі льоду. Це надзвичайно важливий шар у тілі льодовика і тому, що льодовик не зміг би еродувати своє ложе, якщо б його придонні шари були чистими. Принаймні нижня частина льоду має включення уламків гірських порід. Саме цей уламковий матеріал, включений у лід, створює тертя об льодовикове ложе і еродує його.

Інтенсивність екзарації (льодовикового виорювання) залежить від:

1. Потужності льодовика.
2. Швидкості його руху.
3. Дольодовикового рельєфу.
4. Складу і властивостей порід ложа льодовика.
5. Тривалості впливу льодовика на породи ложа [27].

У звужених місцях, де швидкість переміщення льодовика зростає, спостерігається розвиток екзараційних долин. Походження таких долин пов'язується зі зростанням еродуючої роботи льодовика на цих ділянках. На

розширених ділянках, навпаки, – швидкість переміщення зменшується і, як правило, зникають пере заглиблені долини.

Напря́м руху придонних шарів льоду обумовлений, голов­но, дольодовиковим рельєфом. Як правило льодовики просуваються по долинах далі, а перед височинами затримуються. У першому випадку льодовики досягають свого максимуму вільного розтікання, екзарація стає неможливою у зв'язку з малою потужністю і малою швидкістю просування льодовика – формуються кінцеві “насіпні” морени і флювіогляціальні відклади.

У другому випадку – у тілі льодовика виникають деформації, розривні дислокації – формуються морени напору і гляціодислокації. Межа просування льодовика має ”вимушений“ (динамічний) характер, тобто вимушена зупинкою льодовика.

Тому льодовик у крайовій зоні може виконувати як значну екзараційну роботу там, де його межа є ”вимушеною“, так і лише акумулятивну роботу.

В залежності від складу і властивостей порід ложа вплив на нього льодовика зводиться в основному до двох різновидів:

- скельне ложе – його роль пасивна і зводиться, у першу чергу, до формування уламкового матеріалу;
- ложе, яке складене пухким матеріалом, є джерелом готового уламкового матеріалу, крім того воно (ложе) активно реагує на тиск рухомого льодовика пластичними деформаціями.

Постачання уламкового матеріалу у тіло льодовика визначається умовами захоплення матеріалу льодовиком.

По-перше, **екзарація скельного ложа** як правило розвивається двома основними типами:

- відщеплення рухомим льодовиком окремих уламків, брил породи;
- стирання, або абразія [27].

Ці два процеси діють одночасно, лише змінюється їх відносна роль у процесах льодовикової екзарації, що залежить від типу руху льодовика і від рельєфу ложа льодовика.

Відщеплення протікає за трьома сценаріями:

- зривання виступів ложа під час зчеплення льоду і порід ложа;
- підготовкою матеріалу ложа у результаті розгортання процесів вивітрювання (морозобійного вивітрювання);
- відщеплення уламків визначається нерівномірним тиском льоду на нерівності ложа, що викликає періодичну зміну напруг у товщі породи і, як наслідок, її розтріскування [27].

Як результат розгортання цих процесів – накопичується грубоуламковий (щербенисто-бриловий) матеріал, який постачається з невеликих локальних ділянок.

Грубоуламкові включення у тілі льодовика рухаються повільніше аніж сам лід. Крім того, рухаючись вперед, уламки ще й обертаються навколо своєї осі між льодом і льодовиковим ложем.

Процеси *стирання* (абразія) захоплює великі площі, але протікає значно повільніше, аніж процес екзарації [27]. Стирання може проводитись як

“чистим” льодом (його тиском), але, як правило, проводиться вмерзлими у лід уламками. Як результат – формується дрібнозернистий (піщано-глинистий) матеріал.

Форми взаємодії з ложем складеним *пухкими відкладами*. Враховуючи низьку зв’язність і міцність пухких порід, відбувається активна реакція порід ложа на тиск, який передається з рухомої товщі льоду. У результаті формується специфічна зона – *контактова гляціодинамічна зона*. Ця зона постачає дрібнозернистий матеріал, з якого згодом будуються основні морени.

Інша форма взаємодії – це формування відторженців. Процес захоплення матеріалу ложа схожий за механізмами взаємодії льоду і порід скельного ложа.

Третя форма взаємодії – розвиток потужних гляціодислокацій, виникнення яких пов’язане з порушенням існуючої динамічної рівноваги у породах ложа, що викликає їх переміщення і захоплення у товщу льоду (часто крайові морени збудовані виключно з матеріалу льодовикового ложа).

У результаті розвитку пошарової пластичної течії льоду льодовика, уламковий матеріал, який захоплюється з ложа, зтягується у тіло льодовика, що призводить до формування мореновміщуючого льоду [27]. Під час руху льодовика у його придонних шарах виникають *поверхні зрізу*, які, як правило, не є чітко паралельними до поверхні ложа льодовика. Багато з цих поверхонь розпочинаються біля самого ложа, на деякій відстані вони залишаються паралельними до поверхні ложа, а потім полого піднімаються вгору в напрямку руху льодовика. Під час диференційованого ковзання частин льодовика, обмежених цими поверхнями, захоплені з ложа уламковий матеріал зтягується в середину льодовика.

Головні риси будови мореновміщуючого льоду обумовлені типом руху льодовика: пластична течія; блокове ковзання; і ковзання серії пластів по внутрішніх площинах розривів.

Склад уламків, які включені в морену, суттєво обумовлюється їх абразивною стійкістю.

ТЕМА 8. ВЛАСНЕ ЛЬОДОВИКОВА (МОРЕННА) СУБФОРМАЦІЯ.

Характер льодовикових відкладів визначається такими головними факторами:

- 1) типом порід, по яких рухається льодовик;
- 2) морфологічними особливостями і швидкістю течії самого льодовика;
- 3) розташуванням уламкового матеріалу у межах льодовика;
- 4) способом відкладання уламкового матеріалу;
- 5) наступним перетворенням уламкового матеріалу талими водами [23].

Літологічний склад власне льодовикових відкладів (морен) має деякі закономірності:

- валуни, галечники і гравійні частинки представлені уламками порід. Гравій льодовикових відкладів рідко буває добре обкатаним. Грубший гравій обкатаний краще ніж дрібний. Форма гравію дископодібна і у

- плані має п'ятикутні обриси. Форма галечнику, зрозуміло, визначається також складом породи. На поверхні уламків часто присутня штриховка;
- піщані зерна – це окремі мінерали, які входять до складу порід, що були зруйновані льодовиком. Зерна мають різко кутасті обриси. Під мікроскопом на поверхні піщаних зерен часто видно чисельна дрібна штриховка, ознаки раковистого зламу;
 - алевритові частинки представлені окремими мінералами і їхніми уламками;
 - глинисті частинки найбільш однорідні за своїм складом і потрапляють у морену, головню, за рахунок захоплення і асиміляції глинистих відкладів, по яких рухається льодовик [23, 27].

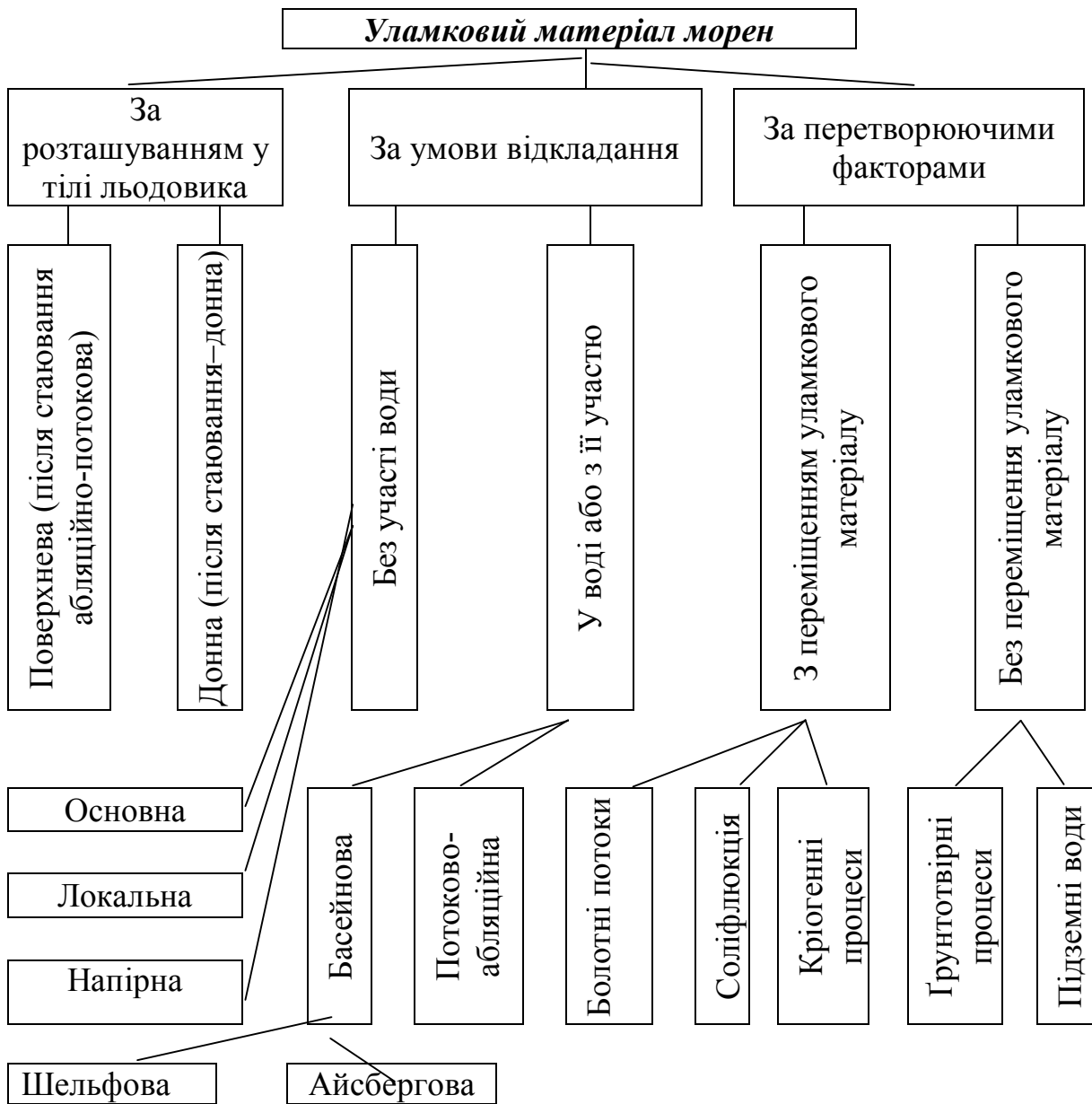


Рис. 5. Схема утворення і перетворення рухомих і відкладених морен [27]

Оскільки, головним джерелом постачання уламкового матеріалу для морен є породи льодовикового ложа, тому літологія підстилаючих корінних порід є визначальним фактором у формуванні літологічного складу морен. Різні типи материнських порід в неоднаковій мірі збагачують морену грубими і дрібними уламками. Чим міцніша порода, тим більше шансів, що грубі уламки її будуть зустрічатися не тільки у районі розташування цих порід, але і далеко за його межами. Пухкі породи збагачують у першу чергу дрібнозернисті фракції морен. Крім того, розмір валунів залежить від окремоті порід – граніти-рапаківі утворюють великі валуни, а кварцити, не дивлячись на їхню велику міцність, дрібні валуни, галечник.

Крім складу материнських порід на літологічний склад морен впливає: *перебіг процесів руйнування корінних порід під дією льодовика (фізичне звітрювання); подрібнення уламків у процесі транспортування* [27].

Наслідком процесу транспортування уламкового матеріалу є його подрібнення до зерен алевритового розміру, що і обумовлює максимум цієї фракції у основних моренах. Процес подрібнення уламкових частинок проходить різні стадії. У першу стадію від материнських порід ложа відриваються уламки і переміщуються біля подошви льодовика, де вони подрібнюються до розміру галечника, гравію і піску. Під час переходу валунно-галечникової фракції у гравійно-піщану гірська порода розпадається на складові мінерали. Подальше подрібнення продовжуються до алевритової фракції, яка є найстійкішою і не переходить у глинисту. Відповідно, вміст алевритових частинок у найменшій мірі залежить від складу підстилаючих порід [27]. Глинистість морен обумовлюється не подальшим подрібненням мінералів, а захопленням відповідних підстилаючих порід. Глинистість морен не зростає з переносом.

За *гранулометричним складом усі морени* відносяться до групи власне змішаних порід. Однак, співвідношення між глинами, алевритами і грубшими уламками не є хаотичним, очевидно у природі відсутні морени з будь-яким довільним співвідношенням частинок різного розміру [27]. У моренах спостерігається три типи співвідношення піщано-алеврито-глинистих частинок:

- значний вміст (понад 60 %) піщаних зерен за помірного вмісту алевритів (біля 30–35 %) і незначного вмісту глинистих;
- одночасна присутність у співмірних кількостях піщаних, алевритових і глинистих частинок, з переважанням вмісту алевритових (35–40 %);
- переважання глинистого матеріалу за незначних домішок піщаних зерен (одиниці або перші десятки відсотка) і вміст алевритових частинок близько 30 % [27].

Отже, найбільш постійним компонентом морен є алевритові частинки, а піщані уламки складають значну частину деяких різновидів морен, але часто присутні у вигляді незначних домішок. Нарешті, глинисті частинки хоч і утворюють максимум вмісту уламкового матеріалу у деяких моренах, однак складають 15–20 % [27].

До власне льодовикових відкладів входять: основна, локальна і напірна морени [27].

Основна морена. Формування основних морен визначається закономірностями захоплення, переносу і відкладання льодовиком уламкового матеріалу [27]. Насичення нижніх шарів льодовика уламковим матеріалом у зоні акумуляції льодовикового щита відбувається настільки інтенсивно, що ці шари льоду втрачають свою пластичність. Тому тут інтенсивно протікають процеси осадонагромадження і швидкого ущільнення матеріалу у результаті динамічного впливу льодовика.

Літологічний склад основної морени залежить, головню, від складу і рельєфу льодовикового ложа. Для неї притаманна відсутність сортування уламкового матеріалу – поряд з глинистими частинками присутні алевритові, піщані, гравійні зерна та валуни. При чому, речовинний склад основних морен залежить від складу місцевих корінних порід.

Кількість валунів зростає з наближенням до крайових зон льодовика (до 20–30 %) і на абразивних рівнинах. Інших закономірностей у розподілі грубоуламкової складової морен нема, але подекуди ними збагачені переважно нижні горизонти морени.

Подовгуваті великі уламки у тілі льодовика орієнтуються цілком закономірно: *довгі осі розташовані у напрямку руху льодовикових потоків і рідше – перпендикулярно до нього*. Найчіткіше орієнтування виражене там, де льодовик рухався найшвидше. Повна відсутність або слабо виражена орієнтація валунів типова для морен, які накопичувались в областях зі незначним рухом льодовика, тобто на підвищеннях дольодовикового рельєфу.

У прибортових частинах льодовика подовгуваті великі уламки розташовуються відносно головного напрямку руху льодовика під гострим кутом, а подекуди і перпендикулярно.

Крім того, перпендикулярна орієнтація валунів відносно руху льодовика свідчить про перекочування уламків по льодовиковому ложу, а повздовжня орієнтація – переміщення валунів у тілі льодовика, у завислому стані. Крім того, уламки розташовуються так, що створюють найменший опір рухомому льоду – загострені кінці уламків обернені проти течії льоду.

Уламки порід, які переносяться на поверхні льодовика навіть на великі відстані, загалом не змінюють своєї форми у результаті переносу. Обточуванню і розколюванню піддаються уламки, які переносяться не на поверхні, а у тілі льодовика, головню у його нижній частині.

Валуни, які переносяться льодовиком, набувають характерної для льодовикових валунів праскоподібної форми, яка утворюється під час обточування уламків. У рухомих льодовиках валуни розташовуються таким чином, що створюють йому найменший опір. У зв'язку з більшою щільністю вони рухаються дещо повільніше оточуючого льоду. При цьому лід обтікає їх і нерівномірно обточує, загострюючи один кінець більше, аніж інший. У підсумку утворюється праскоподібний уламок з плоскою основою і одним загостреним кінцем, скерованим проти руху льодовика. За умови тривалого стирання уламок може набути краплеподібну форму.

Валуни часто мають шрами – це сліди льодової обробки уламків, які свідчать про пошарово-пластичний рух льоду.

Контакт основної морени з підстилаючими породами спокійний, часто горизонтальний. На речовинний склад морен товща підстилаючих порід впливу як правило не має. Лише місцями у верхніх горизонтах порід є порушення, які виражені у подрібненні породи, а у приконтактовій частині морени спостерігається слабо виражена плейчастість. Плейчастість обумовлена малопотужними лінзоподібними включеннями корінних порід у нижній частині товщі морени.

Текстурні особливості морени обумовлені різноманітними типами руху льодовика. Смоги чистого льоду (огіви) після його танення формують смугастість у тілі морени. Виникають також режиляційні текстури, які виникають під час обгортання валунів опіщаною мореною, часто озалізненою. А от блокові рухи льоду і внутрішні сколи зумовлюють формування лускуватої текстури морени. Крім того, у зв'язку з нерівномірним включенням великих уламків у морену, вона часто має порфірову текстуру.

Пошаровий тип руху льодовика обумовлює ущільненість морен, а також льодовикову обробку валунів і їхнє орієнтування, яке може зберігатися лише в основній морені. Подовгуваті уламки зазвичай орієнтовані довгою віссю у напрямку руху льодовика [27]. У крайових зонах льодовика орієнтування уламків не виражене або часто зустрічаються уламки, які орієнтовані перпендикулярно до напрямку руху льодовика.

Колір основних морен залежить від кольору підстилаючих порід.

У районах, де зростає інтенсивність екзарації у результаті зростання швидкості руху льодовика, або перетині ним виступів ложа, різко зростає питома вага місцевого матеріалу (переважає над ератичним) – *відбувається фаціальне заміщення основної морени локальною* [27].

Для *локальної морени* притаманне переважання місцевого матеріалу у результаті захоплення льодовиком підстилаючих порід, розповсюджених на цій ділянці (рис. 6). Тобто утворення локальних морен викликане підвищеною активністю льодовика, яка проявляється у районі виступів корінних порід, що перегороджують рух льодовика, а також в улоговинах.

Гранулометричний склад локальних морен відрізняється від основних тим, що він суттєво залежить від складу підстилаючих порід.

За своїми текстурними ознаками локальні морени суттєво не відрізняються від основних, але на контакті з підстилаючими породами спостерігаються текстури захоплення, утворені у результаті проникнення порід ложа у вигляді смуг і язиків в тіло льодовика.

Смугасті морени характеризуються своєрідною смугастою текстурою, приуроченою до нижньої частини моренних товщ. Виникають такі морени в результаті перешарування морен зі шарами, збагачених корінними породами, захопленими льодовиком під час його руху по субстрату, збудованому пухкими породами.

Гранулометричний і петрографо-мінералогічний склад пластів, збагачених локальним матеріалом, різко відрізняється від складу морен, які їх включають.

Колір локальних морен ще більше, ніж колір основних морен, залежить від підстилаючої порід, оскільки основна маса морени утворюється за рахунок продуктів механічного руйнування місцевих корінних порід.

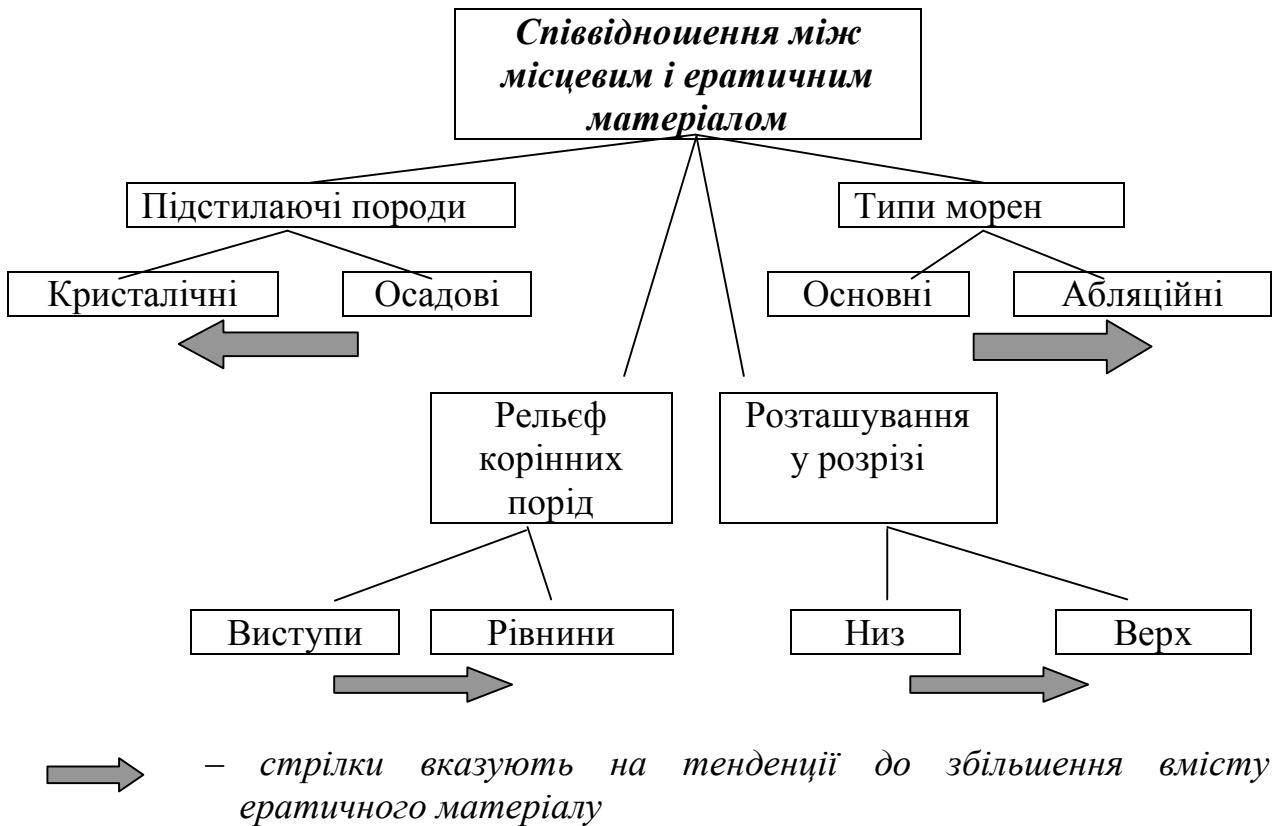


Рис. 6. Залежність співвідношення між ератичним і місцевим матеріалом, зумовленої областями живлення, дольодовиковим рельєфом, умовами утворення і розташування у розрізі морен [27]

Морени напору складені зім'ятими і насунутими один на одного відторженцями, які ще не піддалися суттєвим льодовиковим перетворенням [27]. Такі морени мають вигляд льодовикових брекчій, які складаються з необкатаних уламків місцевих корінних порід.

Морени напору характеризуються невитриманістю фізико-механічних властивостей. На гранулометричний склад морен напору впливають відторженці. Відторженці глинистих порід мають витягнуту блокову або лінзоподібну форму, зазвичай зі слідами гляціодислокацій. Валуни у моренах напору розташовані перпендикулярно до напрямку руху льодовика.

Крім власне відторженців, які втратили зв'язок з материнськими породами і перенесені на значні відстані, виділяються також *вижимми і вивороти*. До *вижимів* відносяться діапироподібні форми проникнення матеріалу у морену, але зі збереженням зв'язком з корінними породами.

Вивороти знаходяться у безпосередній близькості від місця відриву від материнських порід і деколи зберігають зв'язок з корінними породами.

З моренами напору асоціюються, зазвичай, гляціодислокації.

ТЕМА 9. ПЕРЕХІДНИЙ ПІДРОЗДІЛ ПОКРИВНО-ЛЬОДОВИКОВОЇ ФОРМАЦІЇ (ВОДНІ МОРЕНИ).

Для водних морен характерна відсутність безпосереднього зв'язку з породами ложа, присутність слідів шаруватості і менша щільність, ніж у субаеральних морен. Крім того, для водних морен притаманна краща сортованість у порівнянні з власне моренами.

Водні морени в залежності від умов перенесення і відкладання моренного матеріалу поділяються на *потоково-абляційні* і *басейнові* [27].

Потоково-абляційна морена складається з уламкового матеріалу частково перемитого талими водами на поверхні деградуючого льодовика [27]. Частина уламкового матеріалу абляційної морени виникає у результаті абляції, тобто впливу сонячного тепла на льодову або снігову поверхню. Як і всі морени, потоково-абляційні збудовані несорттованими уламками. Від основних морен, розвинутих у тих же ш районах, вона відрізняється гранулометричним і петрографо-мінералогічним складом, а також текстурними особливостями. У дрібноземі цих морен спостерігається понижений вміст глинистих фракцій (до 10–15 %) і підвищений вміст піщано-гравійних (20–25 %).

За своїм гранулометричним складом і текстурними особливостями потоково-абляційна морена наближається до флювіогляціальних відкладів, але відрізняється від них гіршим сортуванням, підвищеним вмістом уламків алевритової фракції і присутністю глинистих частинок.

Потоково-абляційна морена більш опіщанена у порівнянні з основною, вміщує більше валунів (до 30 % і більше), серед яких переважають ератичні, значно звітріліші, ніж в основній морені. Зустрічаються валуни з еоловою полірвовкою поверхні. Частина з валунів має глинисту "сорочку".

Зустрічаються піщані лінзи, у яких часто спостерігається добре виражена шаруватість. Це пов'язано з тим, що уламковий матеріал, який формує морену, переміщувався по поверхні льодовика потоками талих вод. Крім того, морена, яка насичена водою, переміщується по поверхні льодовика з підвищених ділянок у пониженні, де відбувається її часткова переробка талими водами.

Грубоуламкова фракція у результаті переміщення талих вод втрачають своє першочергове розташування. Сплюснені валуни і галечники розташовуються паралельно один до одного і до підшви товщі.

Вплив корінних порід у потоково-абляційній морені не відчувається. Пасивність льодовика під час відкладання потоково-абляційної морени підтверджується також тим, що у підстилаючих породах не спостерігається дислокацій.

Басейнова морена. Морські морени, або мариногляціальні відклади, утворюються там, де льодовикові покриви спускаються у водні басейни.

Для басейнових морен притаманні такі головні риси:

- відсутність зв'язку з підстилаючими породами;
- краща сортованість – вміст алевритової фракції досягає 40–45%;
- понижена щільність, що відповідає щільності оточуючих морену морських відкладів;

- неясновиражена горизонтальна шаруватість, яка обумовлена малопотужними (1–2 мм) присипками тонкозернистого піску;
- відсутність тенденцій у орієнтуванні подовгуватих великих уламків;
- сплюснені уламки розташовуються паралельно між собою і до подошви товщі. Плоско-випуклі валуни обернені плоским боком до верху;
- відсутність у районах розташування басейнової морени абляційної морени і флювіогляціальних відкладів;
- присутність перевідкладеної морської фауни [27].

Морські морени поділяються на *шельфові* і *айсбергові* [27].

Шельфові морени. У межах шельфу виділяють три зони: у першій з них льодовик знаходиться на дні шельфу; у другій – льодовик впливає на поверхню; у третій відбувається інтенсивне утворення айсбергів. Шельфова морена утворюється у другій зоні, під час витягування основної маси уламкового матеріалу, яка знаходиться у нижній частині льодовика, що впливає.

Айсбергові морени відрізняються від шельфових, головне, надзвичайно малою площею, на якій вони розповсюджені. Вони утворюють невеликі плями серед водно-льодовикових відкладів і перекривають їх, зазвичай, не порушуючи текстури підстилаючих порід.

ТЕМА 10. ВОДНО-ЛЬОДОВИКОВІ ВІДКЛАДИ.

Талі льодовикові води супутні крайовій зоні льодовика як під час його наступу, так і під час відступу. Однак їхня роль у регресивну фазу, коли флювіогляціальні води “відступають” за льодовиком, проявляється набагато чіткіше.

Водно-льодовикові відклади можуть накопичуватись у *внутрішньольодовиковій, крайовій і позальодовиковій зонах* [27].

До *внутрішньольодовикової, крайової зон* приурочені флювіогляціальні відклади, які складають *ози і лінзи у моренних товщах* [27].

У *крайовій зоні* флювіогляціальні відклади формують *конуси виносення, дельти, маргінальні ози, ками* [27].

У *позальодовиковій зоні* флювіогляціальні відклади формують *зандри* [27].

Водно-льодовикові відклади внутрішньольодовикової області.
Флювіогляціальні відклади. Флювіогляціальні потоки у тілі льодовика поділяються на *над-, внутрішньо- і підльодовикові* [27]. Ці потоки у тілі льодовика формують *ози*. Формування озів пов’язане із заповненням тріщин, які можуть бути у різних частинах льодовика, але виникають над перегинами рельєфу льодовикового ложа або на межі активного і мертвого льоду.

Морфологія озів різноманітна, але до них у першу чергу відносяться витягнуті у довжину форми від десятків до 500 км.

Морфологія озів і їхній зв’язок з підстилаючим рельєфом допомагає встановити їхній генезис:

- меандруючі ози є або надльодовиковими утвореннями, або утворились у результаті перетинання льодовиком нерівностей підстилаючої поверхні;

- приуроченість озів до улоговин підльодовикового рельєфу вказує на їхнє підльодовикове формування. Крім того, ці ози мають, як правило, моренний покрив;
- морфологічно чітко виражені ози і приурочені до них накопичення валунно-галечниково матеріалу, які є у більшості випадків, приурочені до конусів винесення і дельт флювіогляціальних вод [27].

Розподіл озів у плані, за винятком над льодовикових, значно залежить від нерівностей підльодовикового рельєфу. Це пов'язано з тим, що під час свого зародження флювіогляціальний потік знаходився на поверхні або у товщі льодовика, однак у кінцевому результаті, розмиваючи своє русло і поглиблюючи його, він досягає поверхні підстилаючих порід, де використовує пониження підльодовикової поверхні.

Гранулометричний склад відкладів озів як у горизонтальному, так і у вертикальному напрямках змінюється у надзвичайно широких межах: від валунів до дрібнозернистих пісків і алевритів. Спостерігається часте перешаровування гравійно-галечниково матеріалу з пісками. Для грубозернистих відкладів притаманна шаруватість потокового типу. В однорідних дрібнозернистих пісках і особливо алевритах часто спостерігається горизонтальна шаруватість і брижі. Це свідчить про те, що формування озів відбувалось у складній, часто мінливій, седиментаційній обстановці (табл. 8).

Значне розповсюдження флювіогляціальних відкладів вказує на наближення до крайової зони зледеніння, де відбувалось найінтенсивніше танення льодовика, або до зон, де льодовик був розбитий тріщинами.

У складі відкладів озів іноді виділяються селеподібні морени, які складені валунно-галечниковим матеріалом, зцементованого залізистим цементом.

Ками. Ками утворюються поблизу краю льодовика під дією текучих флювіогляціальних вод. Ками мають часто конусоподібну форму або форму подовгуватих горбів з округлими вершинами. Відносна висота камів коливається у межах від 5 до 15 м, а крутизна схилів досягає 30–40°. Кути падіння схилів камів загалом повторюють кути падіння шарів відкладів камів. Часто ками розташовуються по периферії підвищень. У крайових частинах зледеніння вони утворюють камову “кінцеву морену”.

У будові камів беруть участь озерно-льодовикові, рідше річково-льодовикові відклади. Вони представлені гравійно-піщаним матеріалом з валунно-галечниковими прошарками і лінзами, у яких зазвичай домінує коса, діагональна і перехресна шаруватості з великими кутами падіння. Часто у центрі кама є ядро, яке представлене виступами підстилаючих корінних порід.

Озерно-льодовикові відклади. Відклади внутрішньольодовикових водойм характеризуються великою постійністю літологічного складу – це накопичення глин, алевритів, рідше тонкозернистих пісків. Частинки, розміром понад 0,1 мм відсутні, або утворюють надзвичайно тонкі (1–2 мм) переривисті горизонтальні прошарки. Відсутність фаціальних змін пояснюється тим, що вони відкладались в озерах, які були оточені льодом. При чому, утворювались з танучої верхньої частини льодовика, бідної на включення.

Озерно-льодовикові відклади залягають зазвичай на морені. Потужність цих відкладів коливається від декількох сантиметрів до 10 м.

Таблиця 8

Форми, гранулометричний склад і текстурні особливості флювіогляціальних відкладів внутрішньольодовикової області і крайової зони [27]

<i>Генезис</i>	<i>Моренний покрив</i>	<i>Гранулометричний склад</i>	<i>Тип шаруватості</i>	<i>Рельєф</i>
<i>Надльодовикові озери</i>	Немає	Переважають дрібнозернисті піски	Коса, похила	Пасма з обрисами меандруючої річки. <i>Має вплив рельєфу поверхні льодовика</i>
<i>Підльодовикові озери</i>	Розвинений	Змінюється у широких межах: від галечника до алевроліта	Коса. У лінзах алевроитового матеріалу – горизонтальна і брижі	Чітко виражені пасма. <i>Має вплив рельєфу підстилаючої поверхні</i>
<i>Конуси</i>	–	Змінюється у широких межах, від валунів до дрібнозернистих пісків	Коса, з великими кутами падіння	Конусоподібні підвищення, полого нахилені до дистального краю, з термокарстовими воронками і улоговинами. <i>Має вплив рельєфу підстилаючої поверхні</i>

Водно-льодовикові відклади перигляціальної зони. У будові передфронтальних зон зледеніння головну роль відіграють річково-льодовикові і озерно-льодовикові відклади, співвідношення між якими непостійне [27].

Позальодовикові флювіогляціальні відклади складають конуси винесення і зандри, які формуються за рахунок злиття конусів винесення.

Утворення **конусів винесення** відбувається тільки у тому випадку, коли розвантаження уламкового матеріалу, що приноситься потоками, відбувається не у водному басейні. Під час розвантаження уламкового матеріалу у водних басейнах утворюються дельти [27]. Тому у будові відкладів дельт крім річково-

льодовикових беруть участь озерні товщі. Загалом для дельт притаманний найбільш грубий склад уламків, особливо у їхній центральній частині, де зустрічаються валунно-галечникові товщі. Виклинюються вони різко, і ухил передового схилу досягає 30°.

Конуси винесення, дельти прилягають до крайових льодовикових утворень і виникають за рахунок виносу уламкового матеріалу під-, внутрішньо- і надльодовиковими потоками [27]. Розвантаження під- та надльодовикових потоків відбувалось в умовах різкого зниження швидкості потоку – у першому випадку за рахунок втрати гідростатичного тиску, а у другому – падіння води з краю льодовика на гіпсометрично нижчу поверхню.

Розміри конусів винесення і дельт залежать від потужності потоків, їх швидкості і кількості матеріалу, який вони переносили. Їхня поверхня похило нахилена до дистального краю, вираженому у рельєфі, зазвичай, різким перегином. У плані конуси винесення і дельти мають віялоподібні обриси.

Озерно-льодовикові відклади. Озерно-льодовикові відклади у передфронтальній зоні виникають у тому випадку, коли є перешкоди на шляху стоку талих вод. Характер озерно-льодовикових відкладів залежить від багатьох факторів – від розмірів водойми, його глибини, рельєфу дна і прилеглої суші, від конфігурації берегової лінії, кількості уламкового матеріалу, який привноситься впадаючими у озеро потоками, присутністю або відсутністю течій тощо [27].

Серед відкладів прильодовикових озер піщані і галечникові відклади приурочені до прибережної зони, куди вони постачалися впадаючими у озеро потоками. Під час розмиву морен пляжева смуга збагачується валунно-галечниковим матеріалом. В поодиноких випадках під впливом діяльності хвиль формуються прибережні озерні відклади, накопичуються відклади піщаних і гравійних пляжів.

Однак у центральній частині озер відкладаються лише тонкозернисті, завислі, алеврито-глинисті наноси, серед яких часто зустрічаються так звані *стрічкові глини*. Осадочний матеріал у центральній частині льодовикових озер надходить у теплі періоди – весною і літом, коли виникаючі під час танення льоду численні потоки у величезних кількостях несуть його до озера. Гравій і грубий пісок накопичуються біля краю озера, а пісок, алеврит, глина транспортуються у завислому стані до центральної частини озера. Грубші фракції піску і алевритові частинки осідають зразу ж, а глинисті частинки залишаються у завислому стані, осаджуючись надзвичайно повільно. Протягом осені і зими, коли у замерзле озеро осадочний матеріал не надходить, на покрівлі піщаних прошарків відкладається глинистий матеріал. Цей процес повторюється багаторазово.

Гранулометричний склад стрічкових глин залежить від складу і потужності зимових і літніх шарів. За умови доброї вираженості зимових прошарків глинисті фракції складають близько 70% (від 40 до 95%) від загального об'єму відкладів, а за умови доброї вираженості літніх прошарків різко зростає, до 45–70 %, вміст алевритової складової (фракція 0,1–0,01 мм).

Гранулометричний склад стрічкових глин не залишається постійним навіть у межах одного басейну, що пов'язано із співвідношенням літніх і зимових прошарків. Потужність зимових прошарків зазвичай досягає 3–8 мм, а літніх – від декількох міліметрів до декількох сантиметрів. Потужність прошарків (стрічок) залежить від розмірів басейну і рельєфу берегів. Зимові прошарки зазвичай темніші, а літні – світліші. Колір стрічкових глин часто змінюється вторинними процесами.

Зандри. У тому випадку, коли передфронтальна зона льодовика мала відносно рівний рельєф, пологонахилений у дистальному напрямку, *потоки могли вільно розтікатися по великій території, не утворюючи постійних водотоків і русел. Відклади, які утворювалися формували зандри.*

Зандри оконтурюють крайові льодовикові відклади лише на тих ділянках, де край льодовика був активним. Зони мертвого льоду не супроводжуються зандровими полями.

Гранулометричний склад відкладів зандрів коливається у широких межах як по площі, так і у розрізі: від піщано-гравійного до алевритового. Хоча, у промаксимальній частині зандрів переважають грубозерністі відклади, а у дистальній – дрібнозерністі. Не дивлячись на невитриманість гранулометричного складу зандрів, у їхній будові, однак, домінують частинки розміром 1,0–0,5 та 0,5–0,25 мм. Вміст валунно-галечникового матеріалу незначний, або й взагалі він відсутній.

Зміни гранулометричного складу відкладів зандру обумовлені непостійністю режиму водних потоків, який залежав від інтенсивності танення льодовика, ухилу передфронтальної поверхні і тривалості перенесення уламкового матеріалу. *Тому, найхарактернішою особливістю зандрових відкладів є значна варіація розмірів відкладів у сусідніх пачках шарів; чисельні текстури розмиву і заповнення; горизонтальношаруваті пласти перешаровуються з косошаруватими пластами; притаманна швидка зміна погано- і дуже погано відсортованих відкладів, відкладами середньої сортованості [23].*

Потужність товщі флювіогляціальних відкладів, які складають зандри коливається у широких межах, від 20 м у промаксимальній частині, зменшуючись у дистальному напрямку до 1–2 м.

У промаксимальній частині розрізу зандру розвинута коса шаруватість потокового типу, з кутами падіння, нахилених до дистальної частини зандру, до 15–18°.

У дистальній частині зандру домінує похила шаруватість, з кутами падіння 5–8°, що чергується з горизонтально шаруватими пачками алевролітів.

У приповерхневій частині товщі зандрових відкладів зазвичай присутні сліди кріотурбацій, що свідчить про їх промерзання у перигляціальних умовах.

Зандри, особливо у високих широтах, піддаються сильному впливу вітрів, який зазвичай дує з льодовика. Тому зандрові рівнини, за умови слабого розвитку рослинного покриву, піддаються активній дефляції. При цьому грубий гравійно-галечниковий матеріал залишається на місці, пісок транспортується на невеликі відстані, у сусідніх районах він відкладається у вигляді активно

мігруючих піщаних дюн. Найдрібніший осадовий матеріал (алевритовий і глинистий) у завислому стані транспортується на значні відстані і осаджується у степах у вигляді *лесових відкладів* [23].

ТЕМА 11. ЕОЛОВІ ВІДКЛАДИ.

Утворення еолових акумулятивних утворень залежить від наявності уламкового матеріалу, який піддається дефляції, характеру вітрів і від умов, які панують на території осадження уламкового матеріалу [10]. Дефляції піддаються переважно лише дрібнозернисті пухкі накопичення. Суттєву роль також відіграє рослинний покрив, точніше його відсутність. Тому матеріал, який захоплюється вітром походить, головню, з алювіальних товщ, відкладених у пустельних територіях і біля підніжжя льодовиків, а також з піщаних відкладів морських і озерних пляжів. Еолові осади майже виключно складені пісками і алевритами.

Під час транспортування вітром осадовий матеріал переноситься трьома способами: *волочінням*, *сальтацією* і у *завислому стані* [23]. Ці типи транспортування характеризуються надзвичайно високою ступінню сепарації відкладів. Тому в еолових відкладах спостерігається чіткий розділ уламків на популяції у залежності від способу їхнього транспортування [23]. На рівні 0,05 мм спостерігається природний перелом: дрібніші зерна одного разу потрапивши у завислий стан, можуть переноситись на значні відстані внаслідок малих швидкостей вільного падіння. Тому алевритові і глинисті частинки під дією вітру дуже швидко виносяться з відкладів.

Піщаний матеріал осаджується, зазвичай, поблизу місця первинної дефляції, а потім неодноразово перевивається вітром. Завдяки цьому процесу еолові піски набувають своєрідні структурні особливості, а також характерний комплекс седиментаційних структур.

В цілому *відкладені вітром товщі зони пустель* можна розділити на три головні групи:

- 1) *дефляційні залишкові утворення* – відклади гравійної розмірності, які утворюють “пустельну бруківку” у місцях, звідки піщаний і пилуватий матеріал повністю винесені вітром;
- 2) *піщані відклади* – добре відсортовані відклади піщаної розмірності, дуже звичні для пустельної обстановки. Вони накопичуються, головню, у вигляді дюн і інших накопичень. Переміщуються піщані уламки способом сальтації;
- 3) *пилуваті відклади* – відклади алевритової і глинистої розмірностей, які можуть переноситись на значні відстані, у тому числі далеко за межі пустель. Зазвичай пилуваті частинки відкладаються у сусідніх з пустелею районах. У межах пустель пилуваті відклади відіграють незначну роль [23].

З точки зору седиментології еоловою обстановкою є простір, на якому домінує акумулятивна діяльність вітру. Однак, ми не можемо оминати і ті ділянки, на яких домінують дефляційні (денудаційні) процеси.

Дефляційні залишкові утворення представлені осадами *хамад* і *серіп* [23].

Хамада – це скеляста пустеля, яка характеризується присутністю урвистих уступів і плоских кам'янистих поверхонь, вкритих валунами, галечником. Хамади як правило локалізуються у межах дефляційних басейнів. Крім великих розмірів уламків, відклади хамад характеризуються слабкою обкатаністю, не несуть слідів транспортування – валуни, які виникають як продукти пустельної дезінтеграції корінних порід, залишаються *in situ*.

Серіпи, або кам'янисті пустелі, представлені більш-менш рівними залишковими дефляційними поверхнями. Така поверхня складена накопиченнями грубоуламкових товщ – гравію, галечника і грубозернистого піску [23]. Грубоуламковий матеріал представлений найбільш стійкими породами. Такий склад відкладів зумовлений винесенням тонкого матеріалу вітром, а грубий матеріал не переміщується ні у завислому стані, ні способом сальтації. Потужність відкладів серіп не перевищує декілька сантиметрів. Поверхня серіп менш-більш горизонтальна, а її ухили не перевищують 5–10°.

Еолові акумулятивні утворення представлені *піщаними еоловими пісками, лесовими відкладами* [23].

Формування *піщаних еолових відкладів* обумовлене низкою факторів:

- природою джерела постачання піщаного матеріалу;
- силою і напрямом вітру;
- характером поверхні, по якій переноситься пісок тощо [23].

Піщані еолові накопичення можна розділити на дві головні групи: *малі форми та великі форми* [10].

Перша група представлена:

- піщаними брижами;
- піщаними наносами;
- гозами;
- піщаними насипами [23].

Піщані брижі мають форму невисоких гребенів, які розташовані через регулярні інтервали поперек локального напрямку вітру. Вони, у свою чергу, поділяються на такі два головних типи: *піщані брижі та гравійні брижі*.

Піщані брижі утворюються як на горизонтальних поверхнях, так і на підвітряних схилах дюн. Вони зазвичай складені зернами розміром 0,25–0,5 мм. Висота піщаних брижів не перевищує 10 або дещо більше міліметрів. Інтервал між двома сусідніми брижами досягає 2–15 см. Більшість піщаних брижів має асиметричний поперечний переріз. Макроскопічно піщані брижі не мають помітних внутрішніх текстур і лише у виняткових умовах розвивається діагональна шаруватість, з ухилом у завітряний бік [10].

Гравійні брижі утворюються з пухкого піску, який вміщує домішки зерен гравійного розміру. Від піщаних брижів вони також відрізняються значною висотою, до десяти сантиметрів і великими інтервалами. Однією з умов, необхідною для розвитку гравійних брижів, є велика кількість зерен діаметр яких у 3–7 раз більший від діаметру зерен, які піддаються сальтації [10].

Гравійні брижі у поперечному перерізі асиметричні, але лише у привершинній частині. Діагональні прошарки в них, зазвичай, добре видимі.

Піщані наноси мають вигляд накопичення піску, яке першочергово виникає за наявності якої-небудь фіксованої перешкоди на шляху вітру, який переносить пісок – це можуть бути кущі, скелясті виступи, валуни тощо. Як правило пісок починає накопичуватись позаду цих перешкод. За формою піщані наноси мають вигляд язикоподібного тіла, для якого притаманна прекрасно розвинена коса та горизонтальна шаруватості. Шаруватість часто зумовлена перешаруванням піщаних та тонких гравійних прошарків.

На поверхні піщаного насипу під час вітрових бур розвиваються піщані полоси, а от брижі зустрічаються рідко. Поверхня насипу шороховата із-за присутності на ній грубого (гравійного) матеріалу.

Сильний вітер, який проноситься над рівною шороховатою поверхнею, зумовлює постійний рух піску, який може накопичуватись лише у повздовжніх заглибленнях – піщаних смугах. Смуги неширокі – до 1–3 м, а повздовжні заглиблення (до 1–2 см) розвиваються паралельно між собою, витягуючись часто на декілька сотень метрів. Початок кожної нової піщаної смуги розташовується між закінченнями сусідніх смуг.

Гоzi – це згладжені великохвилясті піщані поверхні, спорадично покриті пустельною рослинністю [23]. Тому гоzi виникають у тих районах, де кількість опадів достатня для підтримки спорадичної рослинності. Поверхня, яка покрита, наприклад, травою є свого роду пасткою, де транспортований вітром пісок накопичується між рослинністю. Накопичення піску таким способом продовжується постійно і його величезні кількості формують слабохвилясту поверхню. Однак, з іншого боку, розвиток рослинності ускладнює можливість формування дюн з добре розвиненими підвітряними схилами.

Піщані насипи зазвичай формують значні площі пустельних областей, які характеризуються більш-менш плоским рельєфом. Тут також можуть спостерігатися хвилястість і невеликі дюноподібні утворення. Знаки вітрових брижів можна побачити на поверхні рідко, але під час бур зазвичай розвиваються піщані смуги. Поверхня піщаного насипу шороховата із-за накопичення на ній грубого матеріалу, наприклад галечнику. Внутрішня будова насипів характеризується розвитком пластів горизонтальношаруватих пісків, розділених тонкими прошарками галечникового матеріалу.

Такі рівно- та горизонтальношаруваті піски також часто формуються на міждюнних площах.

Сильний вітер, який періодично дме над рівною шороховатою поверхнею, обумовлює постійну рухливість пісків, який може накопичуватись лише у поздовжніх заглибленнях – піщаних смугах. Неширокі, шириною 1–3 м, повздовжні заглиблення, глибиною 1–2 см, розвиваються паралельно між собою і можуть досягати у довжину декілька сотень метрів. Початок кожної нової піщаної смуги розташовується між закінченнями сусідніх смуг.

Друга група еолових накопичень представлена еоловими дюнами різного типу.

Піщані дюни – це насип відкладеного вітром піску, який має єдину вершину і укiс осипання (поверхню скочування) [23]. Дюни виникають у будь-якому місці, де транспортований вітром пісок відкладався першочергово у

вигляді випадкового насипу. Такі насипи повільно ростуть доки не сформується поверхня скочування. За деякими спостереженнями мінімальна висота поверхні скочування під час вітрового режиму складає біля 30 см. Потім, у результаті розвитку поступального переміщення поверхні скочування, піщаний пагорб починає переміщуватись. Не зважаючи на свою міграцію, піщана дюна зберігає притаманну їй форму доти, доки вітровий режим залишатиметься незмінним.

Піщані дюни можуть орієнтуватись перпендикулярно до домінуючого напрямку вітрів (формуються поперечні дюни), паралельно напрямку домінуючих вітрів (списоподібні дюни), або можуть мати складну форму, як, наприклад, куполоподібні та зіркоподібні дюни. Висота дюн залежить від сили вітру і розміру піщаних зерен, які складають дюну.

Найхарактернішою ознакою дюн є розвиток крутої поверхні скочування на підвітряному схилі і пологого схилу, який обернений назустріч вітру [23].

Швидкість накопичення піску дорівнює нулю на її вершині, а свого максимуму досягає на завітряному схилі і потім знову падає на завершненні цього схилу. Така закономірність обумовлює швидке просування верхньої частини дюни у порівнянні з нижньою частиною, що призводить до збільшення крутизни схилу дюни. Якщо перевищується максимальний кут природного укосу (34°), частина піску зсувається, формуючи піщану лавину, після чого знову формується поверхня скочування. Ця послідовність процесів повторюється кожен раз, коли крутизна завітряного схилу перевищує кут природного відкосу.

На схилі, оберненому назустріч вітру, переміщення піщаних зерен вгору по схилу відбувається способом сальтації або волочіння уламків по поверхні. На цьому схилі утворюються субгоризонтальні або слабо нахилені шари піску, кут нахилу яких не перевищує $3\text{--}10^\circ$. Шаруватість тонка, окремі прошарки не перевищують $1\text{--}4$ мм. Піски тонкозернисті і добре сортовані.

На завітряній частині схилу формуються косошаруваті товщі пісків, з кутами нахилу від 25 до 34° . Однак поблизу основи дюни передові прошарки виліплюються до субгоризонтального залягання. Однак, потужність окремих прошарків зростає до $2\text{--}5$ см, а шаруватість менш чітка.

Однак, в залежності від морфологічного вигляду дюн, процеси осадонагромадження на дюнах можуть протікати і за іншими сценаріями.

З морфологічної точки зору можна виокремити декілька головних типів дюн (табл. 9).

Поперечні дюни. Найхарактернішим типом поперечних дюн є *бархани* [10]. Бархани мають форму серпа з пониженими рогами, які висунуті за вітром. Така форма барханів є наслідком швидшої міграції його рогів у порівнянні з вищою центральною частиною, в якій вміщується більша маса піску. Часто бархани мають форму витягнутих, майже прямих піщаних хребтів, які орієнтовані під прямим кутом до напрямку домінуючих вітрів.

Передові прошарки у поперечних дюнах порівняно довгі і рівні, нахилені під порівняно крутими кутами – до $30\text{--}34^\circ$. Тому у розрізах, закладених під прямим кутом до напрямку вітру, такі передові прошарки залягають практично

горизонтально, під кутом 1–6°. У верхніх частинах поперечних дюн, на схилах обернених проти вітру, розвивається чітко виражена горизонтальна шаруватість з пологим падінням назустріч вітру – до 2–5°.

Таблиця 9

Головні типи дюн [10]

<i>Типи дюн</i>	<i>Морфологічні особливості</i>	<i>Зв'язок з напрямом вітру</i>
<i>Поперечні</i>	Явно асиметричні у перерізі. На завітрянному схилі розвинені великі осипні схили	Центральні частини дюн розташовані поперек домінуючого напрямку вітру
<i>Бархани</i>	Серпоподібна форма. Розміри різноманітні: висота до 30 м, відстань між рогами – до 400 м.	Роги висунуті згідно з напрямом вітру
<i>Параболічні дюни</i>	Серпоподібна форма, розміри аналогічні розмірам барханів	Роги висунуті у бік, протилежний напрямку вітру
<i>Поперечні прямі</i>	Хребти на значних відстанях прямі або ледь хвилясті. Розміри зазвичай великі: висота до десяти і більше метрів, довжина до декількох сотень метрів, а в поодиноких випадках – до декількох кілометрів	Схил осипу розташований перпендикулярно до напрямку домінуючих вітрів
<i>Повздожні</i>	Довгі вали з другорядними кульмінаціями на гребенях. Розміри великі: висота до 200 м, ширина до декількох кілометрів, довжина – 20–200 км. Схили осипів порівняно невеликі, розвинені поблизу гребенів	Видовжені згідно з рівнодіючим вектором домінуючих вітрів
<i>Складні</i>	Мають різноманітні форми: пірамідальні, зіркоподібні, куполоподібні тощо. Формується одна або декілька вершин, до яких бокові гребені сходяться радіально або нерегулярно. Розміри різні, зазвичай значні: ширина і довжина приблизно співмірні, до 5 км; висота до 250 м. Схили осипів часто бувають невеликими у порівнянні з висотою дюни	Пов'язані з вітрами, які дмуть у різних напрямках

Параболічні дюни. Ці дюни мають вигляд U-подібних піщаних гребенів, які обернені ввігнутою частиною назустріч вітру. Їм притаманні багато ознак інших типів піщаних дюн. У параболічних дюнах середня частина переміщується швидше, аніж її бокові частини. Це зумовлене закріпленням піску рослинністю по боках дюн.

Куполоподібні дюни. Це низькі, округлі піщані пагорби, які виникають тоді, коли їхній ріст у висоту обмежується сильними вітрами. Куполоподібні дюни позбавлені крутого завітряного схилу осипання. Найхарактернішою рисою внутрішньої будови куполоподібних дюн є розвиток пологопадаючих прошарків навіть на підвітряній частині дюни. Найчастіше спостерігається падіння під кутом 20–28°. В основі підвітряного схилу дюни шари мають ухил всього від 8 до 14°.

Зіркоподібні дюни. Це піщані гребені з високою центральною точкою, від якої радіально у різні напрями розходяться гребені (три і більше). Такі дюни формуються під впливом вітрів декількох напрямів. Зазвичай кожен з гребенів має свій добре розвинений схил скочування, який буває активним у певний час.

Обернені дюни. Вони представлені піщаними гребенями іноді значної висоти, але відрізняються незначною міграцією. Сезонні зміни напрямів домінуючих вітрів зумовлюють переміщення дюн в різні, часто майже протилежні, напрями. Форма такої дюни формується вітром одного, домінуючого напрямку, при цьому може бути розвинений підвітряний схил. Однак у результаті дії вітрів протилежного напрямку, хоча б ненадовго але на гребені дюни виникають невеликі поверхні скочування, часто протилежні відносно головного підвітряного схилу.

Їхня внутрішня будова дуже складна, тут розповсюджені косошаруваті серії клиноподібного типу. У передових прошарках розвинені два максимально круті кути падіння. Не зважаючи на зміни напрямку вітру, зазвичай зберігається пологонахилена горизонтальна шаруватість підвітряних схилів. Розвинені також деформаційні текстури.

Списоподібні дюни. Цей тип дюн має вигляд витягнутих, майже прямих піщаних гребенів, довгі осі яких орієнтовані паралельно домінуючому напрямку вітрів. Накопичення пісків у цьому типу дюн відбувається почергово на її протилежних боках. Коса шаруватість падає перпендикулярно напрямку піщаних гребенів і, таким чином, розвиваються дві серії максимально крутих передових прошарків майже під кутом 180°.

Міждюнні простори. Площі, які розташовані між дюнами є, головню, областями активної дефляції, хоча деяке накопичення відкладів тут також відбувається. Для відкладів міждюнних площ притаманна, головню, горизонтальна шаруватість. Прошарки чіткі, потужністю у декілька міліметрів. Розвиток чіткої шаруватості обумовлений явищем волочіння і сальтації піщаних зерен по поверхні відкладів. Відклади міждюнних площ можуть зберігатися і під час міграції дюн. Сортованість матеріалу на міждюнних просторах середня і зазвичай гірше сортована від пісків сусідніх дюн. На міждюнних площах накопичуються, зазвичай, найгрубші піски.

Пилуваті і лесові відклади Частинки алевритової і глинистої розмірностей, які виносяться вітром з пустельних областей і, знаходячись тривалий час у завислому стані, можуть переноситись на значні відстані. Цей тонкий пилуватий матеріал відкладається у сусідніх з пустелями районах. Тут принесений вітром пилуватий матеріал осідає або під час зміни сили вітру, або у результаті випадання дощів і утримується на місці за наявності трав'яного покриву. Подібні пилуваті товщі позбавлені будь-якої шаруватості.

Найбільш відомим типом таких відкладів є лес. *Лес* – це, головню, нешаруваті нелітифіковані відклади, які складені частинками алевритового розміру з невеликою кількістю тонкого піску або глинистого матеріалу. Середні розміри лесового пилу коливається у межах 0,06–0,02 мм. Алевритова фракція складає від 60 до 80 % усього об'єму породи. Максимальний розмір зерен не перевищує 0,25 мм.

Дуже рідко може спостерігатися тонка шаруватість, яка січеться корінням рослин. Для всіх лесів притаманна висока пористість.

Мінеральний склад лесів надзвичайно різноманітний, однак головним компонентом завжди є кварц. Важливою особливістю кварцових зерен еолового походження є прекрасно виражена матова поверхня, яка формується за рахунок неправильних ямок, які виникають під час зіткнення зерен між собою, під час їхнього транспортування вітром.

Головним джерелом постачання лесового пилу вважаються зандрові поля плейстоценового віку. Але значну частку лесового пилу могли постачати і пустельні басейни і алювіальні рівнини семиаридних областей.

Поруч з іншими факторами, важливу роль у процесі накопичення окремих лесових покривів відіграє поширеність зерен відповідної фракції в області дефляції. Вважається, що кварцові зерна лесової розмірності утворюються або шляхом дезінтеграції метаморфічних гірських порід, які вміщують зерна цієї розмірності, або інших кристалічних гірських порід, або у результаті абразії різноманітних гірських порід під час їхнього транспортування льодовиком [10].

Контрольні питання

1. Відтворіть схему головних етапів і шляхів перенесення продуктів звітрювання і руйнування гірських порід поверхнею суші.
2. Відтворіть схему класифікації генетичних типів континентальних осадових порід, за Є.В. Шанцером.
3. Перелічіть та схарактеризуйте рушійні чинники транспортування матеріалу по схилу.
4. Перелічіть та схарактеризуйте п'ять головних генетичних типів відкладів схилового ряду.
5. Якою є загальна гліптогенетична характеристика діяльності водних потоків?
6. Перелічіть та схарактеризуйте парагенетичні групи відкладів гляціального ряду.

7. Які парагенетичні групи виділяються серед водно-льодовикових відкладів? Схарактеризуйте їх.
8. Окресліть роль вітру в гліптогенезі суші.
9. На які парагенетичні групи поділяють еолові відклади?
10. Які процеси масового переміщення матеріалу по схилу виокремив Є. Шанцер?
11. Відтворіть схему класифікації процесів гравітаційної груп. Схарактеризуйте їх.
12. Перелічіть та схарактеризуйте причини сортування матеріалу в тілі осипу.
13. Які типи силових процесів включає зсув?
14. Перелічіть та схарактеризуйте форма течії ґрунту.
15. Яка роль власне мерзлотних процесів у розвитку кріосоліфлюкції?
16. Які зони акумуляції розрізняють у межах делювіальних шлейфів? Схарактеризуйте їх.
17. У яких областях накопичується алювію і від чого вони залежать?
18. Чим визначаються процеси алювіального осадоагромадження у межах алювіальних рівнин?
19. Як з фізико-географічної точки зору поділяються русла рік?
20. Які великі ерозійні і акумулятивні форми пов'язані з меандруючими ріками?
21. Чим характеризуються багаторукавні ріки?
22. Чим характеризуються прямолінійні ріки?
23. Чим характеризуються анастомазуючі ріки?
24. На підставі чого руслову фацію алювію Є. Шанцер поділяє на окремі субфації? Які саме?
25. Які, на думку Є. Шанцера, головні риси притаманні пристрижневій фації алювію?
26. Які, на думку Є. Шанцера, головні риси притаманні алювію фації прируслевих відмілин?
27. Які, на думку Є. Шанцера, головні риси притаманні алювію фації перекатів?
28. Які зони осадоагромадження у вертикальному перерізі русла річки (руслової фації алювію) виокремлює Ю. Лаврушин?
29. Які, на думку Ю. Лаврушина, умовами осадоагромадження, гранулометричний склад, текстурні особливості притаманні алювію пристрижневої зони?
30. Які, на думку Ю. Лаврушина, умовами осадоагромадження, гранулометричний склад, текстурні особливості притаманні алювію нижньої частини відмілини?
31. Які, на думку Ю. Лаврушина, умовами осадоагромадження, гранулометричний склад, текстурні особливості притаманні алювію зони великих коливань рівнів води під час повеней?
32. Які, на думку Ю. Лаврушина, умовами осадоагромадження, гранулометричний склад, текстурні особливості притаманні алювію зони невеликих коливань рівнів води під час повеней?

33. Які, на думку Є. Шанцера, особливості притаманні процесу формування заплавної алювію?
34. Які головні фаціальні зони у межах заплави виокремлює Є. Шанцер?
35. Які, на думку Є. Шанцера, седиментологічні риси притаманні зоні прируслових валів?
36. Які, на думку Є. Шанцера, седиментологічні риси притаманні прирічковій зоні заплави?
37. Які, на думку Є. Шанцера, седиментологічні риси притаманні зоні внутрішньої заплави?
38. Які стадії розвитку стариці виокремлює Є. Шанцер? Перелічіть та коротко схарактеризуйте їх.
39. Якими процесами буде регулюватися розвиток алювіальних товщ річок з гірським типом гідрологічного режиму (крім селевих потоків)?
40. Які особливості осадоагромадження сформувалися у рівнинних рік, які живляться з озер?
41. Які особливості осадоагромадження сформувалися у рівнинних рік з добре вираженими сезонними повенями?
42. Які особливості осадоагромадження сформувалися у рівнинних тимчасових ріках, повністю або частково пересихаючих у сухі сезони?
43. Які, на думку Є. Шанцера, седиментаційні процеси, будова алювіальної товщі притаманні для умов перигляціальних зон материкових зледенінь?
44. Як, на думку Є. Шанцера, виглядають логічні схеми кліматичних змін у циклі гляціал–інтергляціал і як вони впливають на ерозійно-аккумулятивну роботу рік?
45. Яким, на думку Г. Горецького, є характерний набір ознак перигляціального (просхозогляціального) алювію?
46. Яка, на думку О. Асеєва, послідовність змін відбуватиметься у річковому басейні, руслі річки під час зростання континентальності і суворості клімату до умов перигляціальних зон материкового зледеніння?
47. Яка, на думку О. Асеєва, послідовність змін відбуватиметься у річковому басейні, руслі річки під час становлення гумідного клімату?
48. Які, на думку Ю. Васильєва, риси будови та розповсюдження притаманні перигляціальному алювію?
49. На який час, згідно з думкою Ю. Васильєва, припадає час накопичення перигляціального алювію?
50. Які, на думку Ю. Васильєва, умови накопичення перигляціального алювію?
51. Які, на думку В. Холмвого, ознаки, за якими перегляціальний алювій відрізняється від гумідного, є найбільш показовим? Схарактеризуйте їх.
52. Які процеси, на думку М. Веклича, домінують у річкових долинах під час міжльодовиків'я?
53. Які процеси, на думку М. Веклича, домінують у річкових долинах під час зледеніння?
54. Що називають алювіальним конусом винесення?

55. Яким матеріалом збудовані алювіальні конуси винесення? Схарактеризуйте цей матеріал.
56. Які групи відкладів представлені всередині алювіальних конусів винесення? Схарактеризуйте ці групи відкладів.
57. Які формації входять до складу льодовикового формаційного ряду?
58. Відтворіть схему класифікації відкладів покривно-льодовикової формації.
59. Чим обумовлене виникнення власне льодовикових відкладів (морен)?
60. Які типи руху льодовика розрізняють?
61. За яких умов можливий рух льодовика?
62. Які теорії ковзання льодовиків розроблені? Розкрийте суть цих теорій ковзання льодовиків.
63. Якими шляхами може текти вода на поверхні льодовика, у його тілі та на льодовиковому ложі? Схарактеризуйте ці шляхи.
64. Які особливості формуються у тілі льодовика з розгортанням процесів танення та замерзання придонного шару льоду?
65. Від чого залежить інтенсивність льодовикової екзарації?
66. Від чого залежить і до чого зводиться вплив льодовика на породи ложа?
67. Чим визначаються умови постачання уламкового матеріалу у тіло льодовика?
68. Як розгортається процес екзарації льодовиком скельного ложа? Схарактеризуйте цей процес.
69. Як розгортається процес взаємодії льодовика і ложа, складеного пухкими відкладами? Схарактеризуйте цей процес.
70. Якими факторами визначається характер льодовикових відкладів?
71. Відтворіть схему утворення і перетворення рухомих і відкладених морен.
72. Які закономірності має літологічний склад власне льодовикових відкладів (морен)?
73. Які типи співвідношень піщано-алеврито-глинистих частинок спостерігаються у моренах?
74. Які морени входять до власне льодовикових відкладів?
75. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості основної морени.
76. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості локальної морени.
77. Відтворіть схему залежності співвідношення між ератичним і місцевим матеріалом морен від області живлення, дольодовикового рельєфу, умов утворення і розташування у розрізі локальних морен.
78. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості напірної морени.
79. Які геолого-геоморфологічні проблеми дозволяють розв'язувати седиментологічні, літологічні дослідження морен?
80. Що притаманне для водних морен?
81. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості потоково-абляційної морени.

82. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості шельфової морени.
83. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості айсбергової морени.
84. У яких зонах можуть накопичуватись водно-льодовикові відклади? Які форми рельєфу вони при цьому формують?
85. Які флювіогляціальні потоки розрізняють у тілі льодовика?
86. Відтворіть схему класифікації форми, гранулометричного складу і текстурних особливостей флювіогляціальних відкладів внутрішньольодовикової області і крайової зони.
87. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості озів.
88. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості камів.
89. Які форми рельєфу формують позальодовикові флювіогляціальні відклади?
90. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості відкладів конусів винесення.
91. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості озерно-льодовикових відкладів.
92. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості відкладів зандрів.
93. Від чого залежить утворення еолових акумулятивних форм рельєфу?
94. Якими способами переноситься осадовий матеріал під час транспортування вітром? Схарактеризуйте ці способи.
95. На які головні групи можна розділити відкладені вітром товщі зони пустель?
96. Якими осадами представлені дефляційні залишкові утворення пустель?
97. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості відкладів хамад.
98. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості відкладів серір.
99. Чим представлені еолові акумулятивні утворення?
100. Якими факторами обумовлене формування піщаних еолових відкладів?
101. Якими формами рельєфу представлені малі піщані еолові накопичення?
102. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості еолових піщаних брижів.
103. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості еолових піщаних наносів.
104. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості еолових гозів.
105. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості еолових піщаних насипів.
106. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості еолових піщаних дюн.

107. Які головні типи дюн можна виокремити з морфологічної точки зору?
Схарактеризуйте ці типи дюн.
108. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості еолових пилюватих і лесових відкладів.

ЗМІСТОВИЙ МОДУЛЬ 4.

ТЕМА 1. ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ В ОЗЕРАХ.

Характерною особливістю більшості озерних накопичень є велика латеральна протяжність пластів відкладів. Це стосується, головню, тих відкладів, які утворилися нижче базису дії хвиль.

На процеси осадонагромадження в *озерах* суттєвий вплив мають: геометрія озера (довжина, ширина, глибина, форма у плані), яка до того ж може суттєво змінюватись в часі; клімат, який впливає на кількість осадів, що надходять в озеро, інтенсивність випаровування озерної води, характер звітрювання у межах водозбірної площі озера, а також рослинність.

Озерні осади можна розділити на дві головні групи:

1. уламкові;
2. хемогенні.

Уламкові озерні відклади. В ідеалізованому варіанті розподіл уламкових осадів в озері матиме таку картину: по периферії розташовується зона прибережних галечників, за якою розташовується зона пісків, ближче до центру озера розташовується товщі опіщаненого мергелистого мулу, а у центрі озера – мулиста товща [23]. Ця зональність відповідає розподілу гідродинамічної енергії у відповідних зонах. Однак такої вертикальної зональності осадів нема.

Виповнення постійних озер теригенним матеріалом притаманне гірським областям. У цих озерах річкові дельтові піски проникають від периферії до центра озера і перекривають тонші відклади, які відкладалися із суспензій [29].

Для іншого типу постійних озер, розташованих у рівнинних місцевостях з помірним і теплим гумідним кліматом, притаманний інший тип осадонагромадження. Подалі від гирла рік, вздовж берега озера, а також у глибоких частинах озер відкладаються карбонатні відклади. У найглибшій частині озера вони представлені вапняково-мергелистими товщами. Вздовж узбережжя, де достатньо висока активність хвиль і ракушки прісноводних моллюсків розбиваються, накопичується вапняковий детритус.

В інших озерах прибережні карбонатні водорослево-ракушкові відклади межують із сапропелями центральної частини озера.

В іншому типі озер по їхній периферії формуються маршеві накопичення, які перекривають органогенні мули центральної частини озера. Такий тип розрізу озерних відкладів формується у холодноводних сапропелевих озерах.

В ефемерних озерах, які формуються у пустельних умовах, де атмосферні опади можуть бути раз на декілька років але також можуть випадати потужні зливові опади, процеси осадонагромадження розвиваються за іншим сценарієм. Часто відклади міжгірських ефемерних озер оточені алювіальними конусами передгірської зони седиментації. Типовими відкладами таких озер є червоноколірні глини, які складаються з глинистого, алевритового і розсіяного карбонатного матеріалу. Також часто спостерігається присутність привнесеного вітром піщаного матеріалу.

Внаслідок частого пересихання у тимчасових озерах можуть осаджуватись евапоритові мінерали.

У межах пустель часто спостерігаються неглибокі западини дефляційного або тектонічного походжень. У таких пониженнях накопичується вода і виникають невеликі пересохлі більшу частину року водойми. У цих водоймах, які періодично зволожуються і пересихають, утворюються відклади, які зверху покриті кірками солей – це відклади *себх, такирів, соляних блюдець, солончаків, плайів* [23].

Живлення цих заглиблень водами різноманітне – це і живлення вадями і ґрунтове живлення. У випадку живлення вадями, разом з водою в озера постачається і певна кількість уламкового матеріалу. Тут швидкість течії зменшується, тому ці частинки осідають на дно і формуються окремі малопотужні прошарки алевритів і глин. У посушливі сезони глинисті прошарки розтріскуються і у тріщинах може накопичуватись еоловий матеріал, головню, пісок.

В озера (себхи), які живляться ґрунтовими водами, уламковий матеріал практично не надходить. У цьому випадку розвиваються соляні блюдця. Соляні кірки у себхах формуються в результаті швидкого випаровування води. У сухі сезони соляні кірки можуть розтріскуватись, формуючи системи полігональних тріщин, або взагалі видуватися вітром.

У вологі сезони сіль розчиняється, а згодом знову кристалізується у вигляді соляних лінз у товщі підстилаючої алеврито-глинистої товщі. Тому відклади себх представлені більш-менш паралельношаруватими алевритовими і глинистими шарами, які чергуються з піщаними і соляними прошарками [23]. Іншою важливою ознакою відкладів себх є розвиток піщаних дайок. Вони виникають так: під час швидкого випаровування у відкладах себх утворюються прошарки солі, нижче яких зберігаються ще м'які, насичені водою мулисті відклади; Верхня соляна кірка може розбиватися полігональними тріщинами, у які знизу може втягуватися пластична мулиста маса [23].

ТЕМА 2. ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ В ДЕЛЬТАХ

Дельти – це частково затоплені прибережні осадові акумуляції, які накопичуються у водних басейнах (озерах, морях, океанах) головню у результаті діяльності річок [23]. Дельти формуються у місцях впадіння рік у великі водойми (озера, моря, океани). Головною причиною розвитку дельти є транспорт водними потоками великої кількості осадів і відкладання їх в області седиментації.

Вважається, що ідеальною формою дельти є конус, однак ця ідеальна форма розвивається рідко. Конфігурація дельти визначається такими факторами:

- 1) морфологією берега, конфігурацією берегової лінії і кутом ухилу континентального шельфу;
- 2) напрямом і силою хвиль, які надходять з боку відкритого моря;

- 3) співвідношенням між обсягами транспорту осадів вздовж берега і обсягом транспорту їх річкою, яка впадає у водний басейн;
- 4) шириною припливної зони.

До факторів, які контролюють процес осадження матеріалу в дельтах і особливості осадів дельти, належать:

- режим річки;
- прибережні процеси, зокрема гідродинамічні умови, які домінують у басейні седиментації;
- геометрія водойми;
- вертикальні рухи дна і зміни рівня води водойми;
- структурна позиція фрагменту дельти, де відбувається осадження уламків;
- клімат.

Дельтові відклади поділяють на: *верхні, передові і придонні відклади*.

Ці, головні, групи відкладів дельт поділяють, у свою чергу, на дрібніші складові частини, які осаджуються у різноманітних обстановках. Крім того, до дельт безпосередньо прилягають накопичення узбереж та інші осадові комплекси.

Верхні відклади дельт складаються, головню, з відкладів прибережних боліт, а також з піщано-алевритових відкладів фронтального схилу дельти. Сюди ж відносяться відклади рукавів дельт, відклади прируслових валів разом з осадами, які виповнюють промоїни і прориви в берегових валах. У водних басейнах, які розташовані між рукавами дельти і припливними каналами, накопичуються мулисті осади з прошарками ракушняка. Співвідношення між цими асоціаціями відкладів різноманітного походження надзвичайно складні. Межі між ними як по вертикалі, так по літералі можуть бути як поступовими, так і різкими. Таким чином, верхні відклади дельт характеризуються неоднорідністю і складним співвідношенням між їхніми складовими частинами.

Передові відклади дельт складаються із мулистих, глинистих накопичень продельти і порівняно грубозернистих пісків, мулистих і глинистих відкладів, які транспортувались головними рукавами дельти. Крім того до передової частини дельти, відомої також під назвою фронтального схилу дельти, також відносяться передові розливи дельти.

Придонні відклади представлені, головню, глинами дальньої зони узбережжя, перероблених під час формування дельти.

Крайові відклади є перехідними між придонними відкладами дельти та підстилаючими відкладами, які утворились у період, що передував формуванню дельти.

Верхні товщі дельтових серій відкладів, які формуються, головню, в *субаеральних умовах*, складаються з *болотних* відкладів, які збудовані глинами, збагачених органікою, торфами. Глини, які збагачені органікою відкладаються у місцях, куди уламковий (кластичний) матеріал надходить лише спорадично. Цим відкладам притаманна погано виражена шаруватість. Під впливом коріння рослин, діяльності інших живих організмів, які населяють ці відклади, вони

надзвичайно пухкі. Значна частина болотних відкладів представлена однорідною сумішшю глини, алевриту з рештками рослин. Для аридних умов, де густий рослинний покрив відсутній, відклади верхнього шару дельт характеризуються розвитком густої мережі тріщин висихання і накопичень водоростей.

Відклади *слабкодренованих* боліт збудовані чорними мулами, які вміщують велику кількість органіки. Місцями розвинені тонкошаруваті алеврити, які накопичуються під час паводків. Загалом, для відкладів слабкодренованих боліт дельт притаманний, інтенсивний розвиток біотурбацій. Розвиток густої рослинності призводить до суттєвого перемішування відкладів. У відкладах присутні залізисті конкреції, високий вміст піриту, який часто зустрічається у вигляді кубиків, окремих сферичних утворень.

Відклади добредренованих боліт дельт здебільшого подібні до відкладів попереднього походження. Однак вміст органіки у них незначний. Відклади представлені, головню, глинами з лінзами алевритів.

Відклади *прісноводних водойм* дельт накопичуються у неглибоких, глибиною 3–4 м, але великих за площею озерах, для яких притаманна незначна діяльність хвиль і течій. Відклади прісноводних озер представлені сірими і чорними глинами з лінзами алевритів.

Озерно-дельтові відклади формуються у тому випадку, коли один з рукавів дельти впадає в озеро. Цей рукав привносить в озеро відносно грубозернистий матеріал, який формує порівняно потужні прошарки. Перехід від відкладів озерного типу до озерно-дельтових відкладів нечіткий. Шаруватість виражена як зміною зернистості матеріалу – перешарування глин та алевролітів, так і зміною кольору відкладів. З інших типів осадових текстур у цих відкладах розвинені текстури розмиву і виповнення, дрібних брижів.

Руслові відклади дельт представлені порівняно грубозернистим і погано відсортованим матеріалом. Накопичення матеріалу відбувається у межах руслових відмілин. Найхарактернішим типом осадових текстур є коса шаруватість. З русловими відкладами асоціюються субаеральні відклади прируслових валів, які формуються під час паводків. Для відкладів прируслових валів притаманні різні типи брижів течій і косої шаруватості. Густа рослинність інтенсивно розпушує відклади, маскуючи, порушуючи первинні текстури осадонагромадження.

Субаквальні відклади верхніх товщ дельти. Субаквальна частина верхнього шару накопичень дельти характеризує обстановку накопичення фронтальної частини дельти. Остання включає в себе комплекс субобстановок, кожна з яких має свої індивідуальні характеристики. В активно наступаючій дельті обстановка фронтальної частини є місцем найінтенсивнішого осадонагромадження. Ця частина дельти, згідно з особливостями осадонагромадження, поділяється на декілька субобстановок:

- *русел рукавів;*
- *субаквальних прируслових барів;*
- *пригирлових барів дельтових рукавів;*
- *периферійних валів.*

Русла рукавів представлені потоками, які несуть частину уламків і води головної течії річки в море. По суті, вони є продовженнями річкового русла у морі. З просуванням у море, в межах верхньої частини фронту дельти, рукави дельти розширюються, міліють, розгалужуються і, нарешті, поступово зникають.

У верхніх частинах русел потік води постійно скерований вниз за течією. Однак вниз за течією річки русло стає ширшим, напрямок течії у руслі стає перемінним і швидкість течії потоку знижується, а тому зростає швидкість накопичення відкладів. Окремі прошарки глини, які накопичуються в меженний період, можуть добре зберігатись. Однак їхні верхні частини несуть сліди розмивів. У грубозернистих відкладах, які накопичуються під час повеней, формуються текстури брижів течій, текстури розмиву і виповнення, а також ерозійні поверхні.

Субаквальні прируслові бари. Прируслові бари є підводними пасмами, які обмежують русла рукавів дельти. Їхнє формування пов'язане з розширенням і обмілінням русла. Крім того зміни їхньої морфології визначаються припливами. Окремі ділянки субаквального бару, які загалом знаходяться під водою, у період відпливів можуть виступати над поверхнею водойми у вигляді піщаних відмілин.

Відклади субаквального бару складені дуже тонкозернистими мулами, алевритами з окремими прошарками глини або органічного матеріалу. Найрозповсюдженішими є осадові текстури, які обумовлені впливом течій. Окремі ділянки товщі відкладів представлені складними видами косої шаруватості, розвиток яких обумовлений спільним впливом хвиль і течій.

Пригирлові бари дельтових рукавів. Пригирловий бар дельтових рукавів представлений піщаною відмілиною, яка сформувалась поблизу оберненої до моря межі русла дельтових рукавів. Формування відмілин безпосередньо пов'язане зі зменшенням швидкості і транспортуючої здатності потоку після виходу цього потоку за межі русла. Швидкість седиментації в цьому випадку надзвичайно висока, можливо найвища серед усіх інших субобстановок дельти. Відклади піддаються безперервній переробці як з боку самого потоку, так і з боку морських хвиль.

Відклади представлені накопиченнями піску, алевриту, часто розвинені тонкі прошарки рослинних решток. Уламки деревини, які також часто зустрічаються у відкладах пригирлових барів, добре обкатані. Серед осадових текстур найрозповсюдженішими є жолобоподібна коса шаруватість. Зустрічаються також шаруватість брижів хвиль і брижі течій.

З просуванням дельти у бік моря відклади бару перекриваються накопиченнями затоки, багатих органічним матеріалом. У результаті розкладання органічного матеріалу вивільняються гази, які піднімаючись крізь перекриваючу товщу піщаних відкладів пригирлового бару русла, формують характерні структури роздуття.

Периферійний вал. З боку відкритого моря пригирловий бар дельтових рукавів представлений, головню, зоною осадження шаруватих алевритів та

глин, для яких притаманні високі швидкості осадження. Ця область акумуляції нахилена у бік моря окраїнною фронтальною частиною дельти.

Для відкладів цієї субобстановки дельти притаманні коса шаруватість, структури розмиву накопичень, брижі. Осадкові текстури повторюються у певній послідовності, що дозволяє припускати розвиток шаруватості сезонного походження.

Ця зона осадонагромадження надзвичайно сприятлива для масового заселення бентосом.

Внутрішньодельтові затоки. Відклади внутрішньодельтових заток тісно асоціюються з верхніми відкладами дельт. Ці області седиментації представлені відкритими водними басейнами, оточеними барами або маршевыми болотами, які або безпосередньо сполучаються з морем, або сполучаються через припливні канали.

Осадонагромадження у подібних басейнах обумовлене двома процесами: осадженням завислого тонкозернистого матеріалу у зв'язку з відсутністю хвиль і доставкою грубозернистого матеріалу по протоках у прируслових барах. В областях розвитку хвиль розвивається лінзоподібна шаруватість. Серед інших типів шаруватостей розвиваються паралельна шаруватість, брижі течій і структури розмивів. Їхнє формування обумовлене припливними течіями і течіями, які виникають під час переливу хвиль через природні дамби в період припливі. Зустрічаються також біотурбації, а також відклади, які вміщують ракушки.

Піщані утворення дельт. Розмив дельт часто призводить до формування протяжних піщаних мас. Серед найважливіших типів подібних тіл, які формуються під час осадження у дельті, треба назвати дві: *дельтові піски покривного типу і піски розгалужених барів*. Обидва типи піщаних тіл пов'язані з відкладами верхнього шару дельти.

Піщані покриви фронту дельти представлені пригирловими валами дельтових рукавів, а також алевритами і пісками фронту дельти. Зміщуючись під впливом хвиль у боковому напрямку, ці відклади накопичуються вздовж берега. Потужність піщаних покривів фронту дельти поступово зменшується у бік відкритого моря, а у бік берега піщаний покрив перекривається відкладами маршів.

ТЕМА 3. МОРСЬКІ ОБСТАНОВКИ ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ. ЛІТОРАЛЬНА ЗОНА ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ. ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ НА ПЛЯЖАХ.

Класифікація морських седиментаційних обстановок спирається, головню, на два головних критерії:

- *глибина басейну;*
- *інтенсивність надходження теригенного матеріалу з суші [10].*

Від цих критеріїв у певній мірі залежать інші фактори, як, наприклад, енергія середовища, освітлення і температура придонних вод, органічний світ, швидкість седиментації тощо.

Зазвичай розрізняють такі зони глибин морського басейну:

- літоральну;
- субліторальну (неритову);
- батіальну;
- абісальну;
- ультраабісальну.

Літоральна зона охоплює ділянку, яка розташована між лінією середнього припливу і відпливу. Іноді з боку суші у ній виокремлюють додаткову підзону – супраліторальну, яка затоплюється тільки під час максимальних припливів і штормів.

Субліторальна зона визначається глибиною краю континентального шельфу, яка в середньому дорівнює 130 м [10].

Батіальна зона розташована між краєм шельфу і до глибини, приблизно, 4 км. Морфологічно вона приблизно відповідає континентальному схилу.

Абісальна зона охоплює глибини від 4 до 5 або до 6,5 км [10]. У цій частині знаходиться більшість глибоких донних частин океанів.

Ультраабісальна зона розташована нижче глибин у 6,5 км. Ці глибини зустрічаються у глибоких океанічних жолобах.

Із седиментаційної точки зору, зокрема впливу континентів на процеси осадоагромадження, у межах океанічних басейнів виокремлюють:

- літоральну зону, яка співпадає з відповідною зоною глибини (літоральна зона);
- неритову зону – відповідає, головню, субліторальній зоні;
- геміпелагічну – це зона, яка розташована у безпосередній близькості до континентального схилу ;
- пелагічну зону – розташована на значній відстані від континентів [10].

Літоральна зона осадоагромадження. Морські басейни відділені від континентів смугою, яка затоплюється або виходить з-під морських вод в залежності від інтенсивності хвилеприбійної діяльності моря, а також коливання рівня моря, яке викликане припливами та відпливами або довготривалим вітром. Ця смуга називається берегом [10]. З точки зору класифікації морських обстановок цю смугу називають також *літоральною зоною*. Берег є центральною частиною ширшої берегової зони, яка охоплює, крім берега, ще й прилеглі частини суходолу і моря, де взаємодія суходолу і моря проявляється надзвичайно чітко. У межах цієї зони накопичуються, головню, відклади припливно-відпливних рівнин, які формують невід’ємну частину бар’єрних берегів. Потужність окремих горизонтів відкладів визначається припливно-відпливним режимом. На теригенних узбережжях, у відкладах припливно-відпливних рівнин, кварцвміщуючі піски змінюються глинами а далі і маршевіми торфовищами. Вздовж аридних узбереж розвиваються соляні марші. Для них притаманне зменшення зерен уламкового матеріалу в верх по розрізу. В основі відкладів залягають карбонатні піски, які в верх по розрізу переходять у карбонатні мули, часто доломітизовані, з желваковими горизонтами гіпсу та ангідриту.

У відносно ізольованих прибережних обстановках припливно-відпливних рівнин відклади не піддаються сильному впливу відкритого моря. Вплив вод моря послаблюють бар'єрні острови.

У смузі берега багатьох узбереж розвинуті пляжі. *Термін пляж відноситься до берега, який покритий принесеним з моря грубозернистим матеріалом, головно, піском, гравієм* [10]. До пляжу не відносяться береги, які покриті глинистим матеріалом або скелясті береги, які позбавлені великої кількості осадів.

Осадочний матеріал, яким збудований пляж, накопичений в результаті седиментаційних процесів, пов'язаних з хвилеприбійною діяльністю моря.

Розвиток пляжу залежить від багатьох факторів, до яких, головно, відносяться такі:

- хвилеприбійна діяльність водойми і пов'язані з цим течії;
- розмір припливів;
- рельєф берегової зони;
- кількість відносно грубозернистого матеріалу.

Хвилеприбійній діяльності належить ключова роль у процесах транспортування, осадження і ерозії, які відбуваються у межах пляжу і прилеглої до нього частини субліторальної зони. Гідродинамічні умови зони прибою і змиву сприяють переміщенню зерен піску не тільки способом волочіння по дну але і у завислому стані, тобто у вигляді суспензії. Розвиток зворотних течій сприяє перенесенню дрібніших частинок у бік моря. Коливальні рухи зерен у зоні змиву і прибою викликають порівняно швидку абразію осадочного матеріалу і призводить до його сортування, селекції.

Накопичення пухкого зернистого матеріалу, з якого складений пляж і прилегла частина моря, нестійке і піддається безперервним змінам. Пляж поперемінно руйнується і відновлюється. Зазвичай відбувається швидке руйнування пляжу штормовими хвилями, а відновлення пляжу, що пов'язане зі звичайною хвилеприбійною діяльністю моря, – це процес тривалий.

Короткочасно сформований схил зовнішнього пляжу є результатом динамічної рівноваги між дією прямого потоку і зворотного змиву.

На перебіг процесів, пов'язаних з хвилеприбійною роботою водного басейну, накладаються ефекти припливів і відпливів, які зумовлюють періодичне зміщення зони змиву [10]. На узбережжях, де нема припливів і відпливів або вони незначні, утворюються насипи. Зазвичай їх буває декілька і вони тягнуться паралельно до берега, приблизно вздовж лінії перелому хвиль. Насипи цього типу утворюються на дні з невеликим кутом ухилу.

Серед піщаної фракції пляжів домінує кварц, який зазвичай добре обкатаний. Часто піщані товщі збагачені важкими мінералами. Крім того, важливо, що пляжеві піски позбавлені домішок пелітового розміру [10].

Гравійні і галечникові уламки майже завжди добре обкатані. Серед уламків домінують плоскі уламки, що пов'язано не лише з абразією, а й селекцією уламків в залежності від їхньої форми [10].

Матеріал, з якого складені пляжеві відклади, може мати різне походження. Пісок постачається на пляжі, головню, річками, а потім переміщується вздовж узбережжя течіями. Грубші уламки мають, головню, місцеве походження.

У смузі пляжу розрізняють п'ять зон з відмінними комплексами форм дна, пов'язаних з різними гідродинамічними умовами.

У найвіддаленішій від пляжу зоні утворюються дрібні асиметричні брижі [10]. Далі простягається смуга, яка зайнята великими півмісяцеподібними брижами, передові схили яких обернені у бік суходолу. Далі від лінії перелому хвиль простягається зона вирівняного дна.

У смузі формування потоків змиву діють складні гідродинамічні умови, які пов'язані зі зіткненням набігаючих і відступаючих (змиваючих) хвиль. Тут формуються звичайні симетричні брижі з крутими схилами, які збудовані з порівняно грубозернистого піску. Прошарки у брижах мають, головню, ухил у бік моря. У зоні змиву дно знову ж таки вирівняне і на ньому утворюються прошарки, які залягають паралельно схилу пляжу.

В залежності від стану моря, припливів і відпливів змінюються розташування і ширина окремих зон, а деякі з них і взагалі можуть зникати [10].

У пляжевих пісках домінують два типи текстур. Один з них представлений шаруватістю, де прошарки нахилені під невеликим кутом до рівня моря, а подекуди вони майже горизонтальні. Прошарки знаходяться у серіях з поверхнями розділу, нахилених під приблизно однаковими кутами, і залягають паралельно нижнім поверхням серій. Шаруватість цього типу формується, головню, у зоні змиву, шляхом приросту чергових прошарків на поверхні схилів [10]. Однак осадження чергових прошарків не відповідає змивам, які відбуваються один за одним. Більшість прошарків одразу ж піддаються розмиву.

Іншим типом текстур є діагональна шаруватість, яка представлена, головню, клиноподібними серіями з плоскими граничними поверхнями, нахиленими під незначними кутами до рівня моря [10]. Кут падіння діагональних прошарків у таких серіях незначний, зазвичай досягає декількох градусів.

Характерною для пляжів текстурою є *пляжеві серпи*. Вони мають вигляд з'єднаних схилів, які мають форму півмісяця, оберненого випуклим боком до суходолу і простягаються вздовж верхньої частини схилу зовнішнього пляжу, у зоні діяльності змивних потоків. Це форми мікрорельєфу, які виникають періодично, розмір і морфологія яких буває різною. Вирішальний вплив на їхнє формування має розділення хвиль, які набігають на низку рівномірно розподілених язиків.

ТЕМА 4. ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ НА ПРИПЛИВНО-ВІДПЛИВНИХ РІВНИНАХ.

Характерною особливістю, спільною для припливно-відпливних рівнин та естуаріїв, є домінуючий вплив морських припливів і відпливів на протікаючі у

їхніх межах седиментаційні процеси. Суттєва відмінність між рівнинами і естуаріями полягає в масштабах впливу, який має на седиментацію осадів приплив до естуарію прісної води з річки і уламковий матеріал, який постачається до естуарію річкою [10].

Припливно-відпливною рівниною називається плоска ділянка морського берега, яка затоплюється під час припливу, на якій домінують відклади, які осаджуються завдяки припливам [10]. Поверхня припливно-відпливної рівнини поступово піднімається у бік берега. Зазвичай на ній розвинені системи припливних каналів.

На припливно-відпливній рівнині виділяють *три головні зони осадонагромадження*. Середня зона, яка називається *літоральною*, визначається середньою відстанню діяльності (досяжності) нормальних припливів. Ділянки, які розташовані вище, а тому затоплюються лише спорадично, відносяться до *надліторальної* зони. Зазвичай ці ділянки мають характер засолених боліт. Нижче серединної зони розташована *субліторальна* зона, яка практично завжди знаходиться нижче рівня води [10].

Факторами, які впливають на перебіг процесів седиментації у межах припливно-відпливної рівнини, є:

- морські припливно-відпливні течії, які відіграють провідну роль у седиментаційних процесах;
- хвилеприбійна діяльність моря;
- діяльність живих організмів [10].

У межі припливно-відпливної рівнини уламковий матеріал доставляється припливно-відпливними течіями з прилеглих частин дна моря або естуарію. Цей матеріал переміщується течіями в двох напрямках: під час припливу транспортується у бік суходолу, а під час відпливу, навпаки, – у бік моря. Такий перебіг процесу транспортування уламків відображається у бімодальності напрямків діагональної шаруватості.

Швидкість течії, транспортуюча здатність і ресурс припливно-відпливних течій поступово зменшується у бік суходолу, в зв'язку з чим у цьому ж напрямку спостерігається поступове зменшення діаметру зерен у відкладах і зменшення вмісту піску у порівнянні з алеврито-глинистим матеріалом.

Періодичні зміни місцевих умов осадонагромадження, які пов'язані з ритмами припливів і відпливів, є головною причиною розвитку у товщі відкладів рівнин прошарків пісків і глин [10]. Глинистий матеріал осаджується із суспензій в період затухання течій. Пісок осаджується в умовах сильніших течій на початковому етапі припливу і на завершальному етапі відпливу. Для піщаної товщі притаманна діагональна шаруватість.

Піски, особливо ті, які відкладаються у нижній частині літоральної зони, характеризуються доброю сортованістю. Часто зустрічаються карбонатні рештки організмів, зокрема ракушки, які формують характерні шари ракушкової бруківки [10].

У припливно-відпливних каналах під час відпливу формуються умови, які надзвичайно подібні до умов річкових русел [10]. Спостерігається бокова

міграція каналів і, як наслідок, бічний приріст відкладів на випуклих боках каналів.

Зміни гідродинамічних умов спостерігаються на припливно-відпливній рівнині під час кожного припливу і відпливу. Ці зміни призводять до того, що процес накопичення відкладів не є безперервним, а раніше накопичені товщі часто піддаються частковій або й повній ерозії [10]. Однак, у кінцевому результаті на рівнині спостерігається приріст накопичень.

Вплив біосфери на динаміку процесів, які розгортаються на припливно-відпливній рівнині, має другорядне значення. Роль рослин зводиться, головню, до захисту свіжовідкладених товщ від змиву. На поверхні відкладів літоральної зони таку роль виконують, головню, діатомові водорості [10]. У тропічних і субтропічних областях таку ж роль відіграють мангрові зарості. Крім того, вплив фауни полягає, часто, у переробці вже відкладених товщ осадів.

ТЕМА 5. ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ В ЕСТУАРІЯХ.

Естуарієм називають ту частину нижньої ділянки річки, де спостерігаються морські припливи і відпливи та відбувається змішування солених і прісних вод [10]. Вважається, що головною причиною формування естуаріїв є затоплення морем пригирлової частини долини річки. У плані естуаріїв мають воронкоподібну форму, а його дно буває значно глибшим, аніж у прилеглої частини русла річки. Як і на припливно-відпливних рівнинах, у межах естуаріїв розрізняють три зони осадження матеріалу, межі яких залежать від меж досяжності припливів.

В області естуаріїв розвинені порівняно великі і глибокі канали, які постійно заповнені водою. Між каналами є відмілини і навіть острови. Береги естуаріїв під час відпливів виходять з-під води і вже розглядаються як літоральна зона. Прилегли до них території затоплюються водою лише спорадично і вони зазвичай мають характер засолених боліт.

Серед естуаріїв розрізняють два головних типи:

- *відкриті естуарії;*
- *перегороджені естуарії.*

До першого типу відносяться естуарії, які безпосередньо межують з відкритим морем. До другого – такі естуарії, виходи яких знаходяться в лагунах, які, у свою чергу, мають постійне сполучення з морем. В естуаріях другого типу домінуючий вплив на перебіг процесів накопичення відкладів мають ріки.

Уламковий матеріал в естуарії постачається і річкою, і морем, головню, припливними течіями, а також хвилями. У відкладах різних естуаріїв співвідношення уламків річкового і морського походження різне і залежить від навантаження річкових вод уламковим матеріалом, від висоти припливів і відпливів, конфігурації естуарію, солоності його вод тощо [10].

В естуаріях відкладається, головню, піщаний і алеврито-глинистий матеріал. Розташування відкладів має таку ж зональність, що й на припливно-відпливній рівнині. Пісок, який осаджується в глибоких каналах, має погану

сортованість. Пісок, який осаджується в неглибоких місцях, переробляється хвилями і є дрібнозерністішим та краще відсортованим. Глини домінують серед відкладів верхньої частини літоральної зони.

Седиментаційні текстури у відкладах естуаріїв схожі на ті, які описані у відкладах припливно-відпливних рівнин. Однак у глибоких каналах естуаріїв часто формуються великі підводні піщані насипи, висотою до декількох метрів.

ТЕМА 6. ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ В ЛАГУНАХ.

Характерною особливістю деяких узбереж є розвиток *лагун*, відділених від відкритого моря більш-менш неперервним поясом піщаних бар'єрів (валів) [10]. Такі лагуни мають форму водойм, які разом із супутніми їм бар'єрними островами і півостровами тягнуться паралельно узбережжю. Таке розташування лагун і їхня незначна глибина є тими суттєвими відмінностями, які відрізняють лагуни від естуаріїв.

Розвиток піщаних бар'єрів і лагун тісно взаємопов'язані і повинні розглядатися як єдина седиментаційна обстановка.

Смуга бар'єрів зазвичай ледь хвиляста у плані, її довжина значно перевищує ширину. Зазвичай ця смуга не безперервна, а складається з окремих островів і півостровів. Вздовж осі бар'єру тягнеться смуга еолових дюн. Висота дюн, як правило незначна, але трапляються дюни висотою до 100 м [10]. Від моря дюни відділені пляжем.

Піщані бар'єри і лагуни розвиваються вздовж низьких морських берегів у межах неглибокого моря, дно якого поступово понижується з віддаленням від берега. Крім конфігурації морського берега важливу роль у формуванні бар'єрів відіграє кількість піску, який надходить у район можливого формування бар'єрів, рух морських вод (хвилеприбійна діяльність, течії, припливи і відпливи), а також зміни рівня моря – евстатичні або пов'язані з рухами дна [10].

Щодо самого процесу формування бар'єрів, то існують принаймні три гіпотези їхнього походження:

- формуються у результаті переміщення піску хвилями з дна шельфу у бік берега;
- виникають завдяки переміщенню піску вздовж морського берега;
- формуються завдяки повільному підвищенню рівня моря і одночасній надбудові накопичень піску, які простягаються вздовж узбережжя, що затоплюється.

Бар'єри збудовані майже виключно з піску, накопиченого частково у водному середовищі, частково навіяного вітром. Піски, які осаджуються з боку відкритого моря добре відсортовані, з текстурами, які притаманні для пляжевої обстановки. Піски, які осаджені з боку лагуни, мають аналогічні характеристики але вміщують іншу фауну – рештки рослин, сліди коріння тощо.

Піски бар'єрів зазвичай мають поступовий перехід до залягаючих нижче тонкозерністіших пісків, накопичених у відкритому морі.

Дюнні піски бар'єрів відрізняються іншим комплексом седиментаційних текстур – розвинена діагональна шаруватість, яка представлена потужними серіями з плоским або нахиленими граничними поверхнями. Кути падіння діагональних прошарків круті, можуть досягати 45°.

У лагунах накопичення відкладів є домінуючим процесом. Накопичуваний тут матеріал постачається як із суходолу, головно, ріками, так і з прилеглого морського басейну – припливно-відпливними течіями. Часто уламковий матеріал постачається з бар'єрів, які руйнуються.

Відклади лагун представлені уламками, головно, алевритової розмірності [10]. Хоча, їхній склад суттєво залежить від гранулометричного складу матеріалу, який привноситься ззовні і від кліматичних умов. У зоні помірного поясу в лагунах домінує накопичення уламкового матеріалу, який по периферії межує з фітогенними накопиченнями. У зоні сухого клімату в лагунах поруч з уламковим матеріалом залягають евапорити. А у вологому тропічному кліматі домінують карбонатні накопичення.

За умови стабільного рівня моря, лагуна з часом заповнюється відкладами і перетворюється, принаймні частково, у болото.

ТЕМА 7. ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ НА РИФАХ.

Прийнято вважати, що органогенні рифи утворюються у широкому інтервалі глибин, температур і солоності води. Рифи з вапнякових водоростей і молюсків можуть рости в озерах. Морські рифи можуть бути утворені майже будь-якими малорухомими безхребетними організмами, які відкладають карбонатну речовину.

У рифів виокремлюють три головні морфологічні елементи: *передова частина, платформа і тилова частина* [29].

Передова частина рифу, або схил, який обернений у бік моря і занурюється на глибину, все більше виположується донизу. Він покритий, головно, детритусом самого рифу, який руйнується, і нагадує підводний кам'янистий осип. У підніжжі схилу рифу можуть зустрічатись валуни рифових порід.

Схил заселений коралами, вапняковими водоростями і іншими безхребетними, які скріплюють матеріал схилу. Сортування матеріалу осипу означає, що у рифі може зберігатись нахилена у бік моря шаруватість.

Сам риф складений, головно, вапняковим каркасом, утвореним прикріпленими організмами. Поверхня рифу плоска, оскільки біота не може витримувати тривалого знаходження в субаеральних умовах. Ця поверхня виходить з-під води під час відпливу.

Сучасні рифи мають високу первинну пористість. З часом пористість зменшується завдяки інфільтрації вапнякового мулу і цементації.

Ззаду рифової платформи знаходиться зона тилового рифу. Безпосередньо за рифом, який росте, розташована зона абсолютно порушених рифових уламків, перемитих під час штормів. Розмір частинок відкладів тилової частини рифу поступово зменшується з просуванням від рифу. У лагунах за рифом залягають мули, також там розвинені невеликі рифові побудови.

Послідовність морфологічних елементів – від передової зони до рифової платформи, а далі і тилової частини рифу, порушується припливно-відпливними руслами, які перетинають поверхню рифу.

Слід пам'ятати, що рифи не ростуть ізольовано, а є невід'ємною частиною шельфу і крайових шельфових відкладів. У плані розрізняють три головних типи сучасних рифів: атоли, бар'єрні рифи і берегові рифи.

ТЕМА 8. ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ В НЕРИТОВІЙ ТА ГЕМПЕЛАГІЧНІЙ ЗОНАХ МОРСЬКОГО БАСЕЙНУ

Седиментаційні процеси у *неритовій зоні* морського басейну залежать, головню, від локальних факторів, як, наприклад, морфології морського дна, конфігурації берегів, сусідства з гирлами великих рік, розвитком або відсутністю припливно-відпливних течій, характером органічного світу морського дна тощо [10].

З віддаленням від берега у товщі відкладів субліторальної зони зменшується вміст уламків піщаної фракції і зростає вміст уламків алевритової і глинистої фракцій. Краю шельфу досягають вже лише глинисті мули. Відклади цієї зони не мають особливих, притаманних лише їм, текстурних особливостей. Найхарактернішими діагностичними ознаками викопних відкладів субліторальної зони є: перехід по літоралі відкладів субліторальної зони у відклади прибережної зони моря; їхнє розташування в регресивному або трансгресивному циклі; присутність грубозернистого скелетного детриту (наприклад, коралів); велика мінливість напрямів діагональної шаруватості, присутність автохтонних придонних організмів, які вказують на невелику глибину моря, не більше 100–200 м.

Геміпелагічна зона осадонагромадження. Відклади цієї зони вкривають глибокі ділянки дна океанів на порівняно невеликій відстані від континентів, від декількох десятків до декількох сотень кілометрів. Близькість континентів зумовлює те, що у складі відкладів зони домінує теригенний матеріал алевритової фракції, який постачається з континентів. Циркуляція вод у цій зоні океану значно слабша, аніж у межах шельфової ділянки.

Однак це зона розвитку придонних течій, зумовлених, наприклад, різною щільністю придонних шарів води, що пов'язано з різницею у температурах морської води, її солоністю, завантаженням матеріалом, або впливом сили Коріоліса [10]. Ці течії можуть також виникати у результаті течії талих льодовикових вод під (нижче) теплішими і менш щільними морськими водами. Або, наприклад, води, які скидаються у моря ріками, часто розтікаються на величезних площах над щільнішими, солонішими морськими водами. І, нарешті, води з великим вмістом суспензійного матеріалу, так-звані муттвові тіла, як потоки з вищою щільністю часто переміщуються під чистою водою.

Течії часто притискаються до схилів континентів або океанічних хребтів і течуть вздовж них. Ці течії транспортують значні об'єми теригенного матеріалу, який вміщується у шарі мутної води, потужністю від 200 до 2000 і

більше метрів. Ці товщі води рухаються біля підніжжя континентів на глибинах від 600 до 3300 м.

У більшості випадків швидкості цих течій близькі до нижньої межі швидкості, необхідної для транспортування уламкового матеріалу. Відкладені уламки повторно вже не еродуються. Тому процес накопичення відкладів залежить, головню, від кількості матеріалу, який переноситься за одиницю часу над певною ділянкою дна.

Продуктом глибинних течій є, можливо, і підводні океанічні хребти, які складені повністю осадовим матеріалом і часто піднімаються на 1,5 км над прилеглими абісальними рівнинами.

Важливим видом течій, які діють у батіальній зоні океанів, є суспензійні або *турбідітові потоки*, що переносять великі маси уламкового матеріалу від шельфових районів далеко вглиб океанічних басейнів [10, 29].

Першочергово турбідітові потоки розглядались як ерозійні агенти, які здатні формувати підводні морські каньйони на дельтових і континентальних схилах. Пізніше з турбідітовими потокам пов'язували формування флішу. У розрізі флішу, який притаманний геосинклінальним прогинам, зустрічаються потужні товщі пісків і глинистих сланців, які перешаровуються. Шари пісків в основі мають різку межу, а перехід доверху зазвичай градаційний.

Сьогодні вважається, що розвиток турбідітових потоків можливий в умовах розвитку системи підводних русел, закладених на підводних схилах. По системі цих русел осади транспортуються вниз у вигляді зсувів, суспензійних потоків, які виникають в осьових частинах русел. Більшість цього матеріалу накопичується безпосередньо біля основи континентального схилу, де формують підводні конуси винесення турбідитів, які за простяганням переходять у пелагічні мули дна морського басейну.

Петрографічно фліш надзвичайно різноманітний, у древніх протерозойських, палеозойських геосинкліналях він представлений грауваковими товщами. Однак відомий і карбонатний фліш.

ТЕМА 9. ПЕЛАГІЧНА ОБСТАНОВКА ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ

Зі зменшенням безпосереднього впливу континенту на склад морських відкладів, вони поступово переходять у типові пелагічні відклади. До пелагічної зони осадонагромадження доходить тільки невелика кількість найдрібнішого теригенного матеріалу. Зазвичай такі умови осадонагромадження складаються на значних відстанях від континентів, понад 1000 км [10]. Головна маса відкладів у цій зоні формується внаслідок безперервного “дощу” мінеральної суспензії і скелетів планктонних організмів. Таким чином у цій зоні осадонагромадження накопичуються *пелагічні мули дна морського басейну*. Цей термін не пов'язується з глибиною морського басейну, вони можуть накопичуватись як на віддалених виступах широких континентальних шельфів, так і на абісальних рівнинах. Цей тип відкладів збудований тонким перешаруванням радіолярієвих кременів, залізисто-марганцевих глинистих сланців [29].

До складу мінерального компоненту відкладів зони осадоагромадження входить також вулканічний матеріал, який пов'язаний з місцевими виверженнями.

Кількісні співвідношення між теригенним, біогенним і вулканічним компонентами формують основу для виокремлення головних типів пелагічних відкладів. Біогенні компоненти як кальцієві, так і кремнієві, під час падіння на дно розчиняються, в зв'язку з чим їхня частка у складі відкладів залежить, з одного боку, від глибини ділянки морського басейну, а з іншого – від органічної продуктивності верхніх шарів морської води [10].

Під час міграції біогенних компонентів на дно океану відбувається їхня селекція за розміром. Найперше зникають дрібні і тонкі раковини як кальцієві, так і кремнієві. Тому у товщі відкладів, яка накопичується на великих глибинах, присутні представники видів, які мають порівняно великі і масивні скелети.

Серед типових пелагічних відкладів, які характеризуються дрібнозернистістю, іноді зустрічаються окремі прошарки порівняно грубозернистого теригенного матеріалу, який називають глибоководноморськими “пісками” [10]. Назва ця умовна, оскільки ці піски збудовані частинками алевритового розміру. Походження цих “пісків” різне, наприклад під час вільного випадання зерен з поверхні океану. Це можуть бути зерна пірокластичного матеріалу, еолові зерна або зерна, які транспортуються айсбергом.

Згадані “піски” можуть бути продуктами механічної і хімічної дезінтеграції гірських порід, які відслонюються на значних глибинах. Такі “піски” представлені зернами найміцніших мінералів або гірських порід. Вони погано відсортовані і не містять уламків алевритової та дрібнішої розмірностей.

Вельми цікавими відкладами пелагічної зони є осади *рифтових басейнів*. Протяжні лінії рифтових долин знаходяться вздовж системи серединних океанічних хребтів, хоча простежуються і в континентальній корі Африки, Азії.

Сьогодні розрізняють декілька головних типів рифтових басейнів з різними характером відкладів, які їх виповнюють [29]. Однак, більшість рифтових басейнів розвиваються у зонах підйому мантійної речовини.

Рифтові басейни, ймовірно, виповнені, головню, пелагічними осадами, які перешаровуються з вулканогенними утвореннями нової океанічної кори, яка генерується в зоні магматичної і сейсмічної активності.

Рифти, які розвиваються у районах з континентальним типом земної кори, наприклад рифт озера Байкал, частини долини р. Рейн, заповнюються континентальними озерно-річковими товщами. Розтягнення і зменшення потужності континентальної кори під рифтом опускає дно рифту до рівня моря. У долині Рейну під час таких опускань морська вода заповнює рифтову долину, а локальні підйоми дна на фоні загального занурення можуть призвести до ізоляції у межах рифту товщ морської води. У результаті цього уламкові осадові породи перекиваються зверху евапоритами.

Контрольні питання

1. Які фактори визначають перебіг процесів осадонагромадження в озерах? Перелічіть їх та коротко схарактеризуйте.
2. На які головні групи можна розділити озерні осади? Перелічіть їх та коротко схарактеризуйте.
3. Які фактори визначають перебіг процесів осадонагромадження в ефемерних озерах?
4. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості відкладів себх.
5. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості відкладів такирів.
6. В яких умовах утворюються дельти?
7. Якими факторами визначається конфігурація дельти?
8. Які фактори контролюють процес осадження матеріалу в дельтах?
9. Які головні групи дельтових відкладів виділяються?
10. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості верхніх відкладів дельти.
11. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості передових відкладів дельти.
12. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості придонних і крайових відкладів дельти.
13. На яких головних критеріях ґрунтується класифікація морських седиментаційних обстановок?
14. Які зони глибин морського басейну розрізняють? Схарактеризуйте ці зони.
15. Які зони у межах океанічних басейнів виокремлюють із седиментаційної точки зору?
16. Від яких факторів залежить розвиток пляжу?
17. Яке походження може мати матеріал, з якого складені пляжеві відклади?
18. Які зони осадонагромадження, комплекси форм рельєфу дна розрізняють у смузі пляжу?
19. Які типи текстур домінують у пляжевих пісках?
20. Що називається припливно-відпливною рівниною?
21. Які головні зони осадонагромадження виділяють на припливно-відпливній рівнині?
22. Які фактори впливають на перебіг процесів седиментації у межах припливно-відпливної рівнини? Схарактеризуйте ці фактори.
23. Схарактеризуйте процес формування, літологічний склад, текстурні особливості відкладів припливно-відпливної рівнини.
24. Що називається естуарієм?
25. Які головні зони осадонагромадження виділяють у межах естуаріїв?
26. Які головні типи естуаріїв сьогодні розрізняють? Схарактеризуйте ці типи естуаріїв.
27. Перелічіть та схарактеризуйте джерела постачання уламкового матеріалу в естуарії?
28. Схарактеризуйте літологічний склад, текстурні особливості відкладів естуаріїв.

29. Схарактеризуйте умови формування, морфологічні типи лагун.
30. Розкрийте суть гіпотези походження піщаних бар'єрів?
31. Схарактеризуйте літологічний склад, текстурні особливості відкладів піщаних бар'єрів.
32. Схарактеризуйте літологічний склад, текстурні особливості відкладів лагун.
33. Які головні морфологічні елементи виокремлюють у межах рифів?
34. Схарактеризуйте літологічний склад, текстурні особливості відкладів передової частини рифу.
35. Схарактеризуйте літологічний склад, текстурні особливості відкладів платформи рифів.
36. Схарактеризуйте літологічний склад, текстурні особливості відкладів тилової частини рифу.
37. Від чого залежить перебіг седиментаційних процесів у неритовій зоні?
38. Схарактеризуйте літологічний склад, текстурні особливості відкладів турбідітових потоків.
39. Схарактеризуйте літологічний склад, текстурні особливості відкладів пелагічної зони.
40. Схарактеризуйте літологічний склад, текстурні особливості відкладів рифтових долин.

ПРАКТИЧНІ ЗАНЯТТЯ

ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ №1

Тема. Реконструкція напрямів транспорту уламкового матеріалу (течії палеопотоків).

Завдання до виконання

1. Відтворити напрями транспорту уламкового матеріалу на підставі замірів імбрикації.

Лабораторне заняття проводиться на базі розрізу алювіальних відкладів "Созань". Завдання виконуються групою студентів у складі 3–4 осіб, які працюють на одному зі згаданих розрізів. Робота виконується в три етапи: підготовчий, польовий і камеральний.

На *підготовчому етапі* студенти головну увагу приділяють визначенню конкретної наукової програми робіт, яка окреслюється ними під час ґрунтового опрацювання матеріалів раніше проведених у цьому та сусідніх районах аналогічних за тематикою досліджень [1–5]. На підставі аналізу літературних джерел, дотримання рекомендацій, отриманих на лекційних заняттях, розробляється план проведення польових досліджень.

На *польовому етапі* студенти під час опрацювання відслонень дотримуються певної процедури, зокрема:

- 1) провадять геоморфологічну і територіальну прив'язку відслонення;
- 2) виконують його зачищення та опис;
- 3) документують (замальовують, фотографують) відслонення чи його частини.

Найвідповідальнішим етапом опрацювання відслонення є зачищення та опис відслонення. Зачищення (підготовка) відслонень полягає у розкритті відкладів, які перебувають у непорушеному (*in situ*) стані й часто прикриті зверху матеріалом, який сповз або обвалився. У цьому разі дотримуються декількох важливих вимог:

- а) зачищення виконують у вигляді серії сходинок, розташованих униз по відслоненню (схилу), що забезпечить доступність розрізу для наступного опису та відбирання проб;
- б) переходи між сходинками повинні бути розташовані вище або нижче літологічних (стратиграфічних) меж, виявлених у товщі відкладів під час зачищення відслонень;
- в) зачищають товщу відкладів до її граничних поверхонь, з розкриттям покрівлі і подошви товщі відкладів.

Седиментологічні дослідження на відслоненні розпочинають лише у випадку абсолютної переконаності в непорушності залягання досліджуваних горизонтів. Заміри імбрикації проводять в осях (пристрижневих частинах) каналів або у приповерхневій, горизонтально шаруватій, частині алювіальних товщ, де імбрикація найточніше відповідає напрямку течії палеопотоку. Треба уникати виконання замірів у косошаруватих товщах алювію.

Мінімальна кількість замірів, необхідних для отримання достовірних даних про орієнтацію уламків у відкладах, становить 60–80.

По завершенні замірів імбрикації уламків відслонення замальовують.

На камеральному етапі студенти працюють над побудовою діаграми, яка відтворюватиме напрями транспорту уламкового матеріалу (течії палеопотоку). Діаграма складається з круга, розбитого через кожні 5° на окремі сектори. Кожен із замірів імбрикації відкладається у вигляді відрізка довжиною 5 мм в межах свого сектора. Заміри (відрізки довжиною 5 мм), які вкладаються в один сектор круга, доплюсовуються. Розташувавши кожен із 60–80 замірів (відрізків) імбрикації в межах відповідного сектора круга отримаємо вектори транспорту уламків.

Інша полярна діаграма складається з концентричних кругів, які відповідають кутам падіння (в центрі круга нахил дорівнює 0°) і 35 прямих ліній, які перетинаються в центрі круга і відповідають азимутам падіння. У цій системі координат кожен замір позначається точкою, розташованою тим далі від центру круга, чим більший ухил шаруватості. Судячи з концентрації на певній ділянці діаграми точок, визначається домінуючий напрям транспорту уламкового матеріалу та ухил (імбрикація) площини А-В уламка.

Набір інструментів, який необхідний для виконання завдань: лопата, молоток, мірна стрічка, компас, міліметровий папір.

Рекомендована література:

1. Яцишин А. Етапи морфогенезу північно-західної частини долини Дністра / А. Яцишин, А. Богущкий, Б. Голуб, М. Ланчонт, О. Томенюк // Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття: зб. наук. праць (до XVII українсько-польського семінару. Самбір, 15–18 вересня 2011 р).– Львів: ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2011.–С. 29–61.
2. Яцишин А. Літологічна і седиментологічна характеристика алювію шостої тераси Дністра (поверхні Лоєвої) у розрізі Торгановичі 1 / А. Яцишин, М. Бомбель, Д. Ольшевська-Нейберт, А. Богущкий, С. Васків // Вісн. Львів. ун-ту.–Сер. геогр., 2012.–Вип. 40.–С. 245–254.
3. Environment and man at the Carpatian foreland in the upper Dnister catchment from Neolithic to early mediaeval period / Edi. by K. Harmata, J. Machnik, L. Starkel–Krakow, 2006.–259 s.
4. Jacyszyn A. Analiza sedymentologiczna osadów plejstocenijskich w stanowisku Torganowyczi 1 / S. Terpiłowski, A. Godlewska, A. Bogucki, M. Łanczont, B. Hołub, A. Jacyszyn, J. Kusiak, P. Mroczek, B. Woronko, P. Zeliński // Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття: зб. наук. праць (до XVII українсько-польського семінару. Самбір, 15–18 вересня 2011 р).–Львів: ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2011.–С. 117–123.
5. Jacyszyn A. Rekonstrukcja kierunku transportu utworów zwirowych poziomu Łojowej w dolinie Dniestru k. Sambora na podstawie imbrykacji otoczków / A. Jacyszyn, A. Bogucki, D. Olszewska-Nejbert, M. Babel, S. Waškiw // Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття: зб. наук. праць (до XVII українсько-польського семінару. Самбір, 15–18 вересня 2011 р).– Львів: ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2011.–С. 154–167.

ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ № 2

Тема. Реконструкція континентальних обстановок осадонагромадження.

Завдання до виконання

1. Класифікувати обстановки осадонагромадження.
2. Відтворити палеогеографічні умови осадонагромадження континентальних відкладів.

Лабораторне заняття проводиться на основі геологічних карт і карт корисних копалин четвертинних відкладів. Під час виконання завдання студенти повинні відтворити обстановки осадонагромадження континентальних четвертинних відкладів, з реконструкцією просторово-часових змін обстановок.

Висхідні матеріали для завдань:

1. Геологічна карта і карта корисних копалин четвертинних відкладів. Масштаб 1 : 200 000. Аркуші М–34–XVIII (Рава-Руська), М–34–XIII (Червоноград), М–35–XIX (Львів). – К.: Міністерство екології та природних ресурсів України, Державна геологічна служба України, Національна акціонерна компанія «Надра України», Дочірнє підприємство «Західукргеологія», Львівська геологорозвідувальна експедиція, 2004.
2. Геологічна карта і карта корисних копалин четвертинних відкладів. Масштаб 1 : 200 000. Аркуші М–34–XXIII (Пшемисль), М–35–XXIV (Дрогобич) – К.: Державний комітет природних ресурсів України, НАК «Надра України», ДП «Західукргеологія, Львівська геологорозвідувальна експедиція, 2005.

ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ № 3

Тема. Реконструкція морських обстановок осадонагромадження.

Завдання до виконання

1. Класифікувати обстановки осадонагромадження.
2. Відтворити палеогеографічні умови осадонагромадження в морських басейнах.

Лабораторне заняття проводиться на основі Атласу палеогеографічних карт Української і Молдавської РСР. Під час виконання завдання студенти повинні:

- 1) виокремити типи фацій (класифікувати обстановки осадонагромадження);
- 2) реконструювати просторово-часову послідовність змін обстановок осадонагромадження.

Висхідні матеріали для завдань:

Атлас палеогеографічних карт Української і Молдавської РСР (з елементами літофацій). Масштаб 1:2 500 000–К.: Вид-во АН УРСР.–1960.–78 л.

ТЕМИ ДЛЯ САМОСТІЙНОГО ОПРАЦЮВАННЯ

1. Аллохтонні відклади. Глинисто-алевритові відклади.
2. Пірокластичні відклади.
3. Пісковики.
4. Грубоуламкові породи.
5. Автохтонні відклади. Карбонатні породи.
6. Доломіти.
7. Кам'яне вугілля.
8. Залістисті та фосфатні руди.
9. Евапорити. Континентальні евапоритові гірські породи.
10. Евапорити морського походження.
11. Кременисті відклади. Кременисті породи органічного походження.
12. Кременисті породи неорганічного походження.
13. Кременисті породи біогенно-хімічного походження.
14. Основи фаціального аналізу.
15. Прикладна седиментологія. Розвідка нафти і газу.
16. Осадкові руди. Сингенетичні руди.
17. Епігенетичні руди.
18. Розсипи.

ПРИКЛАДИ ТЕСТОВИХ ЗАВДАНЬ

1. До алохтонних відкладів відносяться:

- а) гіпс
- б) кам'яна сіль
- в) вапняк
- г) туф

2. До автохтонних відкладів відносяться

- а) боксити
- б) кварцові піски
- в) туф
- г) кам'яне вугілля

3. До наземної обстановки осадо нагромадження відноситься:

- а) зандрові рівнини
- б) солені озера
- в) пляжі
- г) дюнні поля

4. Раптове спадання великих блоків гірської породи, у результаті чого миттєво змінюється морфологія ділянки схилу, де відбулось спадання, називається:

- а) осипанням
- б) обвалюванням
- в) сповзанням
- г) соліфлюкційним процесом

5. Скочування або зісковзування вниз по схилу невеликих блоків, уламків, щебеню, які відділяються від корінних порід схилу під час фізичного звітрювання, називається:

- а) осипанням
- б) обвалюванням
- в) сповзанням
- г) соліфлюкційним процесом

6. Комплекс відкладів, які залягають на схилах, їхніх підніжжях і утворились шляхом руйнування корінних порід, перенесенням цих продуктів по схилах талими і дощовими водами називається:

- а) пролювієм
- б) колювієм
- в) делювієм
- г) соліфлюкційними накопиченнями

7. Елементарні конуси винесення, які на деякій відстані зливаються у загальну рівну поверхню делювіального шлейфу і збудовані відносно грубоуламковим поганосорттованим матеріалом розвиваються у:

- а) привершинній зоні делювіального схилу
- б) зоні змінного режиму осадонагромадження
- в) денудаційній зоні
- г) зоні стійкого субламінарного режиму осадонагромадження

8. Річка, яка протікає по одному сильно звивистому руслу, відноситься до:

- а) меандруючої
- б) багаторукавної
- в) прямолінійної
- г) анастомазуючої

9. У формуванні руслової фації алювію, провідним фактором, який визначає особливості, закономірності її формування є:

- а) спосіб транспортування уламків в) швидкість течії
б) поперечна циркуляція води у руслі річки г) розмір уламків, які транспортуються руслом річки

10. На підставі змін розмірів уламків, характеру текстур (шаруватості) руслової фацію алювію Є. Шанцер поділяє на окремі субфації:

- а) перлювіальну, пристрижневу, прируслових відмілин, перекатів в) перлювіальну, прируслових валів, перекатів
б) перлювіальну, пристрижневу, прируслових відмілин, перекатів г) прируслових валів, пристрижневу, прируслових відмілин, перекатів

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ЛІТЕРАТУРНИХ ДЖЕРЕЛ

1. *Асеев А. А.* Роль тектонического и климатического факторов в формировании аллювия равнинных рек / А. А. Асеев // Изв. АН СССР. Серия Географ.–1960.–№ 2.–С. 17–27.
2. *Богущкий А.* Породоутворюючі мінерали і гірські породи: лаб. практикум / А. Богущкий, О. Богущкий, П. Волошин, В. Верніковський.–Львів: Ред.-вид. відділ Львів. ун-ту, 1998.–68 с.
3. *Ботвинкина Л. Н.* Методическое руководство по изучению слоистости / Л. Н. Ботвинкина.–М.: Наука, 1965.–259 с.
4. *Васильев Ю. М.* Формирование антропогенных отложений ледниковой и внеледниковых зон / Ю. М. Васильев.–М.: Наука, 1969.–183 с.
5. *Васильев Ю. М.* Отложения перигляциальной зоны Восточной Европы / Ю. М. Васильев.–М.: Наука, 1980.–172 с.
6. *Веклич М. Ф.* Этапы образования позднекайнозойских речных долин Украины / М. Ф. Веклич // Речные системы и мелиорация.–1977.–Ч. 1.–С. 23–26.
7. *Воскресенский С. С.* Динамическая геоморфология. Формирование склонов / С. С. Воскресенский.–М.: Изд-во МГУ, 1971.–229 с.
8. *Горецкий Г. И.* О перигляциальной формации / Г. И. Горецкий // Бюл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода.–1958.–№ 22.–С. 3–23.
9. *Горецкий Г. И.* Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины / Г. И. Горецкий.–М.: Наука, 1964.–415 с.
10. *Градзинский Р.* Седиментология: пер. с польск. / Р. Градзинский, А. Костецкая, А. Радомский, Р. Унруг; пер. изд. ПНР.–М.: Недра, 1980.–640 с.
11. *Крашенинников Г. Ф.* Учение о фациях с основами литологии. Руководство к лабораторным занятиям / Г. Ф. Крашенинников, А. Н. Волкова, Н. В. Иванова.–М.: Изд-во Москов. ун-та, 1988.–214 с.
12. *Лаврушин Ю. А.* Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений / Ю. А. Лаврушин // Тр. Ин-та геол. наук. АН СССР.–1963.–Вып. 87.–С. 1–263.
13. *Лаврушин Ю. А.* Опыт сравнительной характеристики строения аллювия равнинных рек различных климатических зон / Ю. А. Лаврушин // Современный и четвертичный континентальный литогенез.–1966.–С. 162–175.
14. *Лаврушин Ю. А.* Ледниковый тип седименто- и литогенеза / Ю. А. Лаврушин, А. Р. Гептнер, Ю. К. Голубев.–М.: Наука, 1986.–157 с.
15. *Ламакин В. В.* Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений / В. В. Ламакин // Землеведение.–1948.–Т. 2.–С. 154–160.
16. *Ламакин В. В.* О динамической классификации речных отложений / В. В. Ламакин // Землеведение.–1950.–Т. 3.–С. 161–168.
17. *Лидер М. Р.* Седиментология. Процессы и продукты: пер. с англ. / М. Р. Лидер; пер. Н. П. Григорьева, Е. Г. Гурвича, Л. Н. Индолева,

- Л. П. Раченской, Н. С. Сперанского, под ред. В. Г. Кузнецова. – М.: Мир, 1986.–439 с.
18. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений / [под. ред. Г. С. Ганешина]. – Ленинград: Недра, 1987.–308 с
 19. *Обручѳв В. А.* Основы геологии / В. А. Обручѳв. – М.: Изд-во АН СССР, 1956.–359 с.
 20. Обстановки осадконакопления и фации: в 2-х томах. Т. 2: пер. с англ. / Под ред. Х. Рединга.–М.: Мир, 1990.–Т. 2.–384 с.
 21. *Павлов А. Н.* Общая и полевая геология: учебник для вузов / А. Н. Павлов, И. А. Одесский, А. И. Иванов.–Л.: Недра, 1991.–463 с.
 22. *Паттерсон У. С. Б.* Физика ледников: пер. с англ. / У. С. Б. Паттерсон; научн ред. В. К. Знаменская.–М.: Мир, 1984.–472 с.
 23. *Рейнек Г.-Э.* Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков): пер. с англ. / Г.-Э. Рейнек, И. Б. Сингх; пер. А. О. Смилкстын, Д. Н. Хитарова, Л. П. Раченской, В. Ф. Дернова-Пегарева, под ред. А. В. Коченова. – М.: Недра, 1981.–439 с.
 24. *Романовский С. И.* Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез / С. И. Романовский.–Л.: Недра, 1985.–263 с.
 25. Руководство по изучению новейших отложений. Второе издание / [под ред. П. А. Каплина].–М.: Изд-во Москов. ун-та, 1987.–238 с.
 26. *Рухин Л. Б.* Основы литологии / Л. Б. Рухин.–Л.: Гостоптехиздат, 1953.–671 с.
 27. *Рухина Е. В.* Литология ледниковых отложений / Е. В. Рухина.–Л.: Недра, 1973.–176 с.
 28. *Саркисян С. Г.* Ориентировка галек и методы их изучения для палеогеографических построений / С. Г. Саркисян.–М.: Изд-во АН СССР, 1955.–167 с.
 29. *Селли Р. К.* Введение в седиментологию: пер. с англ. / Р. К. Селли; пер. С. С. Чекина, под ред. В. Н. Холодова.–М.: Недра, 1981.–370 с.
 30. *Селли Р. К.* Древние обстановки осадконакопления: пер. с англ. / Р. К. Селли; пер. А. А. Никонова, К. И. Никоновой. – М.: Недра, 1989.–370 с.
 31. *Холмовой Г. В.* Неоген-четвертичный аллювий и полезные ископаемые бассейна Верхнего Дона / Г. В. Холмовой.–Воронеж.: Изд-во ВГУ, 1993.–100 с.
 32. *Шанцер Е. В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований / Е. В. Шанцер // Тр. Ин-та геол. наук. АН СССР.–1966.–Вып. 161.–239 с.
 33. *Шанцер Е. В.* Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит / Е. В. Шанцер // Тр. Ин-та геол. наук. АН СССР.–1951.–Сер. геол.–Вып. 135.–С. 1–274.

34. *Якушова А. Ф.* Общая геология / А. Ф. Якушова, Е. В. Хаин, В. И. Славин.–М.: Изд-во МГУ, 1988.–488 с.
35. *Яцишин А.М.* Методи дослідження четвертинних відкладів: навч.-методич. посібник / А. М. Яцишин, Р. Я. Дмитрук, А. Б. Богуцький.–Львів: ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2009.–177 с.