

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

НАВЧАЛЬНА ПРОГРАМА, ЛЕКЦІЙНІ, ПРАКТИЧНІ ТА  
САМОСТІЙНІ ЗАВДАННЯ

з курсу *“Методи абсолютних датувань”*  
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, практичні,  
самостійні завдання  
з курсу *“Методи абсолютних датувань”*  
для студентів географічного факультету

## ПЕРЕДМОВА

Серед низки складних, принципово важливих, проблем, які вирішуються під час проведення геоморфологічних, палеогеографічних досліджень, є питання віку геологічних, геоморфологічних явищ різного генезису, тривалості тощо. Зокрема, конче необхідно визначити вік порід, які беруть участь у будові тих або інших форм рельєфу.

У геоморфології, палеогеографії, геології розрізняють абсолютний та відносний вік. Методи визначення абсолютного віку (абсолютні датування) антропогенових відкладів почали розроблятися і впроваджуватися у геолого-геоморфологічні дослідження порівняно недавно. У 1845 році Міддельтон, досліджуючи вміст фтору у кістках тварин різного віку, зауважив, що кількість фтору у кістках викопних організмів є більшою аніж у сучасних. Тому, на думку Міддельтона, вміст фтору у кістках збільшується з геологічним віком, а тому кількість фтору у кістках організмів можна використовувати для визначення їхнього віку.

Однак особливо активно методи абсолютних датувань відкладів, у тому числі і четвертинного віку, стали розроблятися і впроваджуватись у геолого-геоморфологічні дослідження лише у другій половині 20 століття, разом з відкриттям явища радіоактивності та розробки ізотопних методів датувань. Власне ізотопні методи датувань дозволили виконувати ґрунтовні палеогеографічні, геологічні дослідження, адже без визначення віку геологічних явищ немає підстав говорити про ґрунтовність проведених досліджень. Визначення віку геологічних явищ у свою чергу дозволяє проводити обґрунтовані кореляції товщ відкладів у межах певних геологічних, геоморфологічних районів, або кореляції між районами та розробляти єдину стратиграфічну шкалу антропогену.

Сьогодні існує широкий спектр методів датувань, які працюють як на порівняно коротких інтервалах, у десятки-сотні років, так і на дуже довгих, до мільярдів років. Однак, використання методів абсолютної хронології у геоморфології, палеогеографії мають деякі обмеження, часом суттєві. Це, зокрема, може бути пов'язано з роботою методу лише з певним матеріалом (певними мінералами, породами, органікою), або лише з відкладами певного генезису (еоловими, льодовиковими іншого походження), або з відкладами певного віку (не старших або молодших певного "діапазону" роботи методу) та іншими обмеженнями (допусками). Тому сьогодні жоден із розроблених методів абсолютних датувань не може повністю відповідати високим вимогам дослідників антропогену. Під час опрацювання плейстоцен-голоценових відкладів, старших відкладів, доцільно використовувати комплекс (декілька) методів абсолютних датувань.

"Методи абсолютних датувань" – навчальна дисципліна, яка читається студентам третього курсу денної форми навчання географічного факультету, кафедри геоморфології і палеогеографії. Курс лекційних, практичних занять розроблено з дотриманням вимог щодо підготовки фахівців з географії, геоморфології і палеогеографії. Навчальний курс викладається у тісному

взаємозв'язку з іншими навчальними дисциплінами: “Літологічні методи досліджень”, “Основи седиментології та гідрогеології”, “Геологія загальна та історична”, “Методи фаціального аналізу” та іншими.

**Мета курсу** – закласти основи навичок використання методів абсолютних датувань під час проведення геолого-геоморфологічних досліджень антропогенових відкладів.

Досягнути цієї мети можна лише тоді, коли студенти зможуть самостійно вирішивши наступні **завдання**:

- ✓ підготовки розрізів до їхнього опису та відбору проб для наступного датування відібраних зразків відкладів;
- ✓ з урахуванням принципів роботи кожного з методів абсолютних датувань, зокрема: робочий матеріал (геологічний субстрат), часовий діапазон роботи методу тощо, вибрати методи, які можуть застосовуватись під час роботи на конкретному розрізі відкладів антропогену;
- ✓ використовувати отримані дати у палеогеографічних реконструкціях.

В результаті вивчення даного курсу студенти повинні **знати**: номенклатуру розроблених методів абсолютних датувань; принципи роботи методів абсолютних датувань, зокрема використовуваний матеріал, вікові діапазони датувань тощо. Також студенти повинні **вміти**: підготувати розріз, відібрати проби на абсолютні датування та використати отримані дати для виконання палеогеографічних реконструкцій.

Знання, які отримують студенти прослухавши курс “Методи абсолютних датувань”, дозволяють використовувати їх під час підготовки курсових, дипломних, магістерських робіт та у майбутній науковій, педагогічній діяльності.

Оцінювання результатів роботи студентів з курсу

**“Методи абсолютних датувань”**

*Розподіл балів, які отримують студенти для заліку*

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.	-	10	6	4	20
	Тема 2.	-				
	Тема 3.	-				
	Тема 4.	-				
Змістовний модуль 2	Тема 1.	4	6	6	4	20
	Тема 2.	-				
Змістовний модуль 3	Тема 1.	6	10	7	5	30
	Тема 2.	-				
	Тема 3.	2				
	Тема 4.	-				
Сума балів за видами роботи		12	26	19	13	70
Підсумкове опитування (залік)						30
Сума балів за семестр						100

## ЛЕКЦІЙНІ ЗАНЯТТЯ

### ЗМІСТОВИЙ МОДУЛЬ 1.

#### ТЕМА 1. ВСТУП. ОГЛЯД МЕТОДІВ АБСОЛЮТНИХ ДАТУВАНЬ: ФІЗИКО-ГЕОЛОГІЧНІ ПРИНЦИПИ РОБОТИ, ЧАСОВІ ДІАПАЗОНИ.

Переважає більшість методів абсолютної хронології пов'язана з радіоактивними ізотопами, тобто продуктами спонтанного перетворення ізотопу одного елемента в ізотоп іншого (табл. 1).

**Ізотопи – різновиди атомів одного й того ж хімічного елемента, які мають різну атомну масу.** Ізотопи певного хімічного елемента мають однаковий заряд атомного ядра, тобто однакову кількість протонів у ядрі, але відрізняються один від одного кількістю нейтронів [4]. Наприклад, ізотоп кисню  $^{16}\text{O}$  – ядро складається з восьми протонів і восьми нейтронів, ізотоп  $^{17}\text{O}$  – восьми протонів і дев'яти нейтронів, ізотоп  $^{18}\text{O}$  – восьми протонів і десяти нейтронів. Водночас процес перетворення, який називають радіоактивністю, не залежить від температури, вологості, тиску або інших параметрів навколишнього природного середовища, які часто змінювались протягом геологічного часу.

Таблиця 1

Методи абсолютних датувань четвертинних відкладів [7, 10]

<i>Група методів</i>	<i>Метод</i>	<i>Матеріал</i>	<i>Віковий діапазон, тис. років</i>
Радіологічні	Радіовуглецевий	Континентальні й морські відклади за біогенним вуглецем, карбонатами; льодовики за розчиненою вуглекислою	0 ≈ 60
	Радіокремнієвий	Глибоководні відклади за мінеральним компонентом	0 ≈ 4
	Радіоберилієвий	Глибоководні відклади за мінеральним компонентом	500 ≈ 10000
	Радіосвинцевий	Прибережно-морські відклади, торфовища, льодовики	0 ≈ 0,1
	Іоній-урановий	Глибоководні відклади за мінеральним компонентом, прибережно-морські відклади за біогенними карбонатами	20 ≈ 400

		Нерівноважно-урановий	Озерні й прибережно-морські відклади за мінеральним компонентом, біогенними карбонатами	20 ≈ 400
		Трековий	Вулканічні урановмісні мінерали	від 100 і більше
		Калій-аргоновий	Вулканічні калієвмісні мінерали	від 100 і більше
Не прями	Фізичні	Термолюмінесцентний	Континентальні й морські відклади за кварцом, польових шпатах, карбонатах, глибоководні відклади за аморфним кремнеземом	1 ≈ 500 (?)
		Палеомагнітний	Континентальні й океанічні відклади	Весь період
	Ізотопний	Ізотопно-кисневий	Континентальні, океанічні відклади	Весь період
Амінокислотний			Континентальні й морські відклади за фауністичними рештками, біогенними карбонатами	0 ≈ 500

За законом радіоактивного розпаду в геохронології визначають кількість:

- а) ядер, що не розпались, за відомої їхньої початкової концентрації;
- б) ядер продукту розпаду.

Якщо відомі кількість кінцевого продукту розпаду та залишків радіоактивного елемента і швидкість розпаду елемента, то обчислюють час, протягом якого відбувався радіоактивний розпад елементів у породі, а звідси – і вік самої породи. Наприклад, вік урановмісних гірських порід визначають за такою формулою:

$$t = N/m \times 7,4 \times 10^9, \text{ де}$$

$t$  – час розпаду урану (абсолютний вік породи);  $N$  – кількість кінцевого продукту розпаду (тобто свинцю) у породі;  $m$  – кількість радіоактивного елемента (урану) у породі;  $7,4 \times 10^9$  – кількість грамів свинцю, яку протягом року дає розпад 1 г урану [3].

Природні радіоактивні ізотопи сильно відрізняються як за своїм розповсюдженням, так і за походженням.

**За походженням радіоактивні ізотопи можна розділити на три групи:**

1. Довгоживучі, які утворились разом з іншими, нерадіоактивними ізотопами земної речовини.
2. Порівняно короткоживучі проміжні продукти розпаду урану і торію.

3. Ізотопи, які постійно утворюються за рахунок природних ядерних реакцій в атмосфері і земній корі.

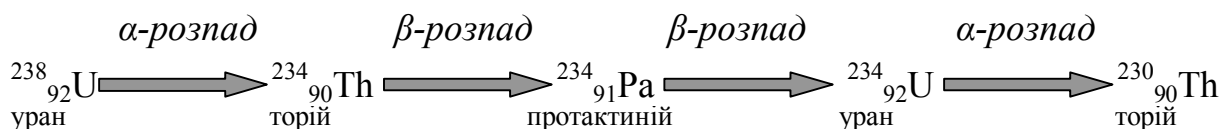
**Для радіогеології найбільший інтерес мають довгоживучі продукти розпаду, тривалість самотійного існування яких співмірна з тривалістю геологічних процесів.** Довгоживучі ізотопи за вагою складають домінуючу масу у загальній сумі природних радіоактивних ізотопів. Серед них найбільш розповсюдженими є:  $^{87}_{37}\text{Rb}$ ,  $^{232}_{90}\text{Th}$ ,  $^{40}_{19}\text{K}$ ,  $^{238}_{92}\text{U}$ ,  $^{235}_{93}\text{U}$  (актиноуран). Середня концентрація кожного з них в земній корі перевищує 2 г/т. Найменший період піврозпаду серед ізотопів цієї групи має  $^{235}_{93}\text{U}$  (актиноуран) –  $7,1 \times 10^8$ . Це свідчить про те, що всі ізотопи з періодом піврозпаду понад  $10^8$  років, які існували раніше у земній речовині, сьогодні практично повністю розпались. Наприклад, кількість  $^{40}\text{K}$  зменшилось приблизно у 12 разів, кількість  $^{235}\text{U}$  – приблизно в 30 разів.

**Ряди розпаду.** Після відкриття радіоактивних властивостей урану і торію було виявлено, що продукти розпаду утворюють довгі ряди або сімейства послідовно перетворюваних радіоактивних ізотопів. Усі ряди завершуються стабільними ізотопами. Характерною рисою радіоактивного розпаду є його незворотність. Кожен з рядів розпаду розвивається однонаправлено від важких елементів до легких. В природі виявлено три ряди розпаду, які називаються за родоначальними, початковими, елементами цих рядів:

1. Ряд урану  $^{238}_{92}\text{U}$ .
2. Ряд торію  $^{232}_{90}\text{Th}$ .
3. Ряд актиноурану  $^{235}_{93}\text{U}$ .

Природні радіоактивні ряди мають між собою велику схожість – *кінцевими стабільними продуктами* в сімействах урану, торію і актиноурану є **ізотопи свинцю**.

У всіх природних сімействах зустрічається така послідовність типів розпаду, за якою за одним  $\alpha$ -розпадом (втрата протонів з ядра) настає два  $\beta$ -розпади (втрата електронів) або навпаки. Альфа-розпад зменшує заряд ядра на дві одиниці, два наступних бета-розпади збільшують заряд на дві одиниці. Таким чином з'являється новий ізотоп початкового елемента. Наприклад:



$\alpha$  – протони (з ядра);  $\beta$  – електрони.

Дещо відокремлено стоять методи термомюнесцентного, палеомагнітного, ізотопно-кисневого та амінокислотного датувань (табл. 1). У перших трьох методах датувань використовують певні фізичні явища, наприклад, ізотопно-кисневий метод, ту ж таки радіоактивність, але за допомогою цих методів визначають зміни концентрації радіоактивних елементів (варіації стабільних ізотопів) у відкладах.



Амінокислотний метод не належить до ізотопних, однак дає змогу отримати абсолютні дати часу накопичення досліджуваних відкладів. Він ґрунтується на використанні біохімічних реакцій, зокрема спонтанного перетворення одного типу білків (оптично-активних – L-ізомери) в інший (оптично неактивних – D-ізомери) і фіксації змін цього співвідношення. Співвідношення типів білків прямо залежить від часу – з віком воно збільшується. Однак сьогодні метод використовують зрідка.

## ТЕМА 2. ЯДЕРНІ РЕАКЦІЇ. ЯДЕРНІ РЕАКЦІЇ В АТМОСФЕРІ.

За походженням реакції радіоактивного розпаду поділяють на:

- 1) космогенні – виникнення яких пов'язане зі взаємодією космічних променів і елементів, які входять до складу Землі. На цих реакціях побудовано такі методи абсолютних датувань: радіовуглецевий, радіокремнієвий, радіоберилієвий, радіохлорний;
- 2) теригенні – пов'язані з процесами, що відбуваються на Землі, у її надрах, зокрема, іоній-торієвий, нерівноважно-урановий, калій-аргоновий.

### **Ядерні реакції в атмосфері**

Радіоактивність атмосфери має три джерела:

1. Утворення радіоактивних ізотопів в атмосфері під впливом природних ядерних реакцій.
2. Надходження радіоактивних ізотопів з поверхні землі.
3. Радіоактивні ізотопи, які виникають в атмосфері за рахунок штучних ядерних реакцій (ядерних вибухів).

*Радіоактивні ізотопи, які виникають в атмосфері під впливом природних ядерних реакцій*, поширені в атмосфері в надзвичайно малій кількості. Основним джерелом бомбардуєчи частинок, які здатні викликати ядерні реакції в атмосфері, є космічне випромінювання галактичного і сонячного походження. Галактичне випромінювання має значно більшу енергію, хоча інтенсивність сонячного випромінювання на два порядки вище але енергія частинок незначна.

На зовнішній межі атмосфери щільність потоку космічних частинок біля *1 частинки на 1 см<sup>2</sup> в секунду*. Космічні частинки, дякуючи своїй великій енергії, активно взаємодіють з ядрами атомів елементів, які входять до складу атмосфери. У результаті цього виникає велика кількість різноманітних нейтронів,  $\gamma$ -фотонів. Однак ядерні реакції з участю нейтронів роблять основний вклад в утворення радіоактивних ізотопів атмосфери (табл. 2).

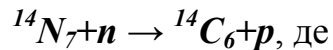
Таблиця 2.

### **Основні радіоактивні ізотопи, які утворюються в атмосфері**

<i>Ізотоп</i>	<i>Назва</i>	<i>Період піврозпаду</i>
<sup>3</sup> H	тритій	12,26 років
<sup>7</sup> Be	берилій	53,6 дні
<sup>10</sup> Be	берилій	2,5×10 <sup>6</sup> років

$^{14}\text{C}$	радіовуглець	$5,76 \times 10^3$ років
$^{22}\text{Na}$	натрій	2,58 років
$^{32}\text{Si}$	кремній	710 років
$^{32}\text{P}$	фосфор	14,2 дні
$^{33}\text{P}$	фосфор	24,4 дні
$^{36}\text{Cl}$	хлор	$3 \times 10^5$ років

Найбільш розповсюдженим ізотопом з цієї групи є  $^{14}\text{C}$ . Він утворюється в атмосфері головним чином під час взаємодії повільних нейтронів з ядрами азоту по реакції:



$n$  – нейтрони;  $p$  – протони

Швидкість утворення радіовуглецю біля  $2 \text{ ат/см}^2 \text{ сек}$ . Максимальна його кількість утворюється на висоті біля 1600 м. Тривалість перебування в атмосфері біля 2–2,5 років. Заново утворений  $^{14}\text{C}$  протягом декількох годин окислюється киснем повітря до  $\text{CO}_2$  і змішується з нерадіоактивною вуглекислою. Вуглекислота захоплюється утворюваними у морській воді карбонатами і рослинами під час фотосинтезу.  $^{14}\text{C}$   $\beta$ -активний з періодом піврозпаду 5670 років перетворюється у  $^{14}\text{N}$ . У зв'язку з цим земні утворення старші 56700 років не вміщують  $^{14}\text{C}$ .

*Тритій* утворюється у верхніх шарах атмосфери під час взаємодії нейтронів з ядрами азоту, а також під час розпаду ядер азоту і кисню нуклонами високих енергій. Основна маса тритію виникає в атмосфері на висоті 10 000 м. Запас тритію на планеті дорівнює 1800 г, з них 11 г залишається в атмосфері, 13 г потрапляє у підземні води, а решта – накопичується в океанах.

Виникаючий в атмосфері тритій швидко входить в молекулу води і з атмосферними опадами випадає на земну поверхню. 99% тритію беруть участь у кругообігу води і лише 1% знаходиться в складі молекулярного водню і метану.

Період піврозпаду тритію 12,26 років. Шляхом  $\beta$ -розпаду він перетворюється у стабільний ізотоп гелію  $^3\text{He}$ .

*Ізотопи берилію* –  $^7\text{Be}$ ,  $^{10}\text{Be}$  утворюються в атмосфері під час розпаду ядер азоту і кисню нуклонами високих енергій. До 70 % радіоактивного берилію утворюється в атмосфері. У вигляді молекул  $\text{BeO}$  або  $\text{Be}(\text{OH})_2$  він адсорбується частинками аерозолів і разом з атмосферними опадами випадає на земну поверхню. З періодом піврозпаду 53,6 днів він перетворюється в  $^7_3\text{Li}$ .  $^{10}\text{Be}$  більш довго живучий, його період піврозпаду досягає 2,5 млн. р.

*Інші ізотопи*  $^{22}\text{Na}$ ,  $^{32}\text{Si}$ ,  $^{32}\text{P}$ ,  $^{33}\text{P}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ,  $^{39}\text{Cl}$ ,  $^{37}\text{Ar}$ ,  $^{41}\text{Ar}$  утворюються під час розпаду ядер аргону протонами високих енергій.

Радіоактивні елементи будь-якого походження можуть видалятися з атмосфери в наслідок радіоактивного розпаду, гравітаційного, електричного і дифузійного випадання аерозолів, фільтрації аерозолів під час обтікання повітрям перешкод (лісом, горами тощо), конденсацією і видаленням з дощами

на землю, вимивання аерозолів з падаючими частинками атмосферних опадів. Всі ці шляхи самоочищення атмосфери переводять аерозолі в океани і на поверхню суші.

*Радіоактивні ізотопи, які надходять з поверхні землі,* представлені, головню ізотопами радону і їх продуктами розпаду. Радон знаходиться у повітрі у вигляді вільних атомів і помітно не адсорбується зваженими частинками.

Вміст радону в атмосфері залежить від його надходження з поверхні землі і кліматичних факторів.

### ТЕМА 3. ЯДЕРНІ РЕАКЦІЇ В ЛІТОСФЕРІ.

Ядерні реакції у літосфері можуть виникнути під дією  $\alpha$ -частинок,  $\gamma$ -фотонів і нейтронів. А от енергії  $\beta$ -частинок недостатньо для того, щоб викликати ядерні реакції.

Джерелом  $\gamma$ -променів у літосфері є природні радіоактивні елементи.

Основна маса радіоактивних ізотопів, які присутні на Землі, володіє слабкою радіоактивністю за рахунок або великого періоду піврозпаду, або малої енергії випромінювання.

В сумі загальної радіоактивності Землі головну роль відіграють  $^{40}\text{K}$ ,  $^{87}\text{Rb}$  (рубідій),  $^{232}\text{Th}$  та  $^{238}\text{U}$  з продуктами розпаду (табл. 3).

Таблиця 3

**Вміст радіоактивних ізотопів у гірських породах**

Ізотопи	Породи				Середній вміст у земній корі
	Магматичні			Осадові	
	Основні (габро і інші)	Середні (діорити, андезити)	Кислі (граніти, гранодіорити)	Глини, сланці	
$^{40}\text{K}$	$1 \times 10^{-4}$	$2,7 \times 10^{-4}$	$4 \times 10^{-4}$	$2,7 \times 10^{-4}$	$3 \times 10^{-4}$
$^{232}\text{Th}$	$3 \times 10^{-4}$	$7 \times 10^{-4}$	$1,8 \times 10^{-3}$	$1,1 \times 10^{-3}$	$1,3 \times 10^{-3}$
$^{238}\text{U}$	$5 \times 10^{-6}$	$1,8 \times 10^{-4}$	$3,5 \times 10^{-4}$	$3,2 \times 10^{-4}$	$2,5 \times 10^{-4}$

Із загального зареєстрованого  $\gamma$ -випромінювання ґрунтів 40 % припадає на  $^{40}\text{K}$ , біля 20 % на сімейство урану, решта – на сімейство торію.

$^{232}\text{Th}$  та  $^{238}\text{U}$  без продуктів розпаду вносять порівняно невеликий вклад в загальну активність земної речовини.

Продукти розпаду урану і торію володіють невеликою тривалістю життя у порівнянні з віком основної частини порід, які складають літосферу. В цілому для літосфери можна прийняти припущення, що члени радіоактивних сімейств територіально пов'язані з материнським ізотопами і самостійно вклад у зміни радіоактивності літосфери не вносять. За винятком декількох зон землі, наприклад на контакті літосфери і гідросфери, де рівновага між ураном, торієм

і продуктами розпаду порушене. Найбільшою зоною такого типу є океанічне дно.

#### ТЕМА 4. РАДІОАКТИВНІСТЬ ГІДРО- ТА БІОСФЕРИ.

Головним джерелом радіоактивності океану є літосфера і в невеликій кількості – атмосфера. Радіоактивні ізотопи надходять в океан у розчиненому так і у зваженому стані з річковим, береговим стоком, вилуговуються з порід, які складають дно океанів, морів, частково добавляються з матеріалом вулканічних вивержень. З атмосфери радіоелементи надходять в незначній кількості головно з атмосферними опадами – це в основному продукти розпаду радону (табл. 4).

Таблиця 4

#### Концентрація радіоактивних ізотопів у воді Світового океану

<i>Ізотоп</i>	<i>Назва</i>	<i>Середня концентрація, г/л</i>	<i>Час перебування у розчині, роки</i>
<sup>40</sup> K	Калій-40	$4,2 \times 10^{-3}$	$1,1 \times 10^7$
<sup>87</sup> Rb	Рубідій-87	$3,3 \times 10^{-5}$	$2,7 \times 10^5$
<sup>238</sup> U	Уран	$3 \times 10^{-6}$	$5,7 \times 10^5$
<sup>232</sup> Th	Торій	$1 \times 10^{-8}$	$3,5 \times 10^2$
<sup>235</sup> U	Актиноуран	$2,2 \times 10^{-8}$	
<sup>226</sup> Ra	Радій	$1 \times 10^{-13}$	
<sup>230</sup> Th	Іоній	$(3-5) \times 10^{-13}$	
<sup>231</sup> Pa	Протактиній	$5 \times 10^{-14}$	
<sup>222</sup> Rn	Радон	$6 \times 10^{-19}$	
<sup>228</sup> Th	Радіоторій	$7 \times 10^{-18}$	
<sup>14</sup> C	Радіовуглець	$(0,1-1) \times 10^{-13}$	
<sup>3</sup> H	Тритій	$(0,7-5) \times 10^{-16}$	

З таблиці стає очевидним, що найбільш розповсюдженими в океанічній воді є <sup>40</sup>K, потім <sup>87</sup>Rb і <sup>238</sup>U. Природна радіоактивність океану зумовлена, головно, <sup>40</sup>K, питома активність якого у 100 разів більша від питомої активності ізотопів уранового і торієвого рядів і у 50 разів більша питомої активності <sup>87</sup>Rb.

На другому місці перебуває уран, зміна концентрації якого по площі і глибині визначається морськими течіями, можливо також з переміщенням планктону, який захоплює частину урану з морської води. Поблизу континентів часто спостерігається різке коливання концентрації урану під впливом річкового стоку, якщо є, звичайно, суттєві різниці у вмісті урану у річкових та океанічних водах.

*Континентальні води.* У воді річок, озер вміщується практично ті ж радіоактивні елементи, що й і у воді океанів. Розподіл концентрації радіоактивних елементів, у першу чергу урану, у водах малих річок від їхніх верхів'їв до гирла залежить від концентрації урану в оточуючих породах і може використовуватись для пошуку уранвмісних родовищ. На концентрацію

радіоактивних елементів у водах озер суттєвий вплив мають: річковий стік, осаджування з мулами, а також надходження з порід, з підвищеною концентрацією цих елементів.

Для районів з нормальною концентрацією радіоактивних елементів (урану) у породах великий вплив на їхній вміст у при поверхневих водах має клімат. У водах гумідного клімату, для якого притаманні великі суми атмосферних опадів, концентрація урану найнижча, у водах жарких і посушливих областей – найвища.

Вміст торію у поверхневих водах слабо вивчений.

Продукти розпаду урану і торію вміщуються у поверхневих водах у кількостях, які не відповідають радіоактивній рівновазі з материнськими ізотопами.

Окрім торію, урану, продуктів їх розпаду, калію, рубідію у поверхневих водоймах вміщується незначна кількість продуктів атмосферних ядерних реакцій, головно, радіо вуглецю. Так. Вміст  $^{14}\text{C}$  відповідає активності  $2,1 \times 10^{-13}$ . Вміст інших ізотопів ще менший.

*Підземні води.* Радіоактивність підземних вод найбільш детально вивчена за вмістом у них урану. Вміст урану у підземних водах змінюється у широких межах, від  $1 \times 10^{-8}$  до 2 г/л. Найбільші концентрації урану припадають на ділянки розвитку кислих гірських порід.

Радій у підземних водах добре корелюється із загальною мінералізацією вод. Найнижчі концентрації радію є у слабо мінералізованих холодних водах (до  $10^{-12} - 10^{-13}$  г/л). У високо мінералізованих підземних водах концентрація радію часто досягає  $10^{-9}$  г/л. У таких водах концентрацію радію у значній мірі визначає їхній хімічний склад: високі концентрації припадають на хлоридно-натрієво-кальцієвих водах, знижуючись у сульфатних, гідрокарбонатних.

Проте, найвищі концентрації радію у підземних водах спостерігається у районах пов'язаних з магматичними породами. А от найвищі концентрації радію у підземних водах не зв'язаних з гранітними масивами припадають на нафтові і газові родовища. Це пластові або пластово-тріщинні води, які мають регіональне розповсюдження і відрізняються застійним або слабо рухомих режимом.

Для більшості підземних вод характерна присутність радону, який порівняно вільно мігрує по тріщинах гірських порід, розчиняється у природних водах і переноситься нерідко на значні відстані від місця свого утворення. Тріщинуватість гірських порід збільшує вільну поверхню порід і вихід з них радону. Крім того причиною підвищеного вмісту радону може бути високий вміст радію у породах. Це може бути первинний радій уранових мінералів або вторинний, перевідкладений на стінках тріщин у результаті сорбції.

Для порід з нормальним розсіяним вмістом урану і радію вміст радону залежить від петрографічного складу порід. Наприклад, у водах кислих магматичних і метаморфічних порід його вміст у 5 – 6 разів вищий, у порівнянні з концентрацією у осадових, метаморфічних і основних магматичних породах.

**Радіоактивність біосфери.** Радіоактивні елементи, як і інші, присутні у речовині живих організмів. Їх концентрація у відношенні між собою сильно змінюється від відповідних величин у гірських породах і ґрунтах. Одні елементи краще засвоюються організмами, для інших існує значно вищий біологічний бар'єр. Таким чином, розподіл елементів у живих організмах визначається з одного боку, легкістю їхнього засвоєння, з іншою – розподілом цих елементів у середовищі, який живить організми.

Найвищі концентрації в організмах мають рубудій-87 і калій-40. Проте найкраще поглинається радій, особливо рослинами. Зокрема концентрація у рослинах, які підживлювались спеціальними фізіологічними розчинами, може у 100–500 разів перевищувати концентрацію у самих розчинах. Концентрація радію у розрахунку на живий організм може досягати  $2 \times 10^{-6}$  % у корінні та  $5 \times 10^{-9}$  % у надґрунтових частинах рослин. У золі рослин концентрація радону, як правило, вища аніж у ґрунтах, на яких рослина виросла.

Уран хоча і рухоміший у ґрунтах аніж радій, він накопичується у рослинах значно гірше. Його вміст у золі рослин досягає  $1-5 \times 10^{-5}$  %. Хоча навіть у межах уранових родовищ, де концентрація урану в ґрунтах досягає  $p \times 10^{-2}$  і навіть  $1 \times 10^{-1}$  %, концентрація урану у золі рослин досягає  $1 \times 10^{-4}$  в окремих випадках до  $1 \times 10^{-2}$  %.

В усіх живих організмах також присутні: торій, тритій, радіовуглець.

У тілі людини на частку калію-40 припадає приблизно  $4 \times 10^7$  розпадів в секунду, на частку радіовуглецю – 3000, а на частку тритію – усього 3 розпади за секунду.

Концентрація радіоактивних елементів у мертвій органічній речовині коливається у значних межах, часто спостерігають підвищені концентрації урану, радію, торію. Вміст урану у бітумах, вугіллі, торфі місцями досягає рудних концентрацій.

**Штучні радіоактивні ізотопи у природі.** Після випробовувань ядерної зброї, експлуатації ядерної енергоблоків у зовнішньому середовищі почали накопичуватись продукти ядерного поділу. Ці продукти у великих кількостях потрапляли у атмосферу, гідросферу та літосферу під час атмосферних опадів та скидання радіоактивних відходів.

Під час ядерного вибуху в атмосферу потрапляють осколки поділу, радіоактивних ізотопів, які утворилися під час взаємодії нейтронів з матеріалом конструкції і оточуючого середовища, а також з решток матеріалу самого ядерного пристрою. Розпечені продукти ядерного вибуху, які потрапили в атмосферу, остигаючи, конденсуються у вигляді маленьких краплинок, які тверднуть і утворюють маленькі частинки – аерозолі. Основна частина радіоактивних ізотопів у цих частинках – осколки ділення.

Крім радіоактивних аерозолів в атмосфері значно збільшується концентрація газоподібних радіоактивних речовин, серед яких найбільше тритію і радіовуглецю у формі вуглекислоти. У 1963 році питома активність штучно викиненого радіовуглецю на 40% перевищила активність природного радіовуглецю атмосфери. У 1964 році вона зросла до 110%.

Середній час перебування радіоактивних продуктів ядерних вибухів в атмосфері залежить від властивостей радіоактивного ізотопу, розміру аерозольних частинок, часу, який минув з вибуху, його потужності, географічного розташування місця вибуху і закономірностей руху повітряних мас.

З атмосфери радіоактивні речовини вимиваються опадами – ”мокре випадання“, а також шляхом гравітаційного випадання зважених частинок – ”сухе випадання“. З опадами випадають найкрупніші аерозолі, а дрібніші довгий час залишаються у зваженому стані. Запиленість повітря, лісовий покрив збільшують швидкість осідання аерозолів з приземної частини атмосфери. Найкращою ”фільтруючою“ властивістю володіють хвойні ліси. Аерозолі, які осіли на рослинах потрапляють у ґрунти разом з відмерлими частинками рослин. З них найбільшу небезпеку для живих організмів представляють стронцій ( $^{90}\text{Sr}$ ) і цезій ( $^{137}\text{Cs}$ ), які довго зберігаються в ґрунті, легко захоплюються рослинами і по харчових ланцюгах потрапляють в організми тварин і людини.

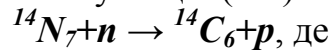
### *Контрольні питання*

1. Що називається радіоактивними ізотопами?
2. Що в геохронології визначають за законом радіоактивного розпаду?
3. Як розділяються радіоактивні ізотопи за походженням?
4. Які ряди розпаду виявлено у природі?
5. Як реакції радіоактивного розпаду поділяються за походженням?
6. Які джерела радіоактивності має атмосфера?
7. Перелічіть основні радіоактивні ізотопи, які утворюються в атмосфері
8. Як у атмосфері утворюється радіоактивний вуглець?
9. Як у атмосфері утворюється радіоактивний тритій?
10. Як у атмосфері утворюється радіоактивний берилій?
11. Які радіоактивні ізотопи відіграють головну роль в сумі загальної радіоактивності Землі?
12. Що є головним джерелом радіоактивності океану?
13. Які концентрації радіоактивних ізотопів сьогодні спостерігаються у водах Світового океану?
14. Які радіоактивні елементи вміщуються у континентальних водах?
15. Які радіоактивні елементи присутні у речовині живих організмів?
16. Схарактеризуйте головні джерела походження, перелік, умови перебування штучних радіоактивних ізотопів у природі.

## ЗМІСТОВИЙ МОДУЛЬ 2.

### ТЕМА 1. РАДІОЛОГІЧНІ МЕТОДИ ДАТУВАНЬ. ВИЗНАЧЕННЯ ВІКУ ЗА КОСМОГЕННИМИ ІЗОТОПАМИ.

**Радіовуглецевий метод датувань.** В атмосферу внаслідок випромінювання Сонця проникають нейтрони, які, вдаряючись в атоми азоту, перетворюють його у важкий ізотоп вуглецю ( $^{14}\text{C}$ ) з атомною масою 14:



$n$  – нейтрони;  $p$  – протони [3]

Швидкість утворення радіовуглецю біля  $2 \text{ ат/см}^2 \text{ сек}$ . Максимальна його кількість утворюється на висоті біля 1600 м. Тривалість перебування радіовуглецю в атмосфері біля 2–2,5 років. Радіовуглець ( $^{14}\text{C}$ )  $\beta$ -активний з періодом піврозпаду 5670 років з перетворенням у  $^{14}\text{N}$ .

Заново утворений  $^{14}\text{C}$  протягом декількох годин окислюється киснем повітря до  $\text{CO}_2$  і змішується з нерадіоактивною вуглекислотою. Тому *радіоактивний вуглець* ( $^{14}\text{C}$ ) разом зі звичайним вуглецем є в складі *вуглекислоти атмосфери* ( $\text{C}^{12}\text{O}_2$ ).

Вуглекислота захоплюється рослинами під час фотосинтезу, а також утворюваними у морській воді карбонатами. Рослини, будуючи органічну речовину шляхом фотосинтезу, з вуглекислоти атмосфери всотують і радіоактивний вуглець, тварини засвоюють радіоактивний вуглець, харчуючись рослинами. Після смерті організмів накопичення в них радіовуглецю припиняється і розпочинається зворотний процес – розпаду радіовуглецю. Швидкість піврозпаду радіовуглецю дорівнює 5730 років, тому через такий період у скам'янілостях залишиться  $1/2$   $^{14}\text{C}$  від його початкового вмісту, через 11460 років  $1/4$   $^{14}\text{C}$  і т д [10]. Зменшення кількості ядер  $^{14}\text{C}$  у зразку після смерті організму виражається формулою:

$$^{14}\text{C} = ^{14}\text{C}_0 e^{-\lambda t}, \text{ де}$$

$^{14}\text{C}_0$  – концентрація ізотопів в атмосферному вуглецю,  $\lambda$  – постійна розпаду  $^{14}\text{C}$ .

Час смерті організму (накопичення відкладів, у яких захоронена органіка) визначається за формулою:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{^{14}\text{C}_0}{^{14}\text{C}}$$

Технічні можливості лабораторій дають змогу зафіксувати вміст  $^{14}\text{C}$  після десяти періодів піврозпаду. Отже, можливо датувати відклади, які вміщують у товщі органічні скам'янілості, що накопичились за останні 57300 років.



З огляду на обов'язкову наявність органічної речовини у товщі відкладів метод застосовували під час опрацювання розрізів, де у товщі відкладів були відкриті кістки тварин, уламки деревини (табл. 5, 6).

Таблиця 5

**Радіовуглецеві датування відкладів Галицького Придністер'я [14]**

<i>Радіовуглецеві датування, тис. років</i>	<i>Палеолітичні стоянки, лабораторний матеріал</i>	<i>Горизонти і підгоризонти стратиграфічної схеми верхньоплейстоценових відкладів території Галицького Придністер'я</i>	<i>Загальна стратиграфічна шкала</i>
6,5	Козино (поховані дерева)	Сучасний ґрунт Алювій 1-ї тераси Лесовий горизонт	Голоцен
		Красилівський ініціальний ґрунт	Плейстоцен
		Лесовий горизонт	
17–23	Межигірці, Галич, Довге (кістки)	Рівненський ініціальний ґрунт	
23–25	Галич (кістки)	Лесовий горизонт	

Таблиця 6

**Вік  $^{14}\text{C}$  проб кістки і вугілля із палеолітичної стоянки Галич [14]**

<i>Назва і локалізація проби</i>	<i>Характер проби</i>	<i>Код лабораторії</i>	<i>Вік <math>^{14}\text{C}</math></i>	<i>Культурний шар</i>
Галич 1/00	Вугілля	Кі–8928	25100±450	III рівень заселення
Галич 1/00, 10 D	Вугілля	Кі–8929	24900±450	III рівень заселення
Галич 1/00, вогнище 2	Вугілля	Кі–8930	24600±450	II рівень заселення
Галич 1/00, скупчення кісток в центрі розкопу	Кістка	Кі–8931	24200±600	II рівень заселення
Галич 1/00, скупчення кісток в центрі розкопу	Кістка	Кі–8932	23500±600	I рівень заселення

У цьому разі, час захоронення кісток, уламків деревини (смерть живого організму) і час формування товщі відкладів, у якій захоронені кістки, чи уламки деревини є однаковим з геологічного погляду. Однак тут потрібно особливо ретельно звертати увагу на непорушність датованої товщі – так звану інсїтність (*in situ*) матеріалу. Іноді у процесі розвитку, наприклад, схилових процесів кістки чи інша органічна речовина разом з відкладами могла бути неодноразово переміщена, перезахоронена, тому час смерті організму і час формування нової товщі відкладів буде суттєво відрізнятися. Це особливо характерно для динамічного середовища водних потоків, де органічні рештки, наприклад, уламки деревини, неодноразово перезахоронені в алювіальній товщі.

Іншим суттєвим недоліком методу, поряд з обов'язковою наявністю органіки у товщі досліджуваних відкладів, є невеликий діапазон датувань палеогеографічних подій – “усього” за останні 57 300 років, тоді як геологи досліджують відклади, які накопичувались приблизно 1 млн років.

В основу радіовуглецевого методу датувань покладене ще одне припущення – вміст  $^{14}\text{C}$  у природному середовищі у момент смерті організму, тобто припинення обміну речовини у досліджуваному зразку, було таке ж, як і сьогодні. Однак, це припущення не є достатньо обґрунтованим, оскільки, наприклад, за останні 100 років у результаті техногенної діяльності людини (спалювання органічного палива, ядерні випробування тощо) відносна концентрація ізоотопу  $^{14}\text{C}$  в атмосфері могла суттєво змінитися.

*Радіокремнієвий метод* дає змогу датувати порівняно молоді відклади, вік яких досягає 4 тисяч років. Зразки, які відбирають на аналізи, повинні вміщувати ізоотоп кремнію  $^{32}\text{Si}$ . Поширення кремнію у природі сприяє значному розведенню радіоактивного кремнію нерадіоактивним. Тому важко точно визначити питому активність радіоактивного кремнію. У морських відкладах ефект розведення менший, і в цьому випадку радіокремнієвий метод перспективніший. Абсолютний вік зразків, що вміщують  $^{32}\text{Si}$ , можна визначити і за дочірнім елементом, у який перетворюється радіоактивний кремній, тобто за ізоотопом фосфору  $^{32}\text{P}$ , що діє у межах останніх 4000 років.

*Радіоберилієвий метод.* Радіоактивний берилій ( $^{10}\text{Be}$ ) утворюється в атмосфері під дією жорсткого випромінювання Сонця. Період піврозпаду радіоактивного берилію за різними даними становить від 2,5 до 5–10 млн років, що дає змогу датувати весь антропоген. Проте низька питома активність радіоберилію обмежує його застосування для датувань четвертинних відкладів.

Берилій, що є радіоактивним, випадаючи разом з атмосферними опадами, потрапляє у водні, у тому числі й морські, басейни, де нагромаджується на дні у товщі відкладів. Сама методика датувань за  $^{10}\text{Be}$  побудована на припущенні, що за останні декілька мільйонів років швидкість накопичення відкладів була незмінною, тому треба очікувати плавного зменшення вмісту радіоактивного берилію з глибиною (з довжиною керна). Це допомагає визначити швидкість накопичення відкладів.

*Радіохлорний метод* застосовують для визначення віку тих порід, які вміщують  $^{36}\text{Cl}$ . Це силікатні породи, що тривалий час перебували на денній

поверхні. Під час бомбардування радіоактивними частинками відслоненої породи утворюється радіоактивний хлор. Співвідношення радіоактивного хлору до стабільного у кожний визначений проміжок часу залежить від тривалості перебування породи на поверхні.

Метод має геологічні перспективи у гірських районах, передусім, для датувань етапів зледенінь. Датування у цьому випадку виконують з урахуванням такого:

- 1) складу гірських порід – домінують силікатні породи;
- 2) радіоактивні промені проникають лише у кількасантиметровий приповерхневий шар гірських порід;
- 3) породи, які залягають нижче цього шару, можуть потрапити на денну поверхню під час руху льодовика (денудації, екзарації поверхневого шару порід) та отримати дозу опромінення.
- 4) тривалість перебування породи на денній поверхні (отримана доза опромінення) дає критерії для датувань етапів трансгресії і регресії льодовика.

## **ТЕМА 2. РАДІОАКТИВНІ РЯДИ. ВИЗНАЧЕННЯ ВІКУ ЗА ТЕРИГЕННИМИ ІЗОТОПАМИ.**

Всі елементи, які трапляються у природі й мають атомне число понад 83, є радіоактивними і об'єднані в *три радіоактивні ряди: торію, урану й актинію*. У геології ці елементи є в основі двох груп методів визначення абсолютного віку:

- 1) проміжних продуктів розпаду;
- 2) кінцевих продуктів розпаду – стабільних ізотопів.

За проміжними продуктами розпаду вік визначають лише в разі дотримання таких умов:

- виникнення геологічних формацій відбувалося за час, сумірний з часом життя ізотопу;
- після завершення їхнього утворення не відбувалося процесів міграції ізотопів.

До першої групи методів абсолютних датувань належать такі:

- 1) іоній-торієвий;
- 2) іоній-протактинієвий;
- 3) нерівноважно-урановий;
- 4) радіосвинцевий.

*Іоній-торієвий* метод ґрунтується на припущенні спільного випадання з океанічної води двох ізотопів торію  $^{232}\text{Th}$  і  $^{230}\text{Th}$  за умови, що:

- 1) співвідношення  $^{230}\text{Th}$  до  $^{232}\text{Th}$  у водній масі над донними відкладами є сталим протягом приблизно 500 тис. років;
- 2) форма наявності цих елементів у товщі океанічної води є однаковою;
- 3) досліджувані океанічні відклади не вміщують теригенного матеріалу.

Торій  $^{232}\text{Th}$  розглядають як стабільний елемент, а  $^{230}\text{Th}$  – як радіоактивний елемент, який розпадається зі стабільною швидкістю. Тому співвідношення

$^{230}\text{Th}$  до  $^{232}\text{Th}$  змінюється тільки у зв'язку з розпадом  $^{230}\text{Th}$ , що дає змогу визначити вік за формулою:

$$R/R_0 = 1 - \lambda^{230}\text{Th} t, \text{ де}$$

$R_0 = ^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  – у приповерхневому шарі відкладів;  $R$  – відповідно, у шарі, вік якого визначаємо;  $\lambda^{230}\text{Th}$  – стала розпаду

Цим методом можна датувати також на підставі таких припущень:

- 1) концентрація надлишкового  $^{230}\text{Th}$  у сучасних відкладах є сталою у будь-якій точці дна світового океану;
- 2)  $^{230}\text{Th}$  не мігрує у товщі відкладів по вертикалі.

Тому товща відкладів, де вміст  $^{230}\text{Th}$  досягає половини від його концентрації у приповерхневій частині розрізу відкладів, накопичилась 75 тисяч років тому; 75 тис. років – це період піврозпаду  $^{230}\text{Th}$ .

Горизонт відкладів, де концентрація  $^{230}\text{Th}$  досягає 1/4 від його концентрації у приповерхневій частині розрізу, відповідно, можна датувати у 150 тис. років тощо.

*Іоній-протактинієвий метод* використовують для датувань глибоководних відкладів. Він ґрунтується на вивченні співвідношення  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ , де  $^{231}\text{Pa}$  – елемент протактиній, який утворюється в морській воді під час радіоактивного розпаду  $^{235}\text{U}$  і уран піддається процесу гідролізу. Процес накопичення та виведення урану і протактинію та накопичення їх у морських відкладах однаковий.

*Нерівноважно-урановий метод* побудований на факті порівняно швидкого вивільнення  $^{234}\text{U}$  з ґрунтових вод у процесі звітрявання, на відміну від його материнського ізотопу –  $^{238}\text{U}$ . Метод використовують передусім для визначення віку карбонатів субаквального походження, у тому числі викопних коралів, черепашок молюсків тощо.

Перевага методу в тому, що до мінімуму знижується вплив процесів міграції речовини (хімічного елементу), оскільки аналіз виконують за одним і тим же хімічним елементом. Недоліком є специфічність його застосування, тобто метод “працює” зі зразками, які вміщують нерівноважне співвідношення  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ , для яких виявлені джерела постачання урану в геологічному минулому і геологічній сучасності. Під час застосування методу також треба враховувати, що:

- 1) умови у прісноводних водоймах протягом геологічного минулого були надзвичайно мінливі, що не гарантує точність визначення первинного вмісту елементу;
- 2) морські молюски додатково отримують значну кількість урану з відкладів, у яких вони захоронені;
- 3) отримані під час застосування цього методу дати для морських коралів узгоджуються з незалежно визначеним віком цих відкладів.

*Трековий метод.* Даткування по треках спонтанного поділу урану засновано на тому, що обидва ізотопи урану – як  $^{235}\text{U}$ , так і  $^{238}\text{U}$  піддаються самовільному

поділу, у результаті якого ядро розпадається на два осколки і випускаються декілька нейтронів. Однак періоди піврозпадів ізотопів  $^{238}\text{U}$  і  $^{235}\text{U}$  відносно спонтанного поділу різко відрізняються:  $5,9 \times 10^{15}$  років для  $^{238}\text{U}$  і  $1,8 \times 10^{17}$  років для  $^{235}\text{U}$ . Вклад ізотопу  $^{238}\text{U}$  в утворення осколків поділу настільки домінує, що роллю  $^{235}\text{U}$  можна знехтувати. Більше того, у природному урані  $^{235}\text{U}$  має надзвичайно малий вміст.

Внаслідок кулонівського відштовхування осколки, які виникли внаслідок поділу, розлітаються у протилежні боки з великою енергією. Під час їхнього гальмування у речовині зразка ця енергія передається атомам цієї речовини, що призводить до появи у ній зон радіаційних порушень. Щільність радіаційних порушень дуже велика: осколки буквально "випалюють" у тілі зразка циліндричні порожнини, які фіксують пробіг осколків – це так-звані *треки*. Довжина цих треків дорівнює приблизно 10–15 мкм. Якщо зразок містить на мільйон власних атомів один ізотоп урану, то за кожні десять тисяч років через площадку в один квадратний сантиметр всередині зразка пройде приблизно двадцять осколків спонтанного поділу урану.

Треки, які утворені осколками поділу урану, легко зробити видимими у звичайному мікроскопі. Для цього достатньо протравити досліджуваний зразок у кислоті протягом декількох хвилин. Під час протравлювання зразок у зоні радіаційного порушення розчиняється, виникають порожнини, які доступні для спостереження. Підрахувавши щільність треків, і знаючи вміст урану у зразку, можна визначити його вік.

З часом кількість ізотопів  $^{238}\text{U}$  зменшується у результаті процесів  $\alpha$ -розпаду і спонтанного поділу. Кількість ядер ізотопу сьогодні визначається співвідношенням:

$$^{238}\text{U} = ^{238}\text{U}_0 e^{-(\lambda_\alpha + \lambda_s) t}, \text{ де}$$

$\lambda_\alpha$  та  $\lambda_s$  – відповідно константи  $\alpha$ -розпаду та спонтанного поділу.

Оскільки  $\alpha$ -розпад є більш ймовірним процесом у порівнянні зі спонтанним поділом, тому можна використати наступний вираз:

$$^{238}\text{U} = ^{238}\text{U}_0 e^{-\lambda_\alpha t}$$

Звідси, число актів спонтанного поділу за час  $t$  дорівнює:

$$N_s = ^{238}\text{U} (e^{\lambda_\alpha t} - 1) \lambda_s / \lambda_\alpha, \text{ де}$$

$N_s$  – продукти спонтанного поділу (осколки).

З цього співвідношення легко отримати формулу для розрахунку віку досліджуваного зразка:

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \left[ 1 + \frac{\lambda_\alpha}{\lambda_s} \times \frac{N_s}{^{238}\text{U}} \right]$$

Беззаперечною перевагою цього методу датування є відсутність фону – практично нема джерел, які б залишали у зразках треків, які б можна помилково прийняти за треки спонтанного поділу ізотопів урану. До переваг методу відноситься і його простота та можливість використовувати невеликі за розміром зразки.

*Радіосвинцевий метод* використовують, передусім, для датування процесів сучасного осадонагромадження, особливо у придельтових частинах морів і океанів, аналізу верхніх частин льодовиків, торфовищ. Він також дає змогу вирішувати деякі вузькоспеціалізовані геолого-географічні проблеми, наприклад, реконструкцію процесів перемішування товщ морських вод.

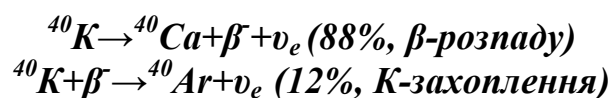
Радіосвинець  $^{210}\text{Pb}$  накопичується в атмосфері в разі надходження до неї його попередника у ряді радіоактивного розпаду – газоподібного радону  $^{222}\text{Rn}$ . Час перебування  $^{210}\text{Pb}$  в атмосфері обмежений декількома тижнями, тому однорідного розподілу радіосвинцю в атмосфері не спостерігають. Проте внаслідок домінування площі поверхні океанів серед загальної площі поверхні Землі значна частина радіосвинцю переміщується над поверхнею Світового океану і там випадає разом з атмосферними опадами. Солі свинцю мають малу розчинність і швидко випадають у складі осаду на дно океану. За аналогічною схемою радіоактивний свинець потрапляє у товщу льодовиків, континентальних відкладів. Віковий діапазон “роботи” методу досягає максимум 120 років.

**Датування за кількістю накопичених стабільних ізотопів.** Датування деяких об’єктів можливе як за кількістю накопичених *стабільних ізотопів* (друга група методів абсолютних датувань), що виникають під час розпаду радіоізотопів, так і за розпадом одиничних радіоактивних ізотопів: калію, рубідію, ренію та ін. Ці методи за материнськими ізотопами і продуктами розпаду отримали подвійні назви, наприклад:

- а) калій-аргоновий ( $^{40}\text{K}$ – $^{40}\text{Ar}$ );
- б) рубідій-стронцієвий ( $^{87}\text{Rb}$ – $^{86}\text{Sr}$ );
- в) реній-осмієвий ( $^{187}\text{Re}$ – $^{186}\text{Os}$ ) та ін.

За віковим діапазоном і придатним для датувань матеріалом більшість цих методів практично не застосовують до плейстоценових відкладів, окрім калій-аргонового методу, який за верхньої межі датувань у 100 000 років може бути застосований для аналізу віку вулканічних товщ.

**Калій-аргоновий метод.** Калій – один з найпоширеніших елементів у земній корі. Він має три ізотопи:  $^{39}\text{K}$ ,  $^{40}\text{K}$ ,  $^{41}\text{K}$ , з них лише  $^{40}\text{K}$  з природною радіоактивністю, вміст якого у природній суміші ізотопів калію дорівнює 0,012%. Розпад цього ізотопу відбувається двома шляхами, з утворенням двох дочірніх елементів:  $^{40}\text{Ca}$  і  $^{40}\text{Ar}$ , причому 89%  $^{40}\text{K}$  – з утворенням  $^{40}\text{Ca}$  і лише 11% – на  $^{40}\text{Ar}$ :



У випадку подвійного розпаду вік визначають за накопиченням або кальцію, або аргону. Однак здебільшого використовувати кальцій неможливо з огляду на поширення у гірських породах нерадіоактивного  $^{40}\text{Ca}$ , окрім датування силівнівмісних товщ. У решті випадків визначають концентрації аргону. Тут найпридатніші глауконіт, калієві слюди, польові шпати.

Період піврозпаду  $^{40}\text{K}$  дорівнює  $1,32 \times 10^9$  років і ця величина характеризує зменшення радіоактивного ізотопу калію внаслідок обох перетворень.

Наступний, *реній-осмієвий*, метод абсолютних датувань рідко використовуються для датувань осадових відкладів антропогену. Реній – розсіяний елемент і як домішок зустрічається майже в усіх мінералах інших елементів, особливо у силікатних мінералах. Реній має два природних ізотопи  $^{185}\text{Re}$  і  $^{187}\text{Re}$ , з них  $^{187}\text{Re}$  є радіоактивним і перетворюється у стабільний  $^{187}\text{Os}$  шляхом емісії  $\beta$ -частинки.

Застосування реній-осмієвого методу датування довгий час було проблемним, оскільки не було точних даних про період піврозпаду  $^{187}\text{Re}$  і відсутністю деяких аналітичних даних, зумовлених низькою концентрацією Os у силікатних мінералах. Сьогодні період піврозпаду ренію встановлений і дорівнює  $4,56 \pm 0,11 \times 10^{10}$ .

В останні роки реній-осмієвий метод став активно застосовуватися для датування багатих органікою сланців. Крім того, співвідношення ізотопів осмію  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  використовуються в якості показника інтенсивності звітрювання на континентах, оскільки підвищення даного співвідношення прямо пропорційне ступеню звітрювання.

*Рубідій-стронцієвий метод* датувань застосовують головно для датувань магматичних порід. Даний метод ґрунтується на наступному: досліджуваний зразок ділиться на декілька проб, якщо всі вони покажуть однаковий вік, то його можна з впевненістю прийняти за вік породи. Для того щоб отримати декілька проб, зазвичай беруть або різні мінерали одного і того ж зразка, або ділять сам зразок на декілька частин. Оскільки ці проби, звичайно ж, утворились в один і той же ш час, то за коректності методу повинні отримати однакові дати для кожної проби. Цей принцип видається очевидним, однак у випадку з рубідій-стронцієвим методом його використовувати неможливо. Під час визначення віку порід заміряють у них відношення кількості материнських елементів, які піддалися розпаду, до кількості утворених з них дочірніх елементів. Наприклад, у випадку з калій-аргоновим методом можна вважати, що увесь аргон-40, який міститься у породі, утворювався під час материнського елемента калію-40. Однак у випадку з рубідій-стронцієвим методом ми вже не маємо права вважати, що увесь стронцій-87, який вміщується у породі, утворився під час розпаду рубідію-87, адже у магмі вже є певна кількість стронцію-87. Тому для повноцінного застосування рубідій-стронцієвого методу датувань вкрай важливо встановити, яка частина стронцію-87 досліджуваного зразка утворилась з рубідію-87.

Великий період піврозпаду рубідію-87 ( $^{87}\text{Rb}$ ) обумовлює повільне накопичення радіогенного стронцію-87 ( $^{87}\text{Sr}$ ), у зв'язку з чим третинні відклади є наймолодшими, які можна датувати за допомогою цього методу. Найбільш

зручними при цьому є зразки, які мають високе співвідношення  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  – це біотит, мусковіт, хлорит, калієвий польовий шпат.

Важливою є поведінка  $^{87}\text{Rb}$ - $^{87}\text{Sr}$  системи у процесах метаморфізму, часто накладеній на древні магматичні породи. Доведено, що навіть за невисоких температур можливий частковий обмін  $^{87}\text{Sr}$  між мінералами. Наприклад, радіогенний  $^{87}\text{Sr}$ , який винесений з біотиту, зазвичай не покидає породи, а концентрується в сусідніх Са-вміщуючих мінералах (апатитах, плагіоклазах). Тому часто вік, визначений  $^{87}\text{Rb}$ - $^{87}\text{Sr}$  методом по породі в цілому, виявиться достовірнішим, аніж по окремих мінералах. При цьому рекомендується відбирати біля 30 кг породи, яка відповідає “закритій” системі.

Осадкові породи рубідій-стронцієвим методом датують по аутигенних глинистих мінералах (ілліту, смектитам). По породі в цілому осадові товщі датувати неможна, оскільки вони можуть містити залишковий стронцій у складі уламкової фракції.

### *Контрольні питання*

1. Розкрийте суть радіовуглецевого методу датувань.
2. Який діапазон палеогеографічних подій можна охопити радіовуглецевим методом датувань?
3. Розкрийте суть радіокремнієвого методу датувань.
4. Розкрийте суть радіоберилієвого методу датувань.
5. Розкрийте суть радіохлорного методу датувань.
6. Які методи визначення абсолютного віку за теригенними ізотопами сьогодні розроблено?
7. Яких умов слід дотримуватись для визначення віку за проміжними продуктами розпаду?
8. Розкрийте суть іоній-торієвого методу датувань.
9. Розкрийте суть іоній-протактинієвого методу датувань.
10. Розкрийте суть нерівноважно-уранового методу датувань.
11. Розкрийте суть трекового методу датувань.
12. Розкрийте суть радіосвинцевого методу датувань.
13. Перелічіть методи датувань за кількістю накопичених стабільних ізотопів.
14. Розкрийте суть калій-аргонового методу датувань.
15. Розкрийте суть реній-осмієвого методу датувань.
16. Розкрийте суть рубідій-стронцієвого методу датувань.



### ЗМІСТОВИЙ МОДУЛЬ 3.

#### ТЕМА 1. НЕПРЯМІ МЕТОДИ ДАТУВАНЬ. ТЕРМОЛЮМІНІСЦЕНТНИЙ МЕТОД ДАТУВАНЬ.

Метод термолюмінесценції застосовують для датування континентальних осадових порід за кварцом, польовими шпатами, карбонатами, він ґрунтується на явищі *акумуляції та перетворення цими мінералами чи породами енергії радіаційного поля*. Осадові гірські породи містять значні кількості природних радіоактивних елементів: урану, торію, а також радіоізоотопів калію. Ядерне випромінювання цих елементів збуджує атоми інших елементів. Чим більше часу минуло, тим більша енергія повинна накопичуватися у даному зразку породи. Тобто, допоки кристал лежить у темному, прохолодному місці кількість “збуджених” електронів у ньому зростає, енергія накопичується.

Щоб звільнити цю, акумульовану, енергію, достатньо швидко нагріти досліджуваний зразок до температури 100–400 °С. У цьому випадку висвічується електромагнітне випромінювання (*люмінесценція*), яке можна зареєструвати і виміряти. Вік досліджуваного зразка при цьому вираховується за формулою:

$$t=S/(dP), \text{ де}$$

$S$  – світловихід, який відповідає тій дозі енергії, яка була накопичена у зразку з моменту опромінення;  $d$  – середній світловихід, який припадає на одиницю дози накопичення енергії;  $P$  – середня швидкість поглинання енергії за один рік.

Збуджені електрони під час нагрівання і віддачі накопиченої енергії у вигляді люмінесценції “заспокоюються” і повертаються на звичайні орбіти і “люмінесцентний хронометр” обнулюється.

Люмінесценція також пов’язана з радіоактивним опроміненням мінералів і порід у природних умовах (іонізуючим випромінюванням Сонця), під час якого відбувається збудження атомів мінералу і зміни енергії його кристалічної ґратки – виникає запас світлосуми. За термолюмінесцентними властивостями визначають дозу поглинутої мінералом радіації і, відповідно, тривалість активації з моменту його захоронення. Тривалість активації кварцу – весь період формування кварцвмісних горизонтів; їхнє захоронення пов’язане з утворенням нового перекиривного горизонту.

Однак, на кількість накопиченого кристалом світла впливає багато факторів, у першу чергу – структура кристалу, кількість дефектів кристалічної ґратки і, звичайно, рівень радіації у тому місці (або місцях), де кристал знаходиться. Цей рівень міг, наприклад, змінюватися через періодичні контакти кристалу з ґрунтовими водами.

Похибка замірів віку цим методом залежить і від точності визначення середньої швидкості поглинання енергії за один рік. Щоб знизити похибку,

потрібно знати вміст радіоактивних елементів не тільки у матеріалі зразка, а і тому середовищі, яка оточує зразок. З іншого боку, річна доза середньої швидкості поглинання енергії за один рік залежить від індивідуальних властивостей досліджуваного зразка. Для виявлення цієї залежності зазвичай створюється контрольний зразок, який піддається ядерному опроміненню з наступним заміром термолюмінесцентного ефекту. При цьому, ця доза, яка надана зразку, повинна бути точно відомою.

Крім того, слід розуміти, що кристали порід працюють не як хронометри, а як дозиметри. Кількість накопиченого кристалом світла показує не час як такий, а сумарну дозу отриманого кристалом опромінення. Використання цієї властивості кристалів для отримання абсолютних дат базується на припущенні про постійність радіаційного фону у тому місці, де знаходиться кристал.

Люмінесцентні методи дозволяють датувати зразки віком приблизно від 100 до 200 000 років і в ідеалі дають похибку не більше 10%.

Широке застосування термолюмінесцентного (ТЛ) методу зумовлене роботою з кварцом і карбонатами – складниками лесів, чи не найпоширенішим типом четвертинних відкладів в Україні, зокрема у Галицькому Придністер'ї (табл. 7).

Таблиця 7

**Термолюмінесцентні датування відкладів Галицького Придністер'я [14]**

<i>ТЛ - дати</i>	<i>Схема стратиграфії четвертинних відкладів території Галицького Придністер'я</i>	<i>Загальна стратиграфічна шкала</i>	
		<i>Ланка</i>	<i>Розділ</i>
	Сучасний ґрунт	Сучасна	Голоцен
110±8	Верхній горизонт верхньоплейстоценових лесів, дубнівський ґрунт, нижній горизонт верхньоплейстоценових лесів	Плейстоцен	Верхній
143±32	Горохівський викопний ґрунтовий комплекс		Середній
137±39	Верхній горизонт середньоплейстоценових лесів		
223±60	Коршівський викопний ґрунтовий комплекс		
	Нижній горизонт середньоплейстоценових лесів		

	Луцький викопний ґрунт		Нижній
	Верхній горизонт нижньоплейстоценових лесів		
460±140	Сокальський викопний ґрунт		
532±101	Нижній горизонт нижньоплейстоценових лесів		
644±174	Викопний ґрунтовий комплекс типу солотвин		
738±207	Леси (глейовий горизонт, соліфлюкційний горизонт)		
	Викопний ґрунтовий комплекс типу загвіздя	Еоплейстоцен	
744±301			
	Алювій тераси у Загвізді		

## ТЕМА 2. ПАЛЕОМАГНІТНИЙ МЕТОД ДАТУВАНЬ.

Використання методу палеомагнітних датувань ґрунтується на властивості гірських порід набувати *залишкову намагніченість* під час їхнього накопичення у напрямі геомагнітного поля, яке за час існування Землі неодноразово змінювалось (північний і південний магнітні полюси Землі мінялися місцями, і ці події зафіксовані у породі).

Зміни полярності були глобальними, тому *палеомагнітний метод* датувань застосовують як у глобальному, так і в регіональному масштабах. Відстеження змін (*інверсій*) геомагнітного поля, тривалість *безінверсійних інтервалів*, зафіксованих у товщі, дають матеріали для стратиграфічного розчленування відкладів на окремі горизонти та їхньої кореляції.

Частота інверсій, тривалість безінверсійних періодів були відмінними в різні геологічні епохи. Порівняно великі інтервали (до декількох сотень тисяч років), коли геомагнітне поле мало переважно одну полярність (пряму, чи обернену) називають *магнітними епохами*. Короточасні зміни полярності в межах епох на протилежні називають *епізодами, екскурсами*. Протягом кайнозою відбулось декілька інверсій геомагнітного поля Землі, які розділяють геомагнітні епохи. Епохи мають свою нумерацію, з парними номерами – це епохи оберненої полярності, а з непарними – прямої. Останнім чотирьом епохам присвоєно власні назви: *Гільберт* (четверта), *Гаусс* (третя), *Матуяма* (друга) і *Брюнес* (перша). Перша епоха, *епоха Брюнес* – це сучасна геомагнітна епоха, що триває останні приблизно 778 тисяч років. Тобто інверсія (зміна) геомагнітного поля Землі від епохи оберненої намагніченості Матуяма до епохи прямої намагніченості Брюнес відбулась приблизно 700 тисяч років тому. Межа Матуяма–Брюнес (Б/М) є головним палеомагнітним репером антропогену, що свідчать про межу між *еоплейстоценовими і плейстоценовими відкладами* у товщі розрізів (табл. 8).

## Шкала геомагнітної полярності [5, 10, 14]

Загальна стратиграфічна шкала		Галицьке Придністер'я	Палеомагнітні епохи	Палеомагнітні епізоди	Вікові межі епох, епізодів
Розділ	Ланка				
Голоцен	Сучасна	Сучасний ґрунт			
Плейстоцен	Верхня (верхній плейстоцен)	Верхній горизонт верхньоплейстоценових лесів	Б Р Ю Н Е С	Лашамп	~ 42
		Дубнівський ґрунт			
		Нижній горизонт верхньоплейстоценових лесів			
		Горохівський викопний ґрунтовий комплекс			
	Середня (середній плейстоцен)	Верхній горизонт середньоплейстоценових лесів		Блейк	108–112
		Коршівський викопний ґрунтовий комплекс		Біва I	170–180
		Нижній горизонт середньоплейстоценових лесів		Біва II	280–290
	Нижня (нижній плейстоцен)	Луцький викопний ґрунт		Біва III	~400
		Верхній горизонт нижньоплейстоценових лесів		Імперор	470–490
		Сокальський викопний ґрунт			
		Нижній горизонт нижньоплейстоценових лесів		Урекі	620
		Леси (глейовий горизонт)			
		Викопний ґрунтовий комплекс типу солотвин			
		Леси (глейовий горизонт, соліфлюкційний горизонт)			
Викопний ґрунтовий		<b>778</b>			

Еоплей-стоцен	комплекс типу загвіздя	<b>МАТУЯМА</b>
	Алювій шостої тераси	

Яскравим прикладом важливості палеомагнітного методу у вирішенні проблем часу формування відкладів території Галицького Придністер'я, долини Дністра та навіть усього Передкарпаття є палеомагнітні дані з розрізу біля с. Загвіздя.

Згідно з морфологічними критеріями, тобто відносною висотою тераси стосовно русла Бистриці-Солотвинської, розташуванням у борті глибоко врізаної долини річки, розріз повинен репрезентувати внутрішню будову тераси, молодшої від еоплейстоценової шостої. Оскільки за загальноприйнятою схемою геоморфологічної будови долини Дністра ця тераса разом із сьомою належить до так званих надканьйонних, що розташовані на межиріччях правих приток Дністра, а не у борті долини. Однак над алювієм тераси в одному з трьох викопних ґрунтів, які стратиграфічно відповідають викопному ґрунту типу широкине, відповідно до палеомагнітних даних визначено межу епох Матуяма–Брюнес. Отже, час накопичення алювію припав на еоплейстоцен, тобто на час формування шостої тераси річки. Якщо це шоста тераса, тоді потрібно переглядати час формування двох терас, розташованих уже на межиріччі Бистриці-Солотвинської–Лімниці, які сьогодні описують як шосту еоплейстоценову і найдавнішу верхньопліоценову сьому тераси.

Це спонукає до ґрунтового перегляду схеми геоморфологічної будови долини Дністра (кількості терас, часу їхнього формування тощо), а далі – і корекції головних етапів формування рельєфу всього Передкарпаття.

### **ТЕМА 3. ІЗОТОПНО-КИСНЕВА ШКАЛА.**

Ритмічні кліматичні коливання у межах циклу материкове зледеніння (*гляціал*)–материкове потепління (*інтергляціал*), які характерні для антропогену, зумовили також зміни газового складу атмосфери, що зафіксоване у відкладах і може бути використане як еталон для часового розчленування антропогену. У цьому разі треба відшукати таке:

- а) відклади, які б зберігали інформацію про газовий склад атмосфери, а отже, і про фізико-географічні умови часу їхнього накопичення;
- б) розріз, у якому б зберігалися відклади, накопичені протягом усього антропогену, без перерв в осадонагромадженні.

Одним з найпоширеніших елементів на Землі є кисень, що утворює тверді, рідкі й газоподібні сполуки, як звичайно стабільні в широкому діапазоні температур. Кисень має також три *стабільні ізотопи* –  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$ ,  $^{18}\text{O}$ , співвідношення вмісту будь-яких двох з них в одній сполуці (наприклад, гідросфері) до їхнього співвідношення в іншій (знову ж гідросфері) суттєво залежить від температур. Переважно визначають співвідношення  $^{16}\text{O}$  до  $^{18}\text{O}$  як найпоширеніших та з найбільшою різницею мас.

У теплі проміжки антропогену домінувало випаровування води з океану, тому разом з водяною паром в атмосферу швидше піднімалися легкі молекули  $^{16}\text{O}$ , відповідно, у гідросфері співвідношення вмісту  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  змінювалось у бік зростання (одна сполука). І навпаки, у холодні проміжки антропогену співвідношення зменшувалось (в іншій сполуці), а зафіксували ці зміни співвідношень *планктонні форамініфери*. Планктон – сукупність дрібних організмів, що живуть у товщі води і нездатні протистояти перенесенню течією; складається з різних видів бактерій, деяких водоростей (фітопланктон), молюсків, ракоподібних (зоопланктон) тощо. Форамініфери – підклас простіших з класу саркодових, будують вапнякові, кремневі черепашки, живуть у морях, океанах. Вони формують карбонат кальцію мушель ( $\text{CaCO}_3$ ) в умовах ізотопної рівноваги з морською водою. Тобто співвідношення  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  у карбонатній речовині планктонних форамініфер аналогічне за співвідношення у морській воді.

Процеси відмирання і безперервного та рівномірного накопичення решток планктонних форамініфер на дні морів і океанів у товщі осадових відкладів дає змогу за змінами співвідношення  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  (ізотопні стадії) у карбонатній речовині відтворити кількість, тривалість кліматичних змін протягом антропогену. У цьому разі приймають, що, по-перше, акваторії морів і океанів є ареалами винятково акумуляції матеріалу, який надходить із суші внаслідок розмивання ріками, талими льодовиковими водами, екзарації льодовими щитами, розвіювання вітром тощо; по-друге, об'єми надходжень і акумуляції матеріалу протягом геологічного часу були незмінними.

Розрахунок *вікових оцінок ізотопних стадій* (кліматичних коливань) виконували з керну свердловини, закладеної на дні Тихого океану біля о. Нова Гвінея на глибині понад 3 км. За змінами співвідношення  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  у керні відклади були розділили на 22 ізотопні яруси, зокрема 19-й ярус збігся з інверсією Матуяма/Брюнес, яку провели на рівні 690 тис. років тому.

На засадах незмінної швидкості осадонагромадження протягом усього антропогену за потужностями відкладів розраховано вік усіх ярусів (табл. 9).

Таблиця 9

**Ізотопно-киснева шкала кліматичних подій екваторіальної зони Світового океану та її кореляція зі стратиграфічними горизонтами лесово-грунтової серії Галицького Придністер'я [14]**

<i>Ізотопний ярус</i>	<i>Вік ярусів за швидкістю осадоагромадження у Світовому океані, тис. років</i>	<i>Вік ярусів згідно з сучасними уявленнями, тис. років</i>	<i>Схема стратиграфії четвертинних відкладів території Галицького Придністер'я</i>	<i>ТЛ датування відкладів Галицького Придністер'я</i>
-----------------------	---	---	--	---

1-4	75	80	Сучасний ґрунт, верхній горизонт верхньоплейстоценових лесів, дубнівський ґрунт, нижній горизонт верхньоплейстоценових лесів	110±8
5	128	125	Горохівський викопний ґрунтовий комплекс	143±32
6	195	170	Верхній горизонт середньоплейстоценових лесів	137±39
7	251	240	Коршівський викопний ґрунтовий комплекс	223±60
8	297	290	Нижній горизонт середньоплейстоценових лесів	
9	347	400	Луцький викопний ґрунт	
10	367		Верхній горизонт нижньоплейстоценових лесів	
11	440		Сокальський викопний ґрунт	460±140
12	472		Нижній горизонт нижньоплейстоценових лесів	532±101
13	502	550	Викопний ґрунтовий комплекс типу солотвин	644±174
14	542			
15	592			
6	627	610	Леси (глейовий горизонт, соліфлюкційний горизонт)	738±207
17	647	670	Викопний ґрунтовий комплекс типу загвіздя	744±301
18	688	700		
19	700**	778   Б/М*		
20				
21				
22			Алювій тераси у Загвізді	

\**В/М* – межа палеомагнітних епох Брюнес–Матуяма (межа між плейстоценом і еоплейстоценом).

\*\*Згідно із сучасними даними межу Б/М проводиться на рівні 778 тис. років.

#### **ТЕМА 4. АМІНО-КИСЛОТНИЙ МЕТОД ДАТУВАНЬ.**

Амінокислотний метод заснований на біохімічних реакцій під час яких амінокислоти, з яких побудовані білки усіх живих організмів (оптично-активні – *L*-ізомери), після смерті організму поступово рацемізують, тобто перетворюються в суміш оптично-активних (*L*-ізомери) та оптично неактивних (*D*-ізомери). Співвідношення типів білків прямо залежить від часу – з віком воно збільшується.

Отже метод застосовується у тому випадку, коли у товщі відкладів захороненні скам'янілості.

Крім того, метод застосовується тільки у випадку доброї збереженості органіки, в якій збереглась достатня кількість первинного органічного матеріалу.

Інша складність застосування цього матеріалу полягає у тому, що швидкість рацемізації наряду залежить від температури. Тому, наприклад, для зразків з помірних широт метод має роздільну здатність на рівні 20–30 тис. років, але використовується лише для молодих відкладів (не старших 2 млн. років). У полярних районах метод одзволяє датувати старші зразки (до 5–6 млн. років), але з меншою точністю, з помилкою порядку 100 тис. років.

### *Контрольні питання*

1. На чому ґрунтується термолюмінесцентний метод датувань?
2. Які фактори впливають на кількість накопиченого кристалом світла?
3. На чому ґрунтується метод палеомагнітних датувань?
4. Що називають геомагнітними епохами?
5. Що називають геомагнітними епізодами?
6. Перелічіть останні чотири геомагнітні епохи?
7. Що є головним палеомагнітним репером антропогену?
8. Розкрийте суть ізотопно-кисневого методу датувань.
9. На чому заснований амінокислотний метод датувань?



# ПРАКТИЧНІ ЗАНЯТТЯ

## ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ № 1

**Тема.** Робота на розрізах. Засвоєння методики проведення радіовуглецевих датувань.

Завдання до виконання

1. Підготувати розріз, який містить органічні рештки, до опису та відбирання проб.
2. Описати розріз та відібрати проби на радіовуглецеві датування.

Практичне заняття проводиться на базі розрізу континентальних четвертинних відкладів "Созань". Завдання виконуються групою студентів у складі 3–4 осіб. 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, 2]. На підставі аналізу літературних джерел, дотримання рекомендацій, отриманих на лекційних заняттях, розробляється план проведення польових досліджень.

На *польовому етапі* студенти під час підготування розрізу до опису та відбирання проб дотримуються певної процедури, зокрема:

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

Опис відслонень розпочинають лише у випадку абсолютної переконаності в непорушності залягання досліджуваних горизонтів. Опис розрізу виконують у певній послідовності:

1. Встановлюють форми та умови залягання відкладів.
2. Встановлюється назва породи шару (шарів), яка визначається за домінуючим у ній матеріалом.

3. Зазначають глибину залягання покрівлі і подошви досліджуваного горизонту, його потужність. Визначають причини змін потужностей, зокрема “поведінку” покрівлі й подошви горизонту.
4. Розкривають характер переходів (контактів) між описуваним горизонтом і перекривною, підстильною товщею. Особливо прискіпливо вивчають можливість фіксації в приконтатовій частині горизонту перерв в осадонагромадженні або розмиву, локального, чи розвинутого по всій довжині горизонту.
5. Описують включення органічного (флористичні та фауністичні рештки) походження.
6. Відбирають та документують включення органічного походження.
7. Спираючись на опис органічних включень висувають гіпотези віку порід описуваного горизонту.
8. Замальовують відслонення.

На *камеральному етапі* студенти працюють над побудовою та описом розрізу відслонення із зазначенням місця відбирання проб (включень органічного походження). Спираючись на опис відслонення висувають гіпотези щодо віку порід описуваного горизонту та відтворюють головні етапи осадонагромадження.

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

Рекомендована література:

1. *Яцишин А.* Етапи морфогенезу північно-західної частини долини Дністра / А. Яцишин, А. Богуцький, 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. 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.
3. *Jacyszyn A.* Ewolucja doliny Strwiąza w różnym glacie i holocenie na przedpolu Wschodnich Karpat (Zachodnia Ukraina) / P. Gębica, L. Starkel, A. Jacyszyn, A. Budek, M. Krompec, N. Kalinowycz // 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. 106–116.

## ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ № 2

**Тема.** Робота на розрізах. Засвоєння методики проведення термолюмінесцентного методу датувань.

### Завдання до виконання

1. Підготувати розріз лесово-грунтової товщі до опису та відбирання проб.
2. Описати розріз, розчленувавши лесово-грунтову товщу на стратиграфічні горизонти.

### 3. Відібрати проби на термолюмінесцентні датування.

Практичне заняття проводиться на базі розрізів континентальних четвертинних відкладів "Торгановичі 1 та 2". Завдання виконуються групою студентів у складі 3–4 осіб. 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, 3]. На підставі аналізу літературних джерел, дотримання рекомендацій, отриманих на лекційних заняттях, розробляється план проведення польових досліджень.

На *польовому етапі* студенти виконують підготовку розрізу до опису, опис відслонення та відпрацьовують процедуру відбору проб на термолюмінесцентні датування. Під час роботи на відслоненнях дотримуються певної процедури, зокрема:

1. Виконують зачищення відслонення.
2. Присвоюють номер тому або іншому шару у товщі відкладів відслонення.
3. Зазначають глибину залягання покрівлі і підшови досліджуваних горизонтів, їхню потужність.
4. Називають відклади, описують їхній літологічний склад, колір, структуру тощо.
5. Описують умови залягання відкладів.
6. Розкривають характер переходів (контактів) між описуваними горизонтами і перекривними, підстильними товщами.
7. Висувають гіпотези генезису і віку порід описуваних горизонтів.
8. Замальовують відслонення.
9. Відбирають та документують проби на термолюмінесцентні датування.

Роботи на відслоненні розпочинають лише у випадку абсолютної переконаності в непорушності залягання досліджуваних горизонтів.

На *камеральному етапі* студенти працюють над побудовою та описом розрізу відслонення з розділенням досліджуваних товщ на одиниці, придатні для стратиграфічної кореляції та зазначенням місця відбирання проб.

Для розчленування досліджуваних товщ на стратиграфічні одиниці використовується відповідна схема стратиграфії четвертинних відкладів Передкарпаття, прилеглої частини Поділля [3].

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

Рекомендована література:

1. *Яцишин А.* Етапи морфогенезу північно-західної частини долини Дністра / А. Яцишин, А. Богуцький, 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. 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.
3. Lessy i paleolit Naddniestrza halickiego (Ukraina). / Pod red. T. Madeyskiej.– Krakow: Studia geologica Polonica.–Vol. 119.–Czesc III.–2002.

### ПРАКТИЧНЕ ЗАНЯТТЯ № 3

**Тема.** Засвоєння методики проведення ізотопно-кисневих датувань.

#### Завдання до виконання

1. Скорелювати лесово-грунтові горизонти розрізів антропогенових відкладів з ізотопними ярусами.
2. Провести палеогеографічні реконструкції етапів осадонагромадження відкладів у досліджуваних розрізах та прилеглих територіях.

Практичне заняття проводиться на базі описів розрізів лесово-грунтових товщ Передкарпаття, Поділля. Розрізи, які отримують в завданні студенти, розбиті на стратиграфічні горизонти, а деякі з відкладів розрізів продатовані термолюмінесцентним, радіовуглецевим методами. Завдання студентів полягають в кореляції виокремлених горизонтів з ізотопно-кисневими стадіями лесово-грунтових відкладів Передкарпаття, прилеглої частини Поділля та відтворення етапів осадонагромадження у досліджуваних розрізах та прилеглих територіях.

#### Рекомендована література

1. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений / [под. ред. Г. С. Ганешина].–Ленинград: Недра, 1987.–307 с
2. 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.
3. Lessy i paleolit Naddniestrza halickiego (Ukraina). / Pod red. T. Madeyskiej.– Krakow: Studia geologica Polonica.–Vol. 119.–Czesc III.–2002.

## *ТЕМИ ДЛЯ САМОСТІЙНОГО ОПРАЦЮВАННЯ*

10. Области застосування результатів абсолютних датувань відкладів у палеогеографії, геоморфології.
11. Поняття про стратиграфічну і геохронологічні шкали.
12. Генетичні типи континентальних осадових порід. Умови їхнього утворення, фаціальні та просторові відмінності.
13. Принципи стратиграфічного розчленування антропогену. Кліматостратиграфічний принцип розчленування.
14. Схема стратиграфії лесово-грунтової серії Волино-Поділля.
15. Схема стратиграфії лесово-грунтової серії України (схема УМРСК).
16. Схема стратиграфії лесово-грунтової серії суміжних територій (Польщі та інших країн).
17. Біостратиграфічний принцип розчленування антропогену. Біостратиграфічні методи визначення віку: спорово-пилковий (палінологічний) аналіз, діатомовий та інші аналізи.
18. Палеозоологічні методи визначення віку: вивчення фауни великих ссавців, мікротеріофауністичний метод, палеомалакологічний (палеомалакофауністичний) та інші методи.
19. Мікроморфологічний і мікротекстурний аналізи шліфів.
20. Методи палеогеографічних аналізів: геоморфологічний метод, гранулометричні методи, методи морфоскопії уламків.
21. Аналіз фізико-механічних властивостей відкладів, аналізу текстур та інші методи.
22. Археологічні дослідження у палеогеографії.
23. Порядок проведення геолого-геоморфологічних досліджень розрізів відкладів антропогену.
24. Поняття “опорний розріз”. Методичні основи вивчення опорних розрізів.
25. Проблеми кореляції відкладів і палеогеографічних подій антропогену.
26. Використання палеогеографічних даних для потреб довготермінових географічних прогнозів.

## ПРИКЛАДИ ТЕСТОВИХ ЗАВДАНЬ

1. За законом радіоактивного розпаду в геохронології визначають кількість:  
а) ядер, що не розпались, за відомої їхньої початкової концентрації та ядер продукту розпаду  
б) тільки ядер, що не розпались, за відомої їхньої початкової концентрації  
в) ядер, що не розпались, за не відомої їхньої початкової концентрації  
г) тільки ядер продукту розпаду
2. Які продукти розпаду мають найбільший інтерес для радіогеології:  
а) довгоживучі, які утворились разом з іншими, нерадіоактивними ізотопами земної речовини  
б) порівняно короткоживучі проміжні продукти розпаду урану і торію  
в) ізотопи, які постійно утворюються за рахунок природних ядерних реакцій в атмосфері і земній корі  
г) жодні з них не мають інтересу для радіогеології
3. Які ряди розпаду, що називаються за родоначальними, початковими, елементами цих рядів, виявлено в природі:  
а) ряд урану, торію, актиноурану  
б) ряд урану, торію, стронцію  
в) ряд осмію, торію, актиноурану  
г) ряд урану, ренію, актиноурану
4. Порівняно молоді, вік яких досягає 4 тисяч років, глибоководні відклади можна датувати за допомогою:  
а) радіокремнієвого методу  
б) радіовуглецевого методу  
в) нерівноважно-уранового методу  
г) радіосвинцевого методу
5. Яким методом можна датувати вулканічні урановмісні мінерали:  
а) трековим  
б) радіокремнієвим  
в) калій-аргоновим  
г) іоній-урановим
6. Яким методом можна датувати вулканічні калієвмісні мінерали:  
а) трековим  
б) радіокремнієвим  
в) калій-аргоновим  
г) іоній-урановим
7. Який метод датувань не відноситься до радіологічної групи методів:  
а) ізотопно-кисневий  
б) радіовуглецевий  
в) радіокремнієвий  
г) радіоберилієвий
8. Який метод датувань відноситься до групи фізичних методів:  
а) термолюмінесцентний  
б) радіосвинцевий  
в) іоній-урановий  
г) нерівноважно-урановий

9. Який з методів ґрунтується на такому припущенні: якщо всі проби досліджуваного зразка покажуть однаковий вік, то його можна з впевненістю прийняти за вік цієї породи:

- |                        |                        |
|------------------------|------------------------|
| а) рубідій-стронцієвий | в) термолюмінесцентний |
| б) ізотопно-кисневий   | г) трековий            |

10. Який з методів датувань працює з континентальними й морськими відкладами за фауністичними рештками, біогенними карбонатами:

- |                   |                          |
|-------------------|--------------------------|
| а) амінокислотний | в) іоній-урановий        |
| б) палеомагнітний | г) нерівноважно-урановий |

## СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ЛІТЕРАТУРНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Абсолютная геохронология четвертичного периода / [под ред. И. К. Ивановой, Н. В. Кинд и В. В. Чердынцева].—М.: Наука, 1963.—159 с.
2. Баранов В. И. Радиогеология / В. И. Баранов, Н. А. Титаева.—М.: Изд-во Московского ун-та, 1973.—242 с.
3. Коротун І. М. Прикладна геоморфологія: навч. посіб. / І. М. Коротун.—Рівне: Державне редакційно-видавниче підприємство, 1996.—80 с.
4. Кухлинг Х. Справочник по физике: пер. с нем. / Х. Кухлинг.—М.: Мир, 1982.—520 с.
5. Магнитостратиграфия плейстоцена: современное состояние, проблемы и перспективы исследований: материалы украинсько-польського семінару “Проблеми середньоплейстоценового інтергляціалу” (Луцьк, 12–16 вересня 2007 р.) / Бахмутов В.—Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2007.—С. 96–108.
6. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений / [под. ред. Г. С. Ганешина].—Ленинград: Недра, 1987.—237 с.
7. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений / [под. ред. А. К. Агаджанян, Б. А. Борисов, О. А. Брайцева и др.].—Л.: Недра, 1987.—308 с.
8. Рослый И. М. Палеогеография антропогена / И. М. Рослый.—К.: Вища школа, 1982.—172 с.
9. Руководство по изучению новейших отложений / [под ред. П. А. Каплина].—М.: Изд-во Москов. ун-та, 1976.—310 с.
10. Руководство по изучению новейших отложений. Второе издание / [под ред. П. А. Каплина].—М.: Изд-во Москов. ун-та, 1987.—238 с.
11. Славин В. И. Методы палеогеографических исследований / В. И. Славин, Н. А. Ясаманов.—М.: Недра, 1989.—255 с.
12. Харленд У. Б. Шкала геологического времени / У. Б. Харленд и др.—М.: Наука, 1985.—140 с.
13. 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.
14. Lessy i paleolit Naddniestrza halickiego (Ukraina). / [pod red. T. Madeyskiej].—Krakow: Studia geologica Polonica, 2002.—Vol. 119.—Czesc III.—287 s.