

Т.Є Данова
О.М. Прокоф'єв

ПАЛЕОКЛІМАТОЛОГІЯ

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Т.Є. Данова
О.М. Прокоф'єв

ПАЛЕОКЛІМАТОЛОГІЯ

Конспект лекцій

Одеса – 2013

ББК 26.323
Д 17
УДК 551.583.7

*Друкується за рішенням Вченої ради Одеського державного екологічного університету
(протокол № _____ від ____ . ____ .20__ р.).*

Данова Т.С., Прокоф'єв О.М.

Палеокліматологія: Конспект лекцій. –Одеса.

Конспект лекцій призначений для навчання магістрів з напряму підготовки – «Гідрометеорологія», спеціальність «Метеорологія». Метою викладання дисципліни «Палеокліматологія» є формування у студентів сучасних теоретичних уявлень про механізми формування, динаміку зміни клімату в минулому, ознайомлення з експериментальними методами вилучення кліматичної інформації з різних природних архівів. В конспекті лекцій розглянуті питання радіовуглецевого датування, палеокліматичних реконструкцій по льодяних ядрах, принципи отримання інформації з біологічного та неорганічного матеріалу океанічних відкладів, а також базові принципи дендрохронології та дендрокліматології і т.д.

Конспект лекцій використовується для денної форми навчання.

Зміст

	Вступ	5
1	Методи датування	6
	1.1 Радіовуглецеве датування: принципи, вимірювання, точність, джерела помилок	6
	1.2 Тривалі зміни вмісту важкого ізотопу вуглецю в атмосфері та їх причини	9
2	Палеокліматичні реконструкції по льодяних кернах	12
	2.1 Палеокліматичні реконструкції по льодяних кернах Антарктиди та Гренландії	12
	2.2 Вміст газів в атмосфері землі за даними полярних льодяних кернів	14
	2.3 Вулканічні зміни	15
	2.4 Кореляції між льодяними кернами Антарктиди та Гренландії	16
	2.5 Кореляції між льодяними кернами та морськими донними відкладами	16
	2.6 Льодяні керни з районів низьких широт Землі	17
3	Палеокліматична інформація з біологічного матеріалу океанічних відкладів	19
	3.1 Аналіз ізотопу кисню в реконструкції морської фауни: вміст ізотопу кисню в океанічній воді, стратиграфія ізотопного складу морських відкладів	19
	3.2 Ізотопні дані як індикатор змін рівня океану	21
	3.3 Дослідження відносного багатства видів біоти: Атлантичний океан, Тихий океан, Індійський океан.	21
	3.4 Палеотемператури з даних алкенів	23
4	Палеокліматична інформація з неорганічного матеріалу океанічних відкладів	24
	4.1 Реєстрація минулого клімату в коралах: палеоклімат зі швидкостей зростання коралів	24
	4.2 Вміст ізотопів вуглецю та кисню в коралах	25
	4.3 Зміни в концентрації двоокису вуглецю в атмосфері і роль океану	27
5	Геологічні свідчення щодо змін клімату	30
	5.1 Лесові відклади	30
	5.2 Варіації гірських льодовиків	31
	5.3 Флуктуації рівня озер	35
	5.4 Озерні донні відклади	36
6	Біологічні свідчення щодо змін клімату	38
	6.1 Комахи як індикатори змін клімату	38
	6.2 Палеокліматичні реконструкції з тривалих (голоценових) спектрів	42
	6.3 Картографування палеорослинності	44

6.4	Прикладне використання методу споро-пилкового аналізу	46
7	Базові принципи дендрохронології та дендрокліматології	47
7.1	Базові принципи	47
7.2	Перехресне датування	48
7.3	Стандартизація вимірювання	49
8	Дендрокліматичні реконструкції	52
8.1	Вплив зовнішніх факторів на структуру річних кілець хвойних	52
8.2	Дендрокліматичні реконструкції: в умовах ліміту по температурі, в умовах недостатнього зволоження	53
8.3	Дендрокліматичні дослідження режиму зволоження на території Росії	57
8.4	Дендрокліматичні реконструкції термічного режиму	59
	Література	62

ВСТУП

Метою викладання дисципліни «Палеокліматологія» є формування у студентів сучасних теоретичних уявлень про механізми формування, динаміку зміни клімату в минулому, ознайомлення з експериментальними методами вилучення кліматичної інформації з різних природних архівів. Зміст дисципліни «Палеокліматологія» є базовою основою для підготовки фахівців (магістрів) у галузі кліматології; розуміння кліматичних змін, які відбуваються в даний час, складання прогнозів, сценаріїв зміни клімату в майбутньому. Представлений конспект лекцій є складовою частиною методичного забезпечення навчальної дисципліни „Палеокліматологія”, що викладається в Одеському державному екологічному університеті. Курс «Палеокліматологія» входить до навчального плану за напрямком 8.04010501 – магістр. Дисципліна є логічним завершенням інших дисциплін навчального плану.

Задачі вивчення дисципліни включають в себе: підготовку фахівців, які володіють сучасними теоретичними уявленнями в області палеокліматології, знаннями про методи добування кліматичної інформації з природних структур, які реєструють зміни навколишнього середовища.

Формування практичних навичок роботи в ході виконання практичних занять дозволить магістрам надалі орієнтуватися у виборі методів і засобів вимірювань у відповідності зі стандартами (технічними регламентами) та поставленими дослідницькими завданнями на сучасному обладнанні, здійснювати літературний та патентний пошук, знаходити необхідну професійну інформацію в банках і базах даних; професійно оформляти, представляти та доповідати результати виконаної роботи в процесі підготовки до семінарських занять, написання рефератів.

1 МЕТОДИ ДАТУВАННЯ

1.1 Радіовуглецеве датування: принципи, вимірювання, точність, джерела помилок

В процесі фотосинтезу радіовуглець потрапляє в біосферу. При відмиранні живих організмів асиміляція ^{14}C припиняється, хоча розпад його атомів продовжується. Тому вміст ^{14}C в органічних матеріалах є функцією часу, що пройшов з моменту їх випадання з вуглецево-дообмінного циклу. У відмерлих організмах з часом відбуватиметься зменшення вмісту ^{14}C унаслідок розпаду ядер його атомів, яке нічим не компенсується. Зменшення кількості ^{14}C в порівнянні з його вмістом в живій речовині служить мірою часу, який пройшов з моменту смерті організму, тобто є віком датованого об'єкта [8, 9]. Тобто якщо органічна речовина ізольована від джерела утворення ^{14}C , то активність радіовуглецю в ній зменшується за звичайним експоненціальним законом радіоактивного розпаду (1.1):

$$A^1 = A_0 * \exp(-a * t), \quad (1.1)$$

де A^1 – питома активність через t років після виходу зразка з обмінного резервуару, A_0 – питома активність в початковий момент $t=0$, a – стала радіоактивного розпаду. Звідси легко розрахувати вік досліджуваного зразка по активності ^{14}C , що залишилася на момент вимірювання (1.2):

$$t = 0,693T_{1/2} \ln\left(\frac{A_0}{A^1}\right), \quad (1.2)$$

де $T_{1/2}$ – період напіврозпаду ^{14}C , рівний 5730 рокам.

Звернемо увагу, що коли метод був тільки запропонований, Ліббі визначив величину напіврозпаду в 5568 ± 25 років. І протягом деякого часу всі користувалися цим значенням. Однак через 20 років було проведено декілька серій особливо точних вимірювань періоду напіврозпаду з використанням нових технічних розробок. В результаті була встановлена величина напіврозпаду в 5730 ± 30 років. Декілька перевірок підтвердили отриманий результат. Проте в радіовуглецевих розрахунках, як і раніше, продовжують використовувати старе значення, яке тепер називають періодом напіврозпаду Ліббі. Це робиться для того, щоб зберегти спадкоємність та можливість порівнювати вимірювання, зроблені в різний час [9].

Вік, розрахований за значенням Ліббі, називають радіовуглецевим віком, і всі знають, що він не відповідає календарному віку і віку, розрахованому з точним значенням періоду. Різниця невелика, всього лише коефіцієнт 1.03. Але цю поправку не вносять напряму, а враховують при калібруванні віку по калібрувальній кривій. Більш точний період напіврозпаду теж

використовують, але не в датувальних роботах, а в геофізичних дослідженнях. Для геофізичних зразків застосовують саме це значення.

Для визначення вмісту радіовуглецю використовується декілька методів.

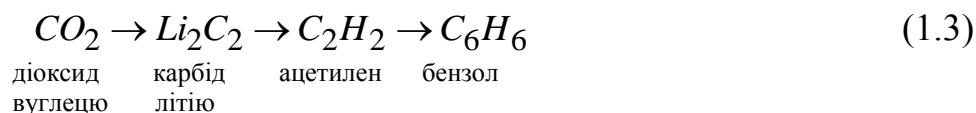
Газовий метод рахунку активності ^{14}C , розроблений Фризом та Барендсенем на початку 1950-х років, мав широке визнання в більшості радіо-вуглецевих лабораторій. Він був заснований на синтезі газоподібних сполук вуглецю (CO_2 , CH_4 , C_3H_6 , C_2H_2) для пропорційного газового методу лічби. Лічильник (схожий за принципом роботи з лічильником Гейгера) наповнювали вуглекислим або іншим газом (метаном або ацетиленом), отриманим зі зразка. Будь-який радіоактивний розпад, що відбувається усередині приладу, викликає слабкий електричний імпульс. Енергія радіаційного фону навколишнього середовища зазвичай коливається в широких межах, на відміну від радіації, спричиненої розпадом ^{14}C , енергія якого, як правило, близька до нижньої межі фонового спектра.

Вельми небажане співвідношення фонових величин і даних по ^{14}C поліпшувалося шляхом ізоляції лічильника від зовнішньої радіації. З цією метою лічильник закривають екранами із заліза або високочистого свинцю товщиною в декілька сантиметрів. Крім того, стінки самого лічильника екранують розташованими впритул один до одного лічильниками Гейгера, які, затримуючи все космічне випромінювання, приблизно на 0,0001 секунди дезактивують і сам лічильник, що містить зразок. Метод екранування зводить фоновий сигнал до декількох розпадів за хвилину (зразок деревини масою 3 г, який відноситься до XVIII ст., дає ~ 40 випадків розпаду ^{14}C за хвилину), що дозволяє датувати досить древні зразки. Перевага газового методу полягає у застосуванні невеликих кількостей досліджуваного матеріалу (до 0,5-2 г вуглецю). Широке вживання газового методу обмежується громіздкістю апаратури для очищення вуглекислоти та тривалістю процедури.

Приблизно з 1965 р. широкого розповсюдження в датуванні набув метод рідинної сцинтиляції. Він був заснований на здатності деяких розчинів перетворювати частину енергії β -випромінювання, яку вони поглинають, на світлові спалахи, реєстрація яких здійснюється фотопомножувачем та електронно-лічильною системою. При використанні цього методу, отриманий зі зразка газ, що містить вуглець, перетворюють на рідину, яку можна зберігати та досліджувати в невеликій скляній посудині (таким чином, концентрується велика кількість вуглецю в незначному об'ємі). В рідину додають спеціальну речовину (сцинтилятор), що заряджається енергією електронів, які вивільняються при розпаді радіонуклідів ^{14}C . Сцинтилятор майже відразу випускає накопичену енергію у вигляді спалахів світлових хвиль. Світло можна уловлювати за допомогою фотопомножувальної трубки. В сцинтиляційному лічильнику є дві такі трубки. Помилковий сигнал можна виявити та відсіяти, оскільки посиляється лише однією трубкою [8, 9].

Сцинтиляційний метод потребує ретельної підготовки зразків, оскільки вуглець потрібно перетворити на бензол (через високий вміст в його

молекулі вуглецю (92%) та відмінних сцинтиляційних властивостей). Процес починається з реакції між діоксидом вуглецю та розплавленим літієм, в результаті якої утворюється карбід літію. В карбід потроху додають воду, і він розчиняється, виділяючи ацетилен. Цей газ, що містить весь вуглець зразка, під дією каталізатора перетворюється на прозору рідину – бензол. Представлений ланцюжок хімічних формул показує, як вуглець в цьому процесі переходить з однієї сполуки до іншої (1.3).



Сучасні сцинтиляційні лічильники характеризуються дуже низьким, майже нульовим, фоновим випромінюванням, що дозволяє датувати з високою точністю зразки віком до 50 тисяч років. За рахунок технологічних хитрувань фонові рівні для рідкосцинтиляційних спектрометрів вдалося помітно знизити і зробити це краще ніж для газонаповнених лічильників. Проте у них теж є мінуси: в першу чергу великий розмір зразка (від сотень грам), крім того, робоча речовина (бензол) є канцерогеном.

Прямий мас-спектрометричний метод називають АМС-датуванням. Поява цього методу пов'язана з сучасним технічним прогресом. Принцип методу був заснований на використанні мас-спектрометра, за допомогою якого виявляються всі атоми з масою 14; особливий фільтр дозволяє розрізняти ^{14}N і ^{14}C . При використанні цього методу немає необхідності чекати, поки відбудеться розпад, лічбу ^{14}C можна здійснити менше ніж за годину; достатньо мати зразок масою в 1 мг.

З появою методики ^{14}C датування за допомогою прискорювача (в даному методі безпосередньо рахуються частинки ^{14}C , а не акти розпаду) відкрилася можливість використання не тільки мікрокількостей (10 мг) традиційних матеріалів, що містять вуглець – деревного вугілля, гумусу, карбонатів та ін., але й абсолютно нових об'єктів [8, 9].

Наприклад, стало можливим датування кераміки за органічною речовиною, сорбованою під час випалення, як за включеннями обвуглених залишків рослин, так і за мікрозалишками їжі, що пригоріла до поверхні керамічних посудин. Ця методика успішно застосовується також для датування текстилю, старих карт, будівельного вапна.

Точність вимірювання вмісту радіовуглецю в зразках вельми висока. Для прискорювальної мас-спектрометрії звичайними є вимірювання на рівні 1%. В особливих випадках можливо й краще. Для радіометричних методів звичайним рівнем є 0,3-0,7%. Не дивлячись на те, що радіометричні методи дешевші за прискорювальний, проте, область застосування радіометричних методів незначна, насамперед за рахунок того, що необхідна набагато більша маса зразку.

1.2 Тривалі зміни вмісту важкого ізотопу вуглецю в атмосфері та їх причини

Земля та її атмосфера постійно піддаються радіоактивному бомбардуванню потоками елементарних частинок з міжзоряного простору. У верхніх шарах атмосфери (на висотах від 8 до 18 км) з атмосферного азоту під впливом космічного проміння відбувається утворення атомів радіовуглецю з середньою швидкістю близько 2,4 ат./с на кожен квадратний сантиметр земної поверхні. Хімічно активний ^{14}C практично миттєво окислюється до ^{14}CO , а потім протягом декількох тижнів радикалом ОН далі в $^{14}\text{CO}_2$. Радіоактивний діоксид (вуглекислий газ), що утворився, поступово дифундує до нижніх шарів атмосфери і перемішується із звичайною вуглекислою. Зрештою радіоактивний вуглекислий газ, що утворився під впливом космічного проміння, рівномірно розподіляється в атмосферному вуглекислому газі. Відносний вміст радіовуглецю ^{14}C в атмосфері залишається надзвичайно малим, в атмосфері Землі в цілому постійно знаходиться близько 80 тонн радіовуглецю. Питома активність вуглецю в обмінній системі складає близько 15 розпадів за 1 хвилину на 1 г вуглецю, за 80 років розпадається близько 1% первинного числа атомів ^{14}C [8, 9].

Якщо потік космічного проміння постійний, то загальна кількість атмосферного ^{14}C повинна знаходитися у віковій рівновазі (рухома рівновага між розпадом та утворенням ^{14}C , яка може з часом порушуватися). Відхилення природного рівня ^{14}C від рівноваги можна пояснити такими причинами. По-перше, швидкістю його утворення:

1. Зміни варіації потоку галактичного космічного проміння. Впродовж останніх 50 тисяч років було зафіксовано лише один період ~ 35 тисяч років тому, коли, ймовірно, цей потік зріс майже вдвічі протягом декількох тисяч років.

2. Сонячна модуляція потоку галактичного проміння. Сонце своїми магнітними полями і сонячним вітром як би вимітає з геліосфери галактичне космічне проміння. Варіації швидкості утворення ^{14}C з цієї причини складають порядку $\pm 25\%$ від середньої. Іноді, під час великих мінімумів Сонця, на зразок Маундеровського (1645-1740 рр.), швидкість утворення може зрости на 40-50%.

3. Сонячне космічне проміння. Воно майже не впливає на утворення радіовуглецю. Навіть у разі дуже сильних спалахів осереднений за рік ефект малий.

4. Геомагнітне поле. Внаслідок варіацій геомагнітного поля воно відхиляє або не пропускає до атмосфери галактичне космічне проміння, тим самим змінюючи й швидкість утворення ^{14}C . Чим сильніше поле, тим менше утворення ^{14}C . За останні 10 тисяч років поле було найсильнішим 1500 років тому (приблизно в 1,3 разу сильніше, ніж зараз). Швидкість утворення при цьому була близько 0,88 від сучасної.

По-друге, не менше значення надають варіації вуглицевообмінної системи. Радіовуглець, що утворився у вигляді $^{14}\text{CO}_2$, включається в

біогеохімічний цикл обігу вуглецю. З атмосфери він переходить в біосферу, захоплюється у вигляді CO_2 рослинами в ході фотосинтезу, поглинається поверхневими шарами океану. Звідти він може повернутися знову в атмосферу або піти в глибинні шари океану. Океанські води служать величезним резервуаром CO_2 . Так, час газообміну між глибинними шарами океану та атмосферою має масштаб тисячоліть. Оскільки в «старій вуглекислоті» глибинних вод розпалося більше ^{14}C , отже, з кожним перемішуванням океану вміст атмосферного радіовуглецю падає. В результаті, подорожуючи по всіх цих шляхах, частина радіовуглецю виводиться з обороту практично безповоротно – в осадкові породи, частина повертається назад в атмосферу, частина природно розпадається, тому в різних резервуарах його відносний вміст буде різним.

Прикладом роботи вуглецевообмінної системи є класичний експоненціальний хвіст спаду потужного імпульсу радіовуглецю, внесеного в атмосферу під час атмосферних ядерних випробувань. Спад атмосферного вмісту ^{14}C був пов'язаний з виведенням радіовуглецю в інші резервуари, що продовжуватиметься доти, поки вся система не знайде новий рівноважний стан.

По-третє, певне значення має антропогенний вплив, пов'язаний з масовим використанням викопного палива. Воно збіднене ізотопом ^{13}C , а ^{14}C майже повністю відсутній, в результаті відбувається зсув ізотопного відношення CO_2 в атмосфері у бік легких ізотопів. Накладаючись на ефект від зведення лісів, цей процес призводить до стрімкого збільшення концентрації вуглекислого газу в атмосфері приблизно з 250 ppm (проміле) до 360 ppm. В цей же час до цього процесу додалися і ядерні випробування, проведені в 50-ті -60-ті роки ХХ ст. Практично миттєво в атмосферу було викинуто величезну кількість радіовуглецю, що утворюється при атомному вибуху в азотному середовищі. Відношення ізотопу $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ в північній півкулі в атмосфері подвоїлося лише за 5 років (тобто варіація в 100%). Особливістю цього впливу була його локальність, тобто вибухи в основному проводилися в північній півкулі, і найпотужніші у високих широтах.

З атмосфери в біосферу вуглець потрапляє практично єдиним шляхом – через фотосинтез рослин. Під час переходу вуглекислого газу через бар'єр в продихах рослин та у фотосинтетичній реакції відбувається ізотопне фракціонування. Величина фракціонування вимірюється в зсуві ізотопного відношення $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ в порівнянні з еталоном – світовим стандартом. В рослинах, глюкозі та целюлозі ця величина різна – від -12 до -30 ppm (залежить від рослини, умов зростання, температури, вологості і т.ін.). Причому рослини поділяються на дві групи: C_4 і C_3 за величиною фотосинтетичного фракціонування. У першій групі ця величина коливається в діапазоні -12-19 ppm, а у другій -21-29 ppm. Середня величина ізотопного фракціонування у дерев близько -25 ppm [8, 9].

Целюлоза в рослинах відноситься до нерухокої фракції і є основним будівельним матеріалом рослин. Таким чином, якщо у однорічних рослин все було побудовано з вуглекислого газу (асимільованого за вегетаційний

період), то для довгоживучих видів все трохи складніше. Впадаючи в неактивний період (зимівля та ін.), рослина частину сахарів направляє на зберігання, як правило в кореневу систему (бульби, цибулини та ін.). Цей матеріал буде використаний на початковому етапі нової вегетації, при формуванні зони "ранньої" деревини річних кілець дерев, плодів та ін. Тварини, вживаючи рослини, будують свої організми з цього ж вуглецю. Причому, в основному, вживається свіжий приріст, що відображає поточний вміст ^{14}C в атмосфері. Однорічні тварини (деякі метелики), таким чином, також несуть ізотопний сигнал безпосередньо відповідного року. Більш довгоживучі організми інтегрують ізотопний сигнал за часом свого життя.

Дещо по-іншому цей кругообіг відбувається в океані. Вуглекислий газ вельми розчинний, особливо в холодній воді. Холодні області планети, де формуються глибинні води світового океану, є областями стоку атмосферного вуглекислого газу. При розчиненні вуглекислого газу у воді також відбувається фракціонування ізотопів порядку 2-3 ppm (залежно від температури). У воді розчинений вуглекислий газ використовується водними рослинами практично за тим же циклом, що й на суші. Відмінність полягає в тому, що вуглець у вигляді різних карбонатів використовується організмами для побудови своїх частин (наприклад, корали, раковини та ін.), а потім цей вуглець (зв'язаний вуглекислий газ) у вигляді карбонатів виводиться з обороту в осадкові шари. В результаті, розчинений вуглекислий газ, несучи атмосферний радіовуглецевий сигнал, негайно виявляється сильно розбавленим "мертвим" вуглецем. Тому для океану та організмів, які там живуть, характерні помітні збіднення відношення $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ в порівнянні з атмосферними (сухопутно-біосферними) [8, 9].

2 ПАЛЕОКЛІМАТИЧНІ РЕКОНСТРУКЦІЇ ПО ЛЬОДЯНИХ КЕРНАХ

2.1 Палеокліматичні реконструкції по льодяних кернах Антарктиди та Гренландії

В центральних зонах крупних льодовикових щитів температура повітря протягом всього року зберігається від'ємною, причому набагато нижчою за нульову відмітку шкали Цельсія (середньорічні температури нижче -25°C). Це зумовлено тим фактом, що танення в цих областях відсутнє. Тут відбувається лише накопичення випадаючого снігу або намерзаючих опадів з подальшим їх осіданням і рекристалізацією, що призводить до перетворення снігу на фірн (перехідний стан між снігом та льодовиковим льодом, представляє собою зв'язані між собою льодяні зерна), а потім, на глибині 50-150 м від поверхні – на лід.

Пробуривши льодовиковий щит, можна прослідити в колонці льоду річні шари, що добре збереглися, чітко відокремлювані один від одного по літніх та зимових відкладах, які розрізняються за структурою, густиною та запиленістю. Таке відокремлення не становить особливих труднощів для останніх декількох тисяч років, проте з глибиною проводити його складніше, оскільки через тиск вищерозміщених шарів відмінності згладжуються. В цьому випадку для датування більш древнього льоду використовують чисельне моделювання його розтікання, початковими даними при якому служать швидкість накопичення снігу, температура та в'язкість льоду, швидкість його руху та рельєф ложа.

В першу чергу у витягнутому зі свердловини льодяному керні визначається вміст стабільних ізотопів ^2H і ^{18}O по відношенню до найпоширеніших ізотопів H та ^{16}O . Відношення $^2\text{H}/\text{H}$ та $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ виражається величинами δ в тисячних частках (‰) порівняно зі “стандартом середньої океанічної води” (SMOW). Ці величини характеризують кліматичні умови випадання опадів, що сформував досліджуваний шар льодовикового льоду. Чим нижча температура утворення опадів, тим менше значення цих показників, і навпаки. Збільшення висоти випадання опадів та відстані від джерела вологи до місця їх випадання сприяє зменшенню значень $\delta^2\text{H}$ (або D) та $\delta^{18}\text{O}$.

Палеоклімат по льодяних кернах Антарктиди.

В Східній Антарктиді зниження відносного вмісту ізотопу $\delta^{18}\text{O}$ на 1 ‰ відповідає похолоданню на $1,5^{\circ}\text{C}$, а зменшення D на 6 ‰ – зниженню температури на 1°C . Використовуючи ці співвідношення, ізотопну криву легко перетворити на температурну.

Метод запропонували В. Дансгор (W. Dansgaard) та С. Епстейн (S. Epstein) [8, 17 – 20, 27] після того, як Дансгор в 1953 р. встановив висотний ефект ^{18}O в атмосферних опадах, а Епстейн в 1956 р. підтвердив це прямими ізотопними дослідженнями. Пізніше Дансгор запропонував

емпіричне рівняння, яке описує зв'язок між середньорічними температурами біля поверхні (t) і $\delta^{18}\text{O}$ (2.1):

$$^{18}\text{O} = 0,7t - 13,6 \text{ ‰} \quad (2.1)$$

Порівняння ізотопних кривих $\delta^{2}\text{H}$ та $\delta^{18}\text{O}$ для кернів з різних свердловин показало хорошу кореляцію між цими показниками; вони корелюють і з температурами поверхневих вод океану, реконструйованими по складу фауни в донних відкладах, і з температурами в Європі за даними спорово-пилкових аналізів та геоморфологічних досліджень реліктів перигляціальних явищ.

Також був знайдений зв'язок між ізотопною кривою з Гренландської свердловини Crete і температурами в Англії та Ісландії, які були реконструйовані для останніх 300-500 років по надійних записах прямих спостережень за природними процесами. Все це дає підставу розглядати Гренландські льодовикові керни як чуттєвий природний реєстратор температурних флуктуацій в північній півкулі – і в Європі зокрема.

Палеоклімат по льодяних кернах Гренландії.

Найвідомішими свердловинами, пробуреними за останню чверть XX століття, є свердловини в Гренландії – GRIP та GISP2.

На рис. 2.1 представлено графік зміни $\delta^{18}\text{O}$ в шарах льодовикового льоду зі свердловини GISP2 в центральній Гренландії [8, 32, 33]. По осі абсцис відкладені календарні роки, по осі ординат – відносний вміст ізотопу кисню в ‰. З аналізу цієї ізотопної кривої ми можемо зробити певні висновки щодо кліматичної ситуації в різні періоди “історичного” часу. Так, 5 тис. років тому температури були на рівні сучасних, а потім настало деяке похолодання, ускладнене рядом додатних осциляцій. Починаючи з 2500 років до н.е. і аж до п'ятого століття нової ери, епоха була вкрай теплою, з рядом незначних похолодань в районі 2000 р. до н.е., 1500 р. до н.е. і так далі, причому, в цей час температура практично не опускалася нижче за сучасну, а в цілому було навіть тепліше ніж зараз.

Найбільш холодним та різким виявився, мабуть, локальний мінімум II ст. н.е., за яким, після приблизно трьохсотрічної теплої ділянки, почалося суттєве падіння температури, яке досягло екстремальних значень в Малий Льодовиковий Період, у XVI – XVII ст. Однак на ізотопній кривій в цю холодну епоху відмічається додатна аномалія IX – XII ст., коли температури знову опинились на рівні сучасних. В останньому, XX сторіччі, спостерігається стабільне потепління.

Схожі висновки можна зробити, розглянувши ізотопну криву по свердловині GRIP. З графіків цілком однозначно випливає, що епоха XXV ст. до н.е. – IV- V ст. н.е. була вельми теплою, але потім її змінило глобальне похолодання, яке тривало аж до початку минулого сторіччя. Таким чином, картина температурних флуктуацій достатньо ясна.

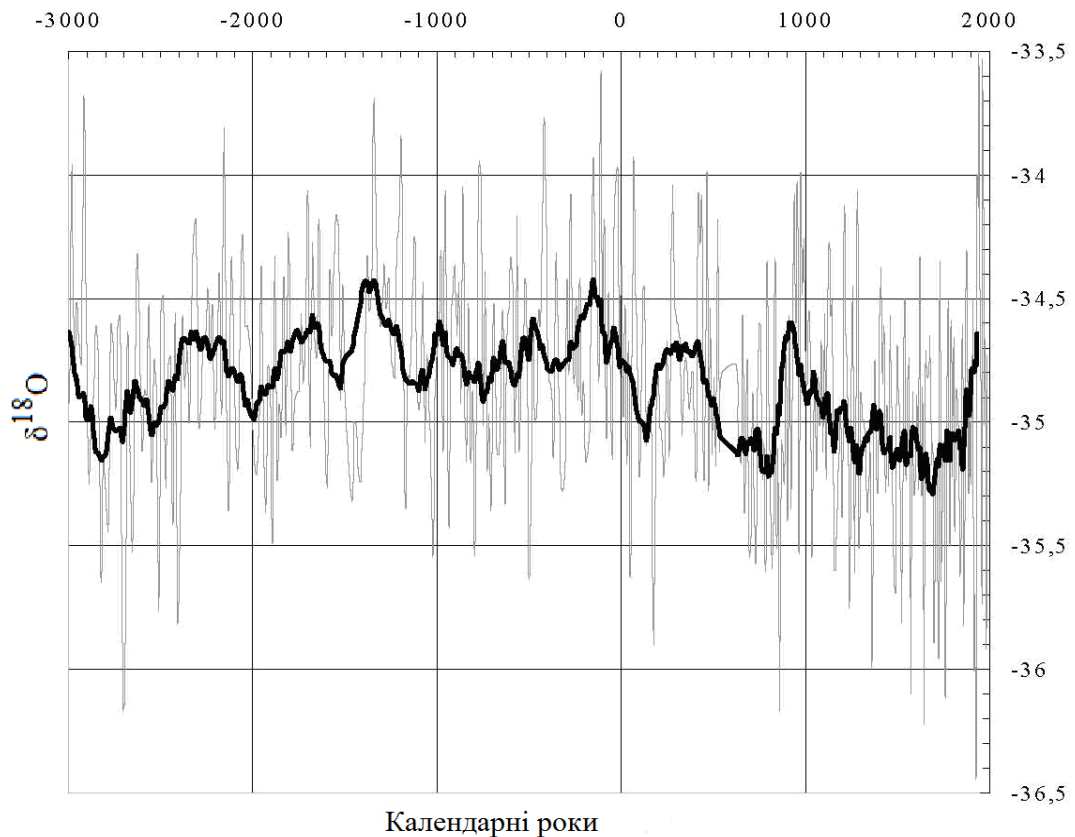


Рис. 2.1 – Розподіл ізоотопу кисню $\delta^{18}\text{O}$ у верхній частині керна зі свердловини GRIP2 (останні 5 тисяч років). Жирна лінія – значення, згладжені по 50-річчях.

2.2 Вміст газів в атмосфері землі за даними полярних льодяних кернів

Льодяні керни є надзвичайно важливими архівами даних щодо складу атмосфери. Частково вони містять інформацію, наскільки змінювалися співвідношення таких важливих газів як діоксид вуглецю, метан, закис азоту в атмосфері в недавньому і дуже далекому минулому. Також льодяні керни забезпечують інформацією про характеристики повітряних мас як історичних свідочств про виверження вулканів та зміни у вмісті атмосферного пилу, які значно вплинули на глобальний енергетичний баланс.

Інструментальні вимірювання так званих “парникових газів” мають відносно коротку історію, в основному забезпечуючи інформацією про сучасні концентрації менш ніж за 40 років. Ці вимірювання показують найсильніше підвищення вмісту CH_4 , CO_2 , N_2O та хлорфторвуглеводів. За цей же період значно виріс вміст таких металів як свинець, ванадій, антропогенних сульфатів та нітратів [8, 40 – 46, 64].

Льодяні керни дають можливість перенести дані коротких інструментальних записів на тривалі шкали в доіндустріальне минуле з метою виявлення антропогенного ефекту на глобальній шкалі [8, 28]. На рис. 2.2 показані концентрації CO_2 і CH_4 в Антарктичних льодяних кернах за останні 150-250 років; в 1995 році концентрація CH_4 збільшилася на 220%

щодо свого значення у вісімнадцятому сторіччі, а CO_2 – на 130% відносно доіндустріального рівня. Значення N_2O збільшилися за останні 250 років на 110%.

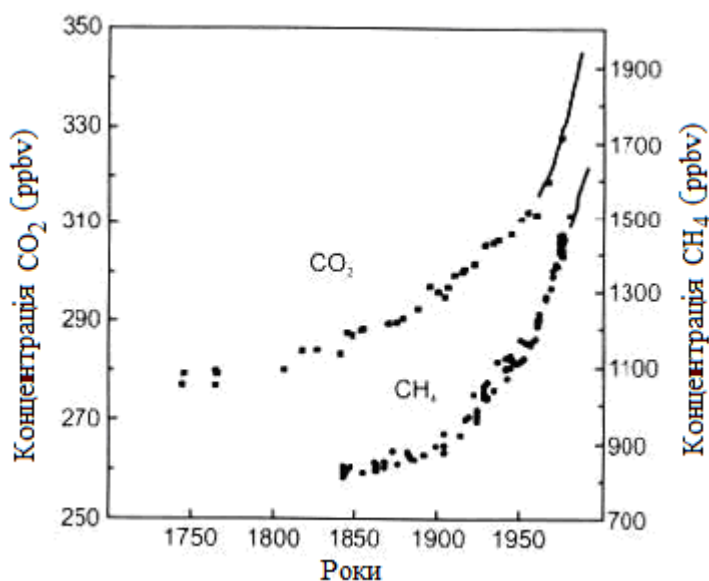


Рис. 2.2 – Рівні концентрації CO_2 і CH_4 в Антарктичних льодяних ядрах. Суцільна лінія – інструментально визначені дані [8, 51]

Всі разом ці дані поза всяким сумнівом свідчать про драматичне збільшення “парникових газів” за останні 200-300 років в порівнянні з тим, що було відображено в даних за період останніх 220 000 років.

Найважливішим результатом, отриманим по ядрах зі станції Восток, є доказ того, що атмосферний склад не завжди залишався постійним за час льодовикового – міжльодовикового циклів [63].

Частково концентрація газових домішок – діоксиду вуглецю, метану і закису азоту – завжди значно змінювалася. Існує також підтвердження, що концентрації аерозолів сильно варіювали і що зміни в глобальному циклі сірки можуть мати важливі наслідки для глобального затінювання і, як наслідок, енергетичного балансу Землі.

2.3 Вулканічні зміни

При виверженні вулканів викидається велика кількість газів з вмістом сірки та хлору, які в атмосфері перетворюються на кислоти та можуть мігрувати на значні відстані від місць виверження [8, 21, 50]. Коли ці кислоти випадають в районах високих широт, утворюючи кислотні снігові опади (і відклади сухих кислотних частинок безпосередньо на крижаний покрив), вони забезпечують високі рівні електричної провідності, які імовірно можна ідентифікувати за наявністю стрибків кислотності.

Зміни провідності, спричинені вулканічною діяльністю, зараз вивчаються достатньо інтенсивно в ядрах Гренландії, Антарктики та ін., часто використовуючи іонний аналіз для точного визначення хімії стрибка

кислотності. Хімічний аналіз дає можливість точно виконати “дактилоскопію” цих вивержень, які породили велику кількість HCl або HF раніше ніж H₂SO₄ [8, 34].

Найтриваліші записи концентрації SO₄²⁻, зареєстровані в льодяних кернах, були отримані зі свердловини GISP2 в Гренландії та налічують близько 110 000 років [8, 68]. П'ять найкрупніших сульфатних аномалій в GISP2 за останні 2000 років були в 1831 (Бабуян, Філіпіни), 1815 (Тамбора, Індонезія), 1640 (Коматага-Таке, Японія), 1600 (Гуанапутіна, Перу) і 1259 (можливо Ель-Чикон, Мексика або джерело біля екватора). Декілька великих вивержень було зафіксовано в кернах Гренландії та Антарктики, вони відбили біля-екваторіальні події, після яких гази й пил розсіялися по обох півкулях.

2.4 Кореляції між льодяними кернами Антарктиди та Гренландії

Абсолютні хронології достатньо неоднозначні, через що їх складно порівнювати для різних регіонів. Існує декілька підходів для таких порівнянь. Один з них це – порівняння ¹⁰Be “стрибків”, які були зафіксовані в кернах з різних станцій (Антарктики та Гренландії) і дозволили визначити прямі кореляційні зв'язки між цими даними. Інший підхід був заснований на змінах газового складу атмосфери.

Оскільки час перемішування атмосфери достатньо короткий (1-2 роки), і зміни у вмісті газу повинні відбуватися достатньо синхронно за напрямом Арктика – Антарктика, то часовий запис повинен бути в паралелі.

Порівняння хронологій зі станції Восток та GISP2, де використовували зміни δ¹⁸O в газових пухирцях льоду, показали достатньо вагомій відмінності в частоті змін δ¹⁸O атмосфери та δ¹⁸O льоду (рис. 2.3), але достатньо високу узгодженість для різних хронологій. Також можна використовувати для зіставлення різних даних порівняння інших параметрів, таких як CO₂ і CH₄ з температурними змінами.

2.5 Кореляції між льодяними кернами та морськими донними відкладами

Оскільки в змінах ізотопного складу океану завдяки континентальному льоду зростає ефект атмосферного δ¹⁸O, зміни ¹⁸O в морських відкладах і льодяних кернах мають загальний чинник, який можна використати для відгуку як тих, так і інших даних.

Температури нижніх шарів води змінювалися за весь час льодовикового – міжльодовикового періоду, і такі зміни впливали на ізотопний склад донних форамініфер.

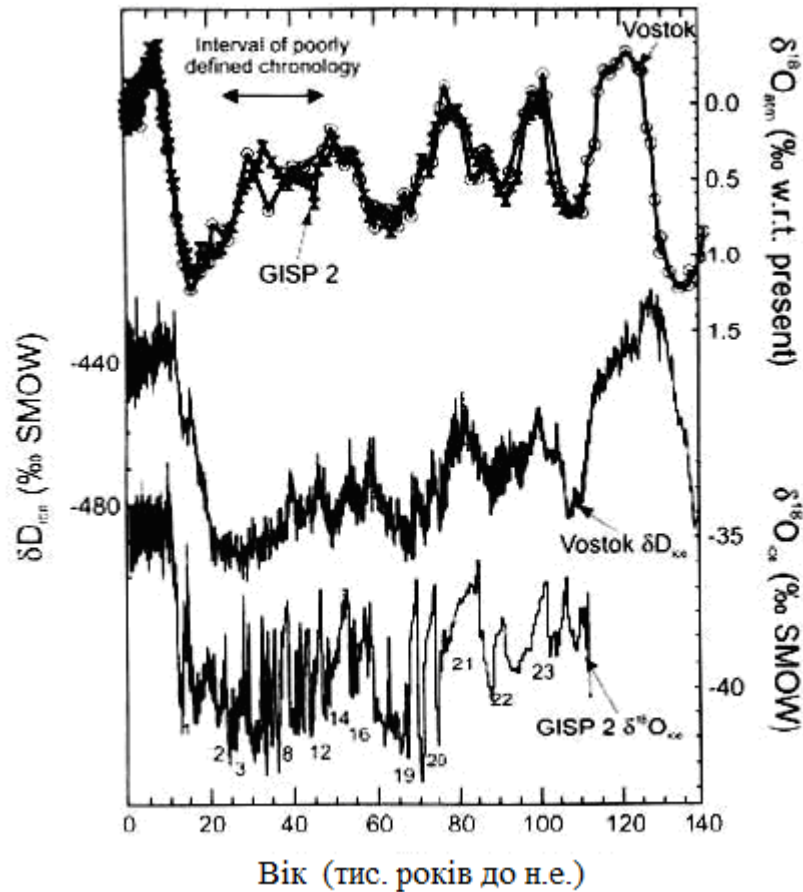


Рис. 2.3 – Дані по $\delta^{18}\text{O}$ у льодяних кернах GISP2 та Восток, отримані з газових пухирців у кожному окремому керні. Значущі кореляції виявлені для даних δD та $\delta^{18}\text{O}$ (дві нижні серії).

2.6 Льодяні керни з районів низьких широт Землі

Льодяні шапки необмежено поширені в полярних регіонах, також вони зустрічаються на великих висотах і навіть в районі екватора. Льодяні керни з великих висот забезпечують безцінною інформацією про умови навколишнього середовища у минулому, що доповнює та розширює аналогічні дані, отримані для полярних регіонів. До 1998 року з шести ділянок були зібрані льодяні керни для корінних підстильних порід в Перу, Болівії, Тибеті та західному Китаї. В більшості випадків льодяні керни охоплюють короткий часовий період, проте, також забезпечують дуже важливою інформацією. Так, наприклад льодяні керни з Перу (6048 м) містять тільки декілька метрів льоду з останнього льодовикового максимуму, але показують вміст $\delta^{18}\text{O}$ приблизно на 8‰ менше, в порівнянні з рівнями Голоцену, й набагато вище вміст пилу [8, 65]. Можна припустити, що малі значення $\delta^{18}\text{O}$ свідчать про те, що тропічні температури були значно знижені у великий льодовиковий період (приблизно на 8-12 °C).

Через високу швидкість накопичення льодяних шапок у горах, льодяні керни з великих висот забезпечують записами високого розподілення про

недавнє минуле, зокрема з більш детальним розглядом впливу клімату в останні 1000-2000 років. Так, наприклад, для кернів, взятих в Перу, був проведений детальний аналіз сезонного циклу мікрочастинок, електропровідності та $\delta^{18}\text{O}$. Він показав, що рівні пилу збільшуються в сухий сезон (червень-вересень), коли значення $\delta^{18}\text{O}$ й рівні провідності найбільш високі, що забезпечило сильний річний сигнал. Сильний виступаючий пік електропровідності в 1600р., який асоціювався з найбільшим виверженням вулкана в Перу в лютому-березні 1600р., також дозволив уточнити підрахунок річних шарів в полярних кернах.

3 ПАЛЕОКЛІМАТИЧНА ІНФОРМАЦІЯ З БІОЛОГІЧНОГО МАТЕРІАЛУ ОКЕАНІЧНИХ ВІДКЛАДІВ

3.1 Аналіз ізотопу кисню в реконструкції морської фауни: вміст ізотопу кисню в океанічній воді, стратиграфія ізотопного складу морських відкладів

Оскільки карбонат кальцію кристалізується у воді достатньо повільно, то ^{18}O сконцентрований в карбонаті кальцію менше ніж у воді. Цей процес залежить від температури, зі слабшаючим ефектом концентрації при збільшенні температури. Це є основою для дуже важливого розділу в палеокліматичних дослідженнях – аналізу ізотопів кисню при перевірці морської мікрофауни на вміст вапна. Вперше цей підхід запропонував Уреєй [8, 66, 67].

Вміст ізотопу кисню в океанічній воді.

Вміст ізотопів кисню у зразку зазвичай виражається як відношення $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ з довільного стандарту (3.1):

$$S = \frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{sample}} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{standart}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{standart}}} \times 10^3. \quad (3.1)$$

Отримані значення виражаються в проміле (‰), від'ємні значення означають більш низькі значення зразку, додатні – більш високі значення. Емпіричні дослідження складу ізотопів карбонату кальцію, накопиченого морськими організмами залежно від температури під час накопичення, виражається формулою (3.2):

$$T = 16,9 - 4,2(\delta_c - \delta_\omega) + 0,13(\delta_c - \delta_\omega)^2, \quad (3.2)$$

де T – температура води, в градусах Цельсія, δ_c – різниця в проміле між карбонатом зразку та карбонатом SMOW, δ_ω – відмінність в проміле між $\delta^{18}\text{O}$ води, в якій був осаджений зразок, та стандартом SMOW [8, 27]. Для сучасних зразків δ_ω може вимірюватися напряму в зразках океанічної води.

Стратиграфія ізотопного складу морських відкладів.

Аналіз ізотопів кисню проводився на кернях для більшості важливих областей з вапняними відкладами по всьому світу і у багатьох випадках досліджувалися як планктонні, так і бентосні види [8, 60 – 62]. Основним значним висновком, виходячи з цих досліджень, було те, що у всіх областях ізотопні ($\delta^{18}\text{O}$) варіації схожі. Це ґрунтується на тому, що первинний $\delta^{18}\text{O}$ сигнал фіксувався в значенні зміни льоду на континенті, також супутні зміни фіксувалися в ізотопному складі океану. Насправді, такі зміни також є

результатом вмісту $\delta^{18}\text{O}$ в атмосфері і фіксувалися в повітряних пухирцях льодяних кернів. Оскільки час перемішування океанів відносно короткий (10 років), цей феномен на рівні глобальної шкали відбувається в результаті одночасних ізотопних коливань в даних відкладах. Такі синхронні коливання дають можливість визначати кореляційні зв'язки між кернами, що знаходяться на відстані один від одного на тисячі кілометрів. Існує стійкий ізотопний сигнал в морських відкладах з різних районів земної кулі, що дозволяє достатньо точно розпізнавати ізотопну стадію (рис. 3.1).

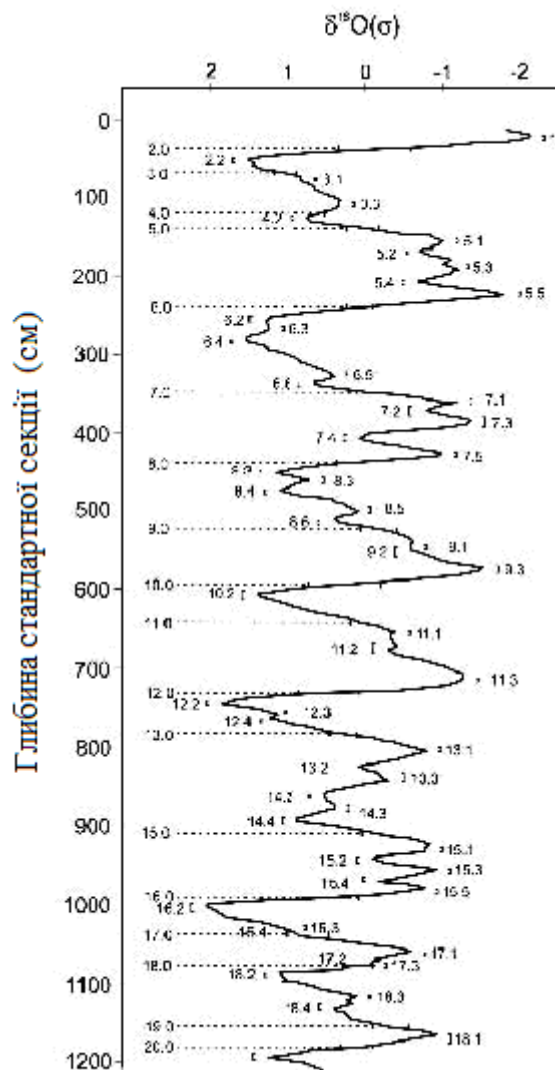


Рис. 3.1 – Хроностратиграфічна схема ізотопного сигналу в морських відкладах

Більш теплі періоди (міжльодовикові) позначені непарними числами, більш холодні – парними. Це забезпечує відносну хроностратиграфічну схему, проте абсолютне датування повинне ґрунтуватися на різних методах, таких як радіовуглецевий, палеомагнетизм та ін. Порівняння наземних хроностратиграфічних маркерів відомого віку з еквівалентними горизонтами в океанічних відкладах дає можливість подальших уточнень для побудови ізотопних хронологій.

3.2 Ізотопні дані як індикатор змін рівня океану

Загальний сигнал $\delta^{18}\text{O}$ в бентосі пов'язаний зі зміною ізотопного складу океану під впливом зміни об'єму континентального льоду. Якщо на континенті льодяний покрив зростає, то $\delta^{18}\text{O}$ океану збільшувалося, і рівень світового океану падав. Тому повинні бути певні зв'язки між $\delta^{18}\text{O}$ в бентосі, об'ємі континентального льоду та зміні рівня океану. Середній ізотопний склад льодяного щита з часом не змінювався, залежачи від місцеположення та висоти. Якщо льодяний щит залишався в стійкому стані тривалий період, середнє значення $\delta^{18}\text{O}$ льоду, втрачене в мінімумі (представляючи старіший лід, сформований на менших висотах), повинно було бути вище, ніж кількість опадів, які випали пізніше на великій висоті зони акумуляції льодяного щита, призводячи до систематичного збагачення океану ^{18}O без змін об'єму льоду. Зв'язок між об'ємом льоду та складом океанічного $\delta^{18}\text{O}$ носить нелінійний характер. Оцінки рівня океану у минулому, як правило, засновані на знахідках коралових рифів, на наростаючих берегових лініях, які свідчать про достатньо вищий рівень океану, ніж зараз.

Так, наприклад, зв'язки між $\delta^{18}\text{O}$ та рівнем океану розглядалися при порівнянні розрахунків рівня океану у минулому, взятих з серій датованих коралових терас Нової Гвінеї, з даними по $\delta^{18}\text{O}$ в бентосі. Зв'язки між зміною рівня океану і $\delta^{18}\text{O}$ не були постійні протягом всього льодовикового та міжльодовикового циклів. Скоріше всього, температури океану на глибині повинні були бути, принаймні, на $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ нижчі в льодовиковий період в порівнянні з міжльодовиковим.

3.3 Дослідження відносного багатства видів біоти: Атлантичний океан, Тихий океан, Індійський океан

Можливість реконструкції палеоклімату з використанням відносного видового багатства або скупчення видів в кернах океанічних відкладів була вперше запропонована Шотом [8]. Він визнав, що зміни в числі *Globorotalia menardii* (форамініфера, мешканець субтропічних і екваторіальних вод) показує поперемінно холодні і теплі інтервали у минулому. Ruddiman виділив часові серії пропорції всіх теплолюбних та холодостійких водних видів для отримання якісної палеотемпературної оцінки, яка показала гарні кореляційні зв'язки з палеогляційними кривими ізотопу кисню [8, 52]. Основний підхід у всіх дослідженнях полягає в тому, щоб вивірити видовий склад сучасних зразків (верхня частина керна) для сучасних параметрів навколишнього середовища (таких як температури поверхні моря в лютому та серпні). Це можливо при використанні емпіричного рівняння, щоб зв'язати разом два набори даних. Ці рівняння потім застосовуються для варіацій

фауни в нижній частині керна, щоб реконструювати умови навколишнього середовища у минулому. Математично це записується так (3.3):

$$T_m = XF_m \text{ і } T_p = XF_p, \quad (3.3)$$

де T_m і T_p сучасні та палеотемпературні оцінки, F_m і F_p , сучасна та викопна фауна, X коефіцієнт перенесення.

Фундаментальним припущенням у використуванні функції перенесення для реконструкції морського клімату є те, що минулі умови знаходяться в межах “подій” сучасного набору даних.

Північний Атлантичний океан. Розташовуючись між найбільшими льодяними щитами північної півкулі, Північний Атлантичний океан зазнавав найзначніших температурних змін у всіх районах. 18 тис. років до н.е. серпнева температура поверхні води була більш ніж на $10,0^\circ\text{C}$ нижча і гранична зона була від $40\text{-}45^\circ$ до $45\text{-}50^\circ$ півн.ш. на сході. Лютневі температури були нижчі для узбережжя Північної Америки ($T_{\text{сер}}=3,0\text{-}5,0^\circ\text{C}$), але на сході Північної Атлантики температури були на $6,0\text{-}12,0^\circ\text{C}$ нижчі, ніж теперішні в області, що протягнулася від Скандинавії до Португалії. Для обох сезонів, характерні сильні шторми біля берегів північно-західної Африки через значно нижчі температури в цій області. Відносно невеликі температурні відмінності були в більшості субтропіків на захід від Північної Атлантики, не дивлячись на те, що лютневі температури поверхні моря на Карибах були на $2,0\text{-}4,0^\circ\text{C}$ нижчі, ніж зараз. Розглядаючи разом серпневі і лютневі аномалії, можна припустити, що Північна Атлантика складалася з двох зон, області динамічної зміни (від 40 до 50° півн.ш.) і відносно стабільної зони на півдні.

Тихий океан. Відмінності в серпневих температурах морської поверхні максимізувались в субарктичній та екваторіальній зонах. В області навкруг Японії температури були більш ніж на $8,0^\circ\text{C}$ нижчі завдяки південному зсуву теплих мас у той час і їх переміщенню субарктичною течією. Менш виражені температурні депресії відбувалися в Затоці Аляска і південніше уздовж Каліфорнійського узбережжя ($T_{\text{сер}}=2,0\text{-}4,0^\circ\text{C}$). В екваторіальних районах в прикордонній смузі температури були нижчі на $2,0\text{-}4,0^\circ\text{C}$, що можливо було пов'язано з більш сильною адвекцією холодних вод в північних та південних екваторіальних течіях через посилене перемішування повітряних мас.

Окрім областей сильного охолодження, багато районів басейну Тихого океану 18 000 років до н.е. виявляється були більш теплими, ніж зараз (на $1,0\text{-}2,0^\circ\text{C}$). Температури уздовж східного узбережжя Австралії були також вищі більш ніж на $4,0^\circ\text{C}$, можливо через екваторіальну течію, яка посилилася.

Індійський океан. Аномалії серпневої температури поверхні води мають незначні відмінності між минулим і теперішнім часом. В стороні від областей, пов'язаних із західними й східними прикордонними течіями, зовні західного узбережжя Австралії та південно-східної Африки більшість

областей у 18 000р. до н.е. були в межах 1,0~2,0°C сучасних значень температур. Температури в Аравійському морі були приблизно на 1,0°C вищі у минулому, припускаючи, що у той час південно-західна мусонна течія була слабкішою, призводячи до меншого вторгнення холодної води. Карти лютневих аномалій поверхневих температур мають значні відмінності, частково в області, зосередженої біля 40° півн.ш., де на північ від зони Антарктичної конвергенції температури були на 4,0~6,0°C нижче, ніж в 18 000р. до н.е. Але в порівнянні з іншими океанічними басейнами, температурні зміни в Індійському океані були відносно не великими.

3.4 Палеотемператури з даних алкенів

Відомий морський фітопланктон класу *Prymnesiophyceae*, більш знаний як коколітофорид *Emiliana huxleyi*, реагує на температуру води, змінюючи молекулярний склад своєї клітинної мембрани. Так при зниженні температури вони збільшують продукцію ненасичених алкенів (кетону). Клітки містять суміш довголанцюгових алкенів з 37, 38 і 39 атомами вуглецю (від n-C₃₇ до n-C₃₉), будь-який з яких є бі- або три-ненасиченим (позначаються, наприклад, як C_{37:2} і C_{37:3}). Температурно залежний індекс ненасиченості U₃₇^K знаходиться через залежність (3.4)

$$U_{37}^K = \frac{[C_{37:2}] - [C_{37:4}]}{[C_{37:2} + C_{37:3} + C_{37:4}]}, \quad (3.4)$$

де [C_{37:2}] представляє концентрацію бі-ненасиченого метил кетону, алкадієнона, який містить 37 атомів вуглецю. Індекс змінюється від -1 (коли всі алкени являють собою C_{37:4}) до +1 (коли всі – C_{37:2}). Проте, оскільки C_{37:4} практично відсутній в більшості відкладів, то індекс можна спростити до (3.5):

$$U_{37}^K = \frac{[C_{37:2}]}{[C_{37:2} + C_{37:3}]}. \quad (3.5)$$

В таких випадках, в четвертинних відкладах, значення зазвичай додатні (від 0,2 до 0,98). Важливість таких органічних біомаркерів в тому, що вони дуже мало руйнуються в морських відкладах, а також на них не впливають зміни солоності або ізотопного складу океану. Таким чином, вони забезпечують важливе доповнення до досліджень температурного режиму морів у минулому з допомогою δ¹⁸O та вивчення фауністичного складу.

4 ПАЛЕОКЛІМАТИЧНА ІНФОРМАЦІЯ З НЕОРГАНІЧНОГО МАТЕРІАЛУ ОКЕАНІЧНИХ ВІДКЛАДІВ

4.1 Реєстрація минулого клімату в коралах: палеоклімат зі швидкостей зростання коралів

Термін “корал” звичайно застосовується до представників ряду Scleractinia, які мають вапняні скелети, що захищають більш м'які тканини. Для палеокліматичних досліджень найважливішою підгрупою є будівельники рифів, масивні корали, в яких на основі симбіозу існують кораловий поліп та одноклітинна водорість (зооксантела), вони відомі як рифоутворювальні корали. Водорість продукує карбогідрати в процесі фотосинтезу і тому залежить від глибини води (більшість росте у верхній товщі на глибині 0-20 см), її прозорості. Велика кількість органічного вуглецю фіксується розсіяними водоростями з їх кліток, забезпечуючи живлення для коралових поліпів. Рифоутворювальні корали були лімітовані в основному температурами та в більшості своїй зустрічаються в межах середньої температури поверхні моря (SST) близько 20°C (між 30° півн.ш. та 30° півд.ш.). Коли температура зростає до 18°C, швидкість накопичення кальцію (зростання скелета) значно знижується, а більш низькі температури зможуть призвести до загибелі колонії.

Швидкості росту коралів дуже добре візуалізуються по роках при використанні рентгенівського проміння на зрізах, коли видні смужки низької і високої густини (рис. 4.1). Шари високої густини утворювалися за час найвищих значень SST [8, 29, 39], забезпечуючи хронологічну основу для подальшого аналізу.

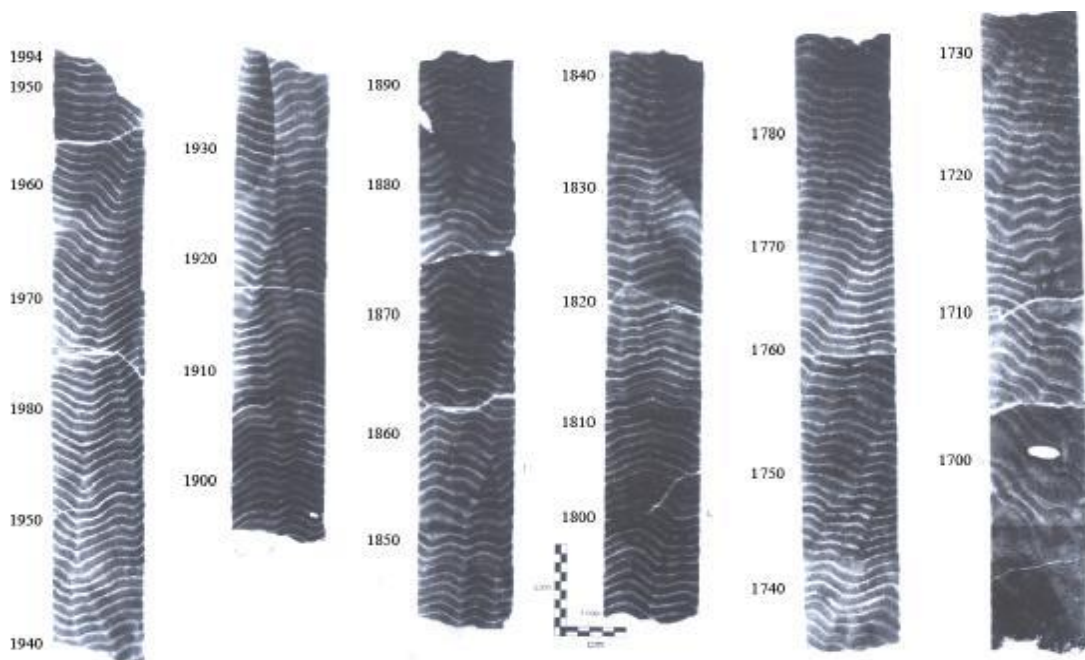


Рис. 4.1 – Рентгенівські фотографії пластин коралів (*Porites lutea*) з узбережжя Кенії з вираженими річними утвореннями

Палеоклімат зі швидкостей росту коралів.

Швидкості росту коралів залежать від різних чинників, включаючи SST і доступність живильних речовин. Найтриваліший запис зміни швидкості росту коралів був отриманий в 1992р. (Patzold and Wefer), з масиву коралів на Бермудах. В цьому регіоні швидкість росту обернено пов'язана з SST, тобто при підйомі більш холодної води з глибин океану збільшується кількість живильних речовин, що впливає на швидкість зростання коралів. Дані показали, що SST в основному була вище середньої багаторічної з 1250 по 1470рр. Найхолодніші умови припадають на період з 1470 по 1710рр. і з 1760р. до кінця дев'ятнадцятого століття. Це добре узгоджується з розрахунками зміни суми температур в північній півкулі за той же період [8, 14, 15]. На відміну від цього, на Галапагоських островах швидкість росту коралів збільшується з SST, наприклад з 1600 по 1860рр., потім знижується, досягаючи найнижчих значень швидкості з 1903 по 1940рр. [8, 24].

4.2 Вміст ізотопів вуглецю і кисню в коралах

Давно відомо, що фракціонування ізотопів кисню в залежності від температури відбувається в процесі, коли біологічний карбонат осідає з розчинів. $\delta^{18}\text{O}$ знижується приблизно на 0,22 ‰ при збільшенні температури на кожен 1°C . Сезонні варіації в $\delta^{18}\text{O}$ протягом зростання створу корала та їх зв'язки з сезонними варіаціями SST показані на рис. 4.2.

В тих областях тропіків, де відбуваються сезонні зміни в ізотопному складі морської води, прості зв'язки $\delta^{18}\text{O}$ -SST не спостерігаються. В областях з сезонно важкими опадами, які виснажені $\delta^{18}\text{O}$ протягом конвективної активності, перемішані шари поверхні океану стають ізотопно легкими під час вологого сезону, призводячи до посилення сезонного сигналу в коралах $\delta^{18}\text{O}$. І, навпаки, за час тривалого сухого сезону, поверхнєве випаровування може збільшити солоність (SSS) і призвести до ізотопного збагачення (більше $\delta^{18}\text{O}$) завдяки переважному видаленню ^{16}O . В областях, де зустрічаються випадки з екстремальними SST аномаліями, $\delta^{18}\text{O}$ в коралах може бути унікальним свідомством таких подій.

Так, наприклад, реконструйовані SST за 380 років, з використанням даних по $\delta^{18}\text{O}$ в коралах Галапагоських островів, показали 100 найбільших від'ємних $\delta^{18}\text{O}$ аномалій, 88 з яких відповідали (± 1 рік) хронології, побудованій для подій Ель-Ніньо (Quinn, 1992). Дані по $\delta^{13}\text{C}$ в коралових карбонатах також залежать від різних чинників, таких як $\delta^{13}\text{C}$ морської води та фракціонування ізотопів вуглецю під час фотосинтезу водоростей. Водорості переважно використовують ^{12}C з розчиненого неорганічного вуглецю (DIC) в океанічній воді, тому більш високі швидкості фотосинтезу

призводять до збагачення DIC ізотопом ^{13}C (менш негативне значення $\delta^{13}\text{O}$), що по черзі впливає на $\delta^{13}\text{O}$ в скелетному карбонаті.

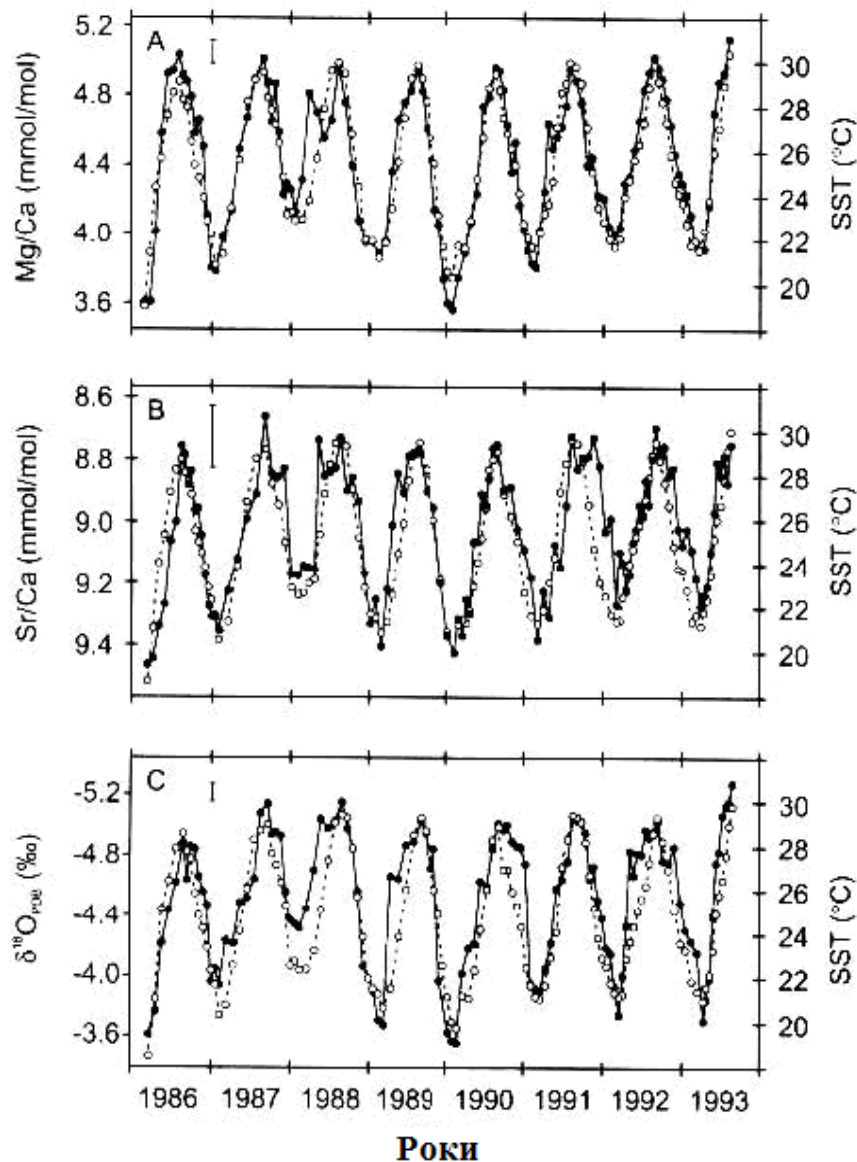


Рис. 4.2 – Порівняння між даними SST (3-тижневі осереднювання добових температур) на станції припливів-відпливів в Японії та геохімічними змінами поблизу коралів: А) співвідношення Mg/Ca ($r=0,92$); В) співвідношення Sr/Ca ($r=0,85$); С) $\delta^{18}\text{O}$ ($r=0,88$).

Дослідження показали, що $\delta^{13}\text{O}$ у воді знижується з глибиною і під час похмурих місяців (коли швидкості фотосинтезу знижуються), тому передбачається, що $\delta^{13}\text{O}$ в коралах може використовуватись для побудови тривалих показників хмарності.

Рідкісні елементи в коралах.

Оскільки елементи, які визначаються точно (Sr, Ba, Mn, Cd, Mg), хімічно схожі з Ca, мала кількість цих елементів може бути знайдена в скелетному

карбонаті. Відносна концентрація таких елементів часто забезпечує палеокліматичний або палеоцеанографічний сигнал. Наприклад, оскільки рівні Cd зазвичай набагато вищі в нижніх перемішаних шарах, відношення Cd/Ca в коралах на Галапагоссах збільшується залежно від сезонного перемішування водних мас. Відношення Ba/Ca має зворотний зв'язок з SST. Низькі пропорції Cd/Ca і Ba/Ca показують індекс подій Ель-Ніньо, оскільки такі події були пов'язані з дуже високими значеннями SST та мінімальним апвелінгом. Співвідношення Mn/Ca також забезпечують важливою інформацією в деяких регіонах, так, на заході та в центрі Тихого океану Mn ремобілізується з лагунних відкладах під час сильних екваторіальних вітрів, тому високі пропорції Mn/Ca в коралах служать індикатором таких подій.

4.3 Зміни в концентрації двоокису вуглецю в атмосфері і роль океану

З даних льодяних кернів стало зрозуміло, що рівні діоксиду вуглецю в атмосфері ($p\text{CO}_2$) були значно нижчі (на 90-100 р.р.м.в.) в останньому льодовиковому максимумі, ніж у голоцені. Поза сумнівом, тривалі зміни діоксиду вуглецю проходять в паралелі з $\delta^{18}\text{O}$ в льоді та повинні відігравати важливу роль в льодовикових та міжльодовикових кліматичних змінах.

Вміст вуглецю в океані в 50-60 разів відрізняється від атмосферного, рівномірно пов'язані малі зміни в швидкостях вертикального перенесення або втрат (дегазація) діоксиду вуглецю можуть сильно впливати на рівні атмосферного CO_2 . На зміни в температурі й солоності поверхні океану в льодовиковий час (холодніше, вище солоність) припадає близько 10% усіх змін CO_2 , які спостерігались. Але всі основні зміни повинні бути пов'язані зі збільшенням в біологічній продуктивності в океані за той же період. Розчинений в океані CO_2 переміщується біологічною активністю в світлову зону, яка формує органічну тканину та карбонатні раковини морських організмів. Після їх смерті вуглець, яки знаходиться біля поверхні, переміщується в нижні шари і нагромаджується у відкладах. Апвелінг повертає CO_2 зі збагачених більш глибоких шарів в атмосферу. Таким чином, одні області океану відіграють роль стоку вуглецю, а інші – джерела. Чинники, які видозмінюють біологічну продуктивність поверхневих вод та швидкість апвелінгу, або ті, які змінюють розподіл стоків і джерел вуглецю, можуть значно впливати на рівень атмосферного CO_2 .

Важливим показником фотосинтетичної активності в поверхневих водах океану служить відношення вмісту ^{12}C до ^{13}C . В процесі фотосинтезу спочатку ^{12}C надходить з води для побудови органічного матеріалу з низьким значенням $\delta^{13}\text{O}$. В більшості районів океану продуктивність була лімітована нестачею живильних речовин (особливо фосфатами та нітратами). Під час льодовикового періоду, коли рівень океану був нижче, фосфати, закумуляовані на континентальних шельфах, вимивалися і розсівалися в океані, збільшуючи рівень живильних речовин, і як наслідок, продуктивність в поверхневих водах. Це повинно було призвести до видалення ^{12}C з поверхні

та послужити причиною збільшення градієнта $\delta^{13}\text{O}$ між верхніми та глибинними шарами океану. В той же час велика продуктивність в світловій зоні повинна збільшувати швидкість вивільнення CO_2 з океану, призводячи до збільшення потоків CO_2 в атмосферу, тим самим до зниження $p\text{CO}_2$. Тобто в скелетах організмів, які живуть ближче до поверхні, зберігається нижчий рівень атмосферного CO_2 , в порівнянні з глибоководними. Така закономірність показана в роботах [8, 60 – 62], вимірюючи відмінності між ^{13}C в карбонатних тестах планктонних і бентосних форамініфер у керні екваторіальної частини Тихого океану (рис. 4.3а). Отримані дані градієнта $\delta^{13}\text{O}$ між поверхневою та глибинною водою забезпечили достовірними даними щодо рівня атмосферного CO_2 з більш сильними градієнтами, що означають збільшення продуктивності на поверхні та нижчі значення $p\text{CO}_2$.

Такі дані схожі з отриманими з льодяного керна станції Восток (рис. 4.3б), припускаючи, що зміна в швидкості секвестрування органічного вуглецю в океані була основною причиною змін атмосферного CO_2 в льодовикових та міжльодовикових часових шкалах.

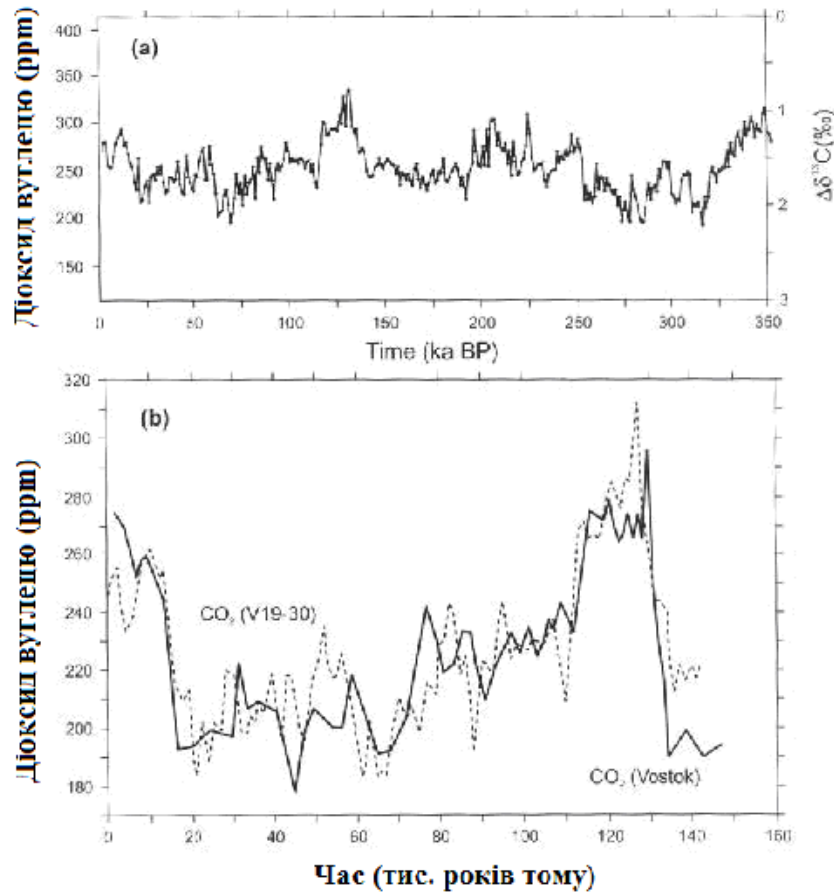


Рис. 4.2 – Верхня панель (а): відмінність між $\delta^{13}\text{O}$ в планктонній форамініфері *Neogloboquadrina dutertrei* та бентосній форамініфері *Uvigerina senticosa* з екваторіального тихоокеанського керна V 19-30 [191]. Нижня панель (б): невідповідності між даними по CO_2 в тихоокеанському керні та льодяному зі станції Восток.

Варіації орбітальних характеристик землі – факти з морських донних відкладів. Наявність тривалих палеокліматичних даних, отриманих з дна океану, які охоплюють декілька сотень тисяч років, дає можливість висунення гіпотез про причини кліматичних змін. Найважливішою з них є гіпотеза, висунута Міланковічем в 1941р. [8, 49], який довів, що зледеніння у минулому було головним чином функцією змін в орбітальних параметрах Землі і результатом перерозподілу сонячної радіації, яка досягала Землі. Emiliani [8, 25, 26] був першим, хто відзначив, що максимум $\delta^{18}\text{O}$ в Карибських та екваторіальних Атлантичних кернах тісно пов'язаний з мінімумом літньої інсоляції на 65° півн.ш., яку Міланковіч назвав критичною для просування континентального льоду. Дані по формуванню коралових терас, що вказують на колишній більш високий рівень моря, показали тісний зв'язок в часі з максимумом інсоляції, підтверджуючи, тим самим, ідею Міланковіча.

5 ГЕОЛОГІЧНІ СВДЧЕННЯ ЩОДО ЗМІН КЛІМАТУ

5.1 Лесові відклади

Лес (нім. Loss) – нешарувата, однорідна вапняна осадова гірська порода світло-жовтого або палевого кольору. Переважають частинки 0,01 – 0,05 мм; глинисті частинки <0,005 мм присутні у кількості 5 – 30%; деяка кількість частинок 0,01 – 0,05 мм представлена агрегатами, які утворились при коагуляції колоїдної частини породи. Пористість лесу 40 – 55%; пронизаний тонкими каналцями (макропорами, слідами рослинних залишків). За своїм складом лес відноситься як правило до суглинків, рідше до супісків. Великі частинки в лесі складаються переважно з кварцу і польового шпату, в меншій кількості – зі слюдяної, рогової обманки і т. д.; в окремих прошарках рясніють зерна вулканічного попелу, які переносилися вітром на сотні км від місця виверження. Тонкі частинки в лесі складаються з різноманітних глинистих мінералів (гідрослюди, каолінит, монтморилоніт). У лесі іноді зустрічаються вапняні конкреції (місцеві назва: журавчики, дутики), раковини наземних моллюсків та кістки ссавців, особливо гризунів та мамонтів.

Лес поширений в Європі, Азії, Північній та Південній Америці, переважно в степових та напівпустельних районах помірного поясу. Леси залягають у вигляді покриву – від декількох метрів до 50-100 м – на вододілах, схилах та древніх терасах долин.

Питання про походження лесу ще не отримало загальноприйнятого рішення. Його утворення пов'язували з різними геологічними процесами (на суші – з діяльністю вітру, дощових і талих снігових вод, ґрунтоутворенням та вивітрюванням, вулканізмом, осадженням космічного пилу, осадоутворенням в озерах і морях) та стадіями породоутворення. У 1877р. нім. вчений Ф. Ріхтгофен довів субаеральне (на суші при обмеженій ролі води) походження китайського лесу. Популярні теорії еолового (В.А. Обручов), ґрунтового (Л.С. Берг) та комплексного (еолові, делювіальні і ґрунтово-елювіальні процеси в посушливому кліматі) походження лесу. У лесі є прошарки з ясно вираженим ґрунтовим профілем – поховані ґрунти, які свідчать про більш теплі та вологі (міжльодовикові) епохи, ніж час лесутворення (льодовикові епохи). Лес є материнською породою чорноземних та сіроземних ґрунтів. Він використовується для виготовлення цегли («сирець», «саман») і цементу, для підсилення тіла дамб та гребель. Після зволоження лес під тиском власної ваги або ваги споруд часто ущільнюється, відбуваються осідання ґрунту, що може спричинити аварії споруд.

Лесові відклади – осадові породи, що зовні нагадують лес і за складом відносяться до суглинків та супісків. Лесові відклади відрізняються від лесу наявністю шаруватості та прошарків галечників, більш глинистим складом, включенням раковин прісноводних моллюсків. Часто лесові відклади залягають у вигляді невеликих прошарків у алювіальних галечниках. Лесові відклади поширені в різних ландшафтних зонах. У центральній та північній

частинах Східноєвропейської рівнини вони відомі під назвою покривних суглинків. Лесові відклади можуть мати різне походження, являючи собою еолові відклади, алювій, делювій, елювій. Лесові відклади і лес об'єднують під назвою лесових порід. Деякі дослідники не відокремлюють лесові відклади від лесу і не використовують поняття лесові породи. Лесові відклади, як і лес, іноді мають просадочні властивості.

Лесове плато, Лесова провінція – природна область в Китаї, у середній частині басейну р. Хуанхе. Обмежена на півдні хр. Циньлин, на сході хр. Тайханшань, на півночі пустелею Ордос, на північному-заході пустелею Алашань, на заході східними відрогами Куньлуня. Площа близько 430 тис. км², висоти 1200-1500 м. В межах лесового плато є окремі хребти (Люпаньшань, Люйляншань, Утайшань та ін.), гребені яких місцями досягають 2500 м і більше. В геологічному відношенні Лесове плато являє собою западину, заповнену потужною товщею мезозойських відкладів, перекритих лесами. Потужність лесів зазвичай коливається від 100 до 200 м, зростаючи на північ до 250 м. Пухкі товщі лесів піддаються інтенсивній ерозії. Мережа ярів в деяких районах досягає 5-6 км на 1 км² при глибині 100-150 м. На півночі переважають лесові пасма та ували, витягнуті в напрямку пануючих вітрів, із загальною глибиною розчленування до 300-400 м; на півдні розвинені плоскі і пологохвилясті плато, порізані ярами. Клімат помірний з сухою холодною зимою та жарким літом. Середня температура січня від -8,0°C на півночі до -4,0°C на півдні, липня – від 22,0°C на півночі до 24,0°C на півдні. Опадів від 500 мм на рік на сході до 250 мм на північному заході. Велика частина їх випадає під час літнього мусону (липень – вересень), зазвичай у вигляді злив, стимулюючих розвиток ерозії. Річки течуть часто в глибоких ущелинах та виносять величезну кількість наносів. Річний обсяг твердого стоку р. Хуанхе нижче лесового плато перевищує 1,3 млрд. т. Ґрунти на лесах характеризуються високою родючістю, але в більшості своїй вони змиті. Природна рослинність (лісостеп на південному-сході, сухий степ на північному-заході) збереглася лише в місцях, незручних для обробки. Вся поверхня розорана, лесові схили висотою до 1000 м і більше штучно терасовані. Вирощуються бавовник, просо, гаолян, пшениця. Родовища кам'яного вугілля, залізної руди, нафти, горючих сланців, гіпсу, солі. Лесове плато (особливо долина р. Вейхей) має високу густоту населення. Найважливіші міста – Сіань, Тайюань, Ланьчжау.

5.2 Варіації гірських льодовиків

Гірські льодовики різні за умовами живлення та стоку. Велике розповсюдження мають гірські льодовики альпійського типу. Загальний характер та динаміка такого льодовика представляються в такому вигляді: у верхній схилівій частині гір вище снігової межі розташовуються області живлення (фірнові басейни). Вони представлені циркоподібними котловинами, часто це розширені водозбірні басейни, раніше утворені водними потоками. Областями їх стоку або розвантаження є гірські долини.

Гірські долинні льодовики бувають простими, відокремленими один від одного, кожен з чітко вираженою областю живлення та власною областю стоку. Але в ряді випадків спостерігаються складні льодовики, що виходять з різних областей живлення, зливаються один з одним в області стоку, утворюючи єдиний потік, який являє собою справжню річку льоду з притоками та заповнює на багато кілометрів гірську долину. Прикладом такого складного крижаного потоку є льодовик Федченко на Памірі протяжністю близько 75 км та з великою потужністю льоду. Через численні притоки такі льодовики в плані нагадують гіллясте дерево.

Місцями при достатній кількості випадаючого снігу область живлення утворюється в різних сідловинах, на вирівняних ділянках гір або в результаті злиття циркоподібних областей живлення різних схилів. У цих умовах стік льоду може відбуватися по долинах різних (протилежних) схилів хребта. Такі льодовики іноді називають переметними. На схилах долин або вище льодовикових цирків спостерігаються крісловидні поглиблення, які називаються карами, лід у них не має стоку (або дуже незначний). В умовах дегляціації їх називають реліктовими або залишковими. І нарешті, висячі льодовики розташовані у відносно неглибоких западинах на крутих гірських схилах. До проміжного типу відносяться так звані передгірні і плоскогірні льодовики. Передгірні льодовики одержали назву по розташуванню біля підніжжя гір. Вони утворюються в результаті злиття численних гірських льодовиків, які виходять на передгірську рівнину, розтікаються в боки і вперед, утворюючи великий льодовиковий шлейф, що покриває великі простори.

Таким чином, тут поєднуються гірські льодовики у високих горах та покривні в передгір'ях. Типовим прикладом є найбільший льодовик Маляспіна на Тихоокеанському узбережжі Аляски, площа якого близько 3800 км. Інше поєднання спостерігається в Скандинавському або плоскогірному типі льодовика. Такі плоскогірні льодовики розташовуються на вирівняних слабо розчленованих вододільних поверхнях древніх гірських споруд (льодовик Юстедаль в Норвегії площею близько 950 км). Стік льоду здійснюється в долини. Отже тут ми маємо єдину область живлення та розділені канали стоку. Іншими прикладами є льодяні покриви або льодяні шапки, які покривають значні площі Шпіц-Бергу та Ісландії, звідки вони виступають через крайові депресії у формі лопат або долинних язиків. В якійсь мірі подібні умови спостерігаються в межах деяких вулканічних конусів, покритих суцільними шапкоподібними льодовиками, що спускаються в усі боки короткими язиками по балках гірських схилів.

Акумулятивна діяльність льодовиків. Весь різномірний уламковий матеріал – від тонких глинистих частинок до великих валунів і брил, як той, що переноситься льодовиками при своєму русі, так і відкладений, називають мореною (гляціальними відкладами). Отже існує два типи морен – рухомі та відкладені.

Рухомі морени мають різне розташування. У гірських льодовиках виділяються:

1) поверхневі морени – бокові по краях долинного льодовика, що утворюються за рахунок вивітрювання та гравітаційних процесів зі схилів гір (осипів, зсувів, обвалів), і серединні, які виникають в результаті об'єднання бічних морен при злитті льодовиків;

2) внутрішні морени можуть утворюватися як в областях живлення, так і в результаті проникнення уламкового матеріалу по тріщинах;

3) донні морени утворюються за рахунок екзарації і захоплення продуктів вивітрювання.

У материкових льодовиках головне значення мають донні рухомі морени та внутрішні, які виникають в результаті видавлювання уламкового матеріалу, що утворюється при перетині льодовиком височини рельєфу по тріщинах.

Відкладені морени. Серед відкладених виділяються три типи морен: 1) основна (донна), 2) абляційна, 3) кінцева (крайова).

Основні морени – найбільш поширені льодовикові відклади. В центральних частинах материкових зледенінь переважають екзарація та насичення льоду уламковим матеріалом. Лід рухається від центру по радіальних напрямках в області абляції, де, крім екзарації і переносу, створюються умови для підлідної акумуляції та утворення основної морени. Уламковий матеріал, який насичує лід, зменшує його пластичність та поступово відшаровується, утворюючи основну (донну) морену (рис. 5.1).

Абляційна морена найчастіше утворюється ближче до периферичної частини льодовика в стадії його деградації. При таненні льодовика наявний усередині нього і на поверхні уламковий матеріал осаджується, накладаючись на основну морену. Зазвичай це пухкі опади, в яких спостерігається збільшення піщаного і грубоуламкового матеріалу, що пов'язано з впливом рухомих льодовикових вод, які перемивають, захоплюють та відносять ту чи іншу кількість більш дрібних частинок.

Кінцеві (крайові) морени. При тривалому стаціонарному положенні краю льодовика спостерігається динамічна рівновага між льодом, який надходить, та його таненням. У цих умовах біля краю льодяного покриву буде накопичуватися принесений льодовиками уламковий матеріал, формуючи кінцеву, або крайову, морену. В утворенні кінцевих морен Ю.А. Лаврушин виділяє ділянки таких процесів, як: 1) звалювання в крайовій частині льодовика уламкового матеріалу, що піднімається по внутрішніх сколах; внаслідок цього та в результаті посилення абляції утворюється насипна морена; 2) напір краю льоду на вже утворені відклади і породи підлідного ложа (бульдозерний ефект). Утворюються напірні морени, яким властиві різного роду гляціодислокації; 3) латеральне (лат. "латераліс" – бік, сторона) – бічне вижимання або видавлювання насиченого водою уламкового матеріалу; 4) абляція. Складний прояв різних процесів в крайовій частині льодовика зумовлює значні неоднорідності в будові й складі кінцевих морен. Особливо великою складністю відрізняються напірні морени, що складаються з порушених льодовикових морен, водно-льодовикових відкладів та корінних порід льодовикового ложа, які чергуються між собою.

Коливання гірських льодовиків. Збільшення розмірів льодовика (потужності, площі; довжини) називається його наступом, зменшення – відступом, а незмінність – стаціонарним станом.

Види коливань льодовиків. Розрізняються такі види коливань льодовиків:

1) сезонні, спричинені сезонною зміною режиму абляції: взимку льодовик тоне слабкіше, ніж влітку, тому може наступати;

2) вікові – дуже тривалі, керовані, скоріш за все, загальними причинами, пануючими над місцевими факторами клімату, погоди та рельєфу; позначаються на загальному характері зледеніння великих територій: льодовики або розвиваються, або, навпаки, поступово скорочуються аж до повного зникнення;

3) циклічні – порівняно короточасні, зумовлені циклічними коливаннями клімату;

4) випадкові – всі ті, які не можуть бути віднесені до сезонних, вікових та циклічних.

Наведемо приклади, так в останньому тисячолітті в Альпах було три великих епохи наступу льодовиків. Перша почалася з другої половини XVI ст. і тривала, з невеликими перервами, в XVII та XVIII ст. Друга була в 1820-х роках, третя – в 1850-х, після чого з 1860-х років почалося генеральне скорочення льодовиків, яке в загальній формі триває й понині. До XVI ст., мабуть, теж був тривалий період більш м'якого клімату та більш слабого загального зледеніння Альп [8, 12, 13]. Хвилеподібний характер процесу виявляється з того, що між 1595 та 1939рр. в Альпах налічується принаймні 14 великих та малих наступів льодовиків, роз'єднаних періодами. Перший генеральний наступ торкнувся льодовика Фернагтфернер в Східних Альпах в 1599-1601рр.; Надалі цей льодовик наступав в 1678-1681, в 1771, в 1820, в 1848рр. і т.д. Дещо раніше (1595) почали наступати Гріндельвальдські льодовики (та одночасно з ними льодовики в Західних Альпах). Цей наступ досяг свого максимуму в 1620р. Періоди нової активності проявилися в 1719-1743, 1768рр. (з максимумами в 1770 і 1779 рр.), 1814-1822, 1838-1850рр.

За минуле століття льодовики Кавказу відступили на 350-530 м. При цьому в Західному та Східному Кавказі відступ льодовиків у 1850- 1930 рр. відбувався в 2-3 рази повільніше, ніж в 1930-1960рр., тоді як у Центральному Кавказі в першому зазначеному періоді льодовики скорочувалися швидше ніж у другому.

На Алтаї наступ льодовиків зафіксовано близько 1820-х, 1850-х та в 1880-1890-х роках. Різні льодовики наступали також між 1911 та 1932рр. (найбільше – близько 1917-1918рр.).

Що стосується Середньої Азії, то тут льодовики наступали з початку XX ст.; особливо багато інформації про їх насування припадає на 1906-1915 рр., але ці активні зрушення розвивалися на тлі загального згасання льодовиків, чітко окресленого протягом останніх 40-60 років. Льодовик Зеравшанський з 1880 по 1946рр. відступав безперервно, скоротившись в лівій частині на 1357 м. Є непрямі ознаки наступу льодовиків в 1880-ті роки і дещо

раніше. Так, льодовик Федченко в 1868 р. наступав. Наступав він у 1910-1913рр.; причиною цього вважають землетрус в районі Сарезу, який спричинив обвалення снігу у фірнових областях. З 1913 по 1957 рр. льодовик звільнив площу в 2,5 км², втративши 0,125 км³ льоду

5.3 Флуктуації рівня озер

Зміна сонячної активності викликає зміну атмосферної циркуляції, внаслідок чого змінюється кількість опадів. Зміна кількості опадів і температури повітря призводить до того, що мають місце коливання рівня води в озерах щодо "норми". Роки маловоддя (дуже низького, низького і середнього) змінюються роками багатоводдя (середнього, високого, дуже високого). А. В. Шнітніков досліджував зміни рівня степових озер між Уралом і р. Об протягом більш ніж 200 останніх років [8, 12, 13]. Виявилось, що за цей час рівень води в озерах безперервно коливався, то озера були "з верхом" заповнені водою, то вони повністю висихали. В.В. Звіринський ще в минулому столітті писав: "Днища багатьох озер поросли травою і перетворилися на луки, на яких росло сіно, а інші використовувались під посів хліба та льону, з 1854 р. всі висохлі озера стали наповнюватися водою і в 1859 р. зробилися справжніми озерами". Всього таких циклів з кінця XVII ст. до середини нашого століття було 7. Час від одного максимального багатоводдя до сусіднього змінювався за зазначені 250 років так: 45, 39, 34, 39, 29, 19, 36 років. Приблизно в тих же межах знаходилися періоди, які відраховуються між сусідніми найбільш низькими маловоддями (47, 40, 31, 47, 31, 20, 38 років). Рівень води в озерах змінювався приблизно за такою схемою. Спочатку, протягом 2-3 років, рівень води підвищувався. Потім протягом від 2 до 6 років рівень води зберігався приблизно на постійній висоті. Після цього наставав нестійкий максимум, тобто рівень води сягав найбільшої висоти. Цей максимум тривав 1-3 роки. Після цього нетривалого максимуму рівень води в озерах починав повільно впродовж 12-20 років знижуватися. Найнижчий рівень озер зберігається приблизно протягом 6-8 років. Але він є нестійким. Якщо говорити про ті озера, які в мінімумі цього періоду не висихають взагалі, тобто про великі озера, то рівень води в них може змінюватися в межах приблизно 5 метрів. У дрібних озерах ці зміни менші – приблизно 3 метри).

Циклічні зміни в межах вікового циклу сонячної активності відбуваються в самих різних природних процесах, а не тільки в наступі посух, зміні водності річок та рівня води в озерах. Зокрема, на зміну сонячної активності в межах вікового циклу реагує льодовитість північних морів. В.В. Бетінім та Ю.В. Преображенським була досліджена льодовитість Балтики і суворість зим в Європі за період з 1770 по 1950рр. Метою було прогнозування цих змін на майбутні тридцять років, тобто до 1980 р. Передбачена зміна льодовитість Балтики непогано справдилося: прогнозована на 1959-1960рр. максимальна льодовитого Балтики дійсно мала місце, а після 1960р., як і було передбачено, почалося зменшення

льодовитості Балтійського моря. Дослідження показали, що льодовитість Балтійського моря змінюється з різними періодами тривалістю 22-20, 15-11, 6-5 років і навіть 3-2 роки. Приблизно так само змінюється і температура повітря (за даними вимірів температури Хельсинки).

Гетерохронність змін рівнів води Аралу і Севана (Гохча), з одного боку, і Каспію – з іншого вже відзначалася Л.С.Бергом. А.В.Шнітніков встановив синхронність коливань рівнів Аралу, Балхашу, Алакуль та інших безстічних озер полуаридної та аридної зони. Таким чином, рівень Каспію, живиться в основному за рахунок опадів в басейні Волги в гумідній зоні, змінюється гетерохронно з рівнями озер аридної зони. Однак з цього висновку існують і винятки. Іноді рівні Балхаша і Каспію знижуються в загальних рисах синхронно, що відповідає умовам відносної сухості в аридній зоні та в басейнах Волги, Уралу і річок Західного Сибіру [8].

5.4 Озерні донні відклади

Озерні відклади, осадові утворення на дні озер – сучасних та древніх, які існували в минулі геологічні епохи. Озерні відклади відносяться до континентальних відкладів, але в той же час мають деякі ознаки, властиві морських відкладам (чітке сортування матеріалу, горизонтальна шаруватість та ін). Допоможе відрізнити риси озерних відкладів: лінзоподібне залягання, невелике число залишків специфічної фауни та занесених з берегів залишків рослин і тварин, а також тісний зв'язок з алювіальними та іншими типами континентальних осадів. В особливу категорію виділяють озерно-льодовикові відклади. У прісноводних озерах накопичуються механічні осади, серед яких часто переважають тонкозернисті з чіткою горизонтальною шаруватістю, а також сапропель, діатоміт. При заростанні озера нерідко перетворюються на торф'яні болота. Характер озерних відкладів змінюється в залежності від клімату. В областях з холодним кліматом відкладається уламковий піщано-глинистий матеріал, іноді з стрічковою шаруватістю; в озерах помірного поясу разом з уламковим матеріалом накопичуються залізо («бобові» руди), кремнезем (діатоміти), карбонат кальцію, органічна речовина (торф, сапропель та ін.). У посушливих областях, де поширені солонцюватководні та солоні озера, відкладаються карбонати, галіт, гіпс, а в безстічних озерах – доломітові осади, іноді сода.

Стрічкові глини, осади озер, розташованих поблизу кінця материкового льодовика. Для стрічкових глин характерна тонка правильна шаруватість з літніх і зимових шарів, складених відповідно більш крупним (піщано-алевритовим) або більш дрібним (глинистим) матеріалом. Потужність пари шарів зазвичай менше 1 мм, але іноді досягає декількох см. У ділянках озер, прилеглих до льодовика, потужність шарів зазвичай більша, ніж на віддаленні від нього. Всередині великих шарів розрізняється мікросхаруватість, пов'язана зі зміною погоди та інтенсивності танення льодовиків. Стрічкові глини поширені в Білорусії, прибалтійських країнах і на півночі Європейської частини Росії; у Скандинавії, на півночі Польщі та

Німеччини. Підрахунок числа річних шарів в стрічкових глинах використовується для геохронології льодовикового і післяльодовикового часу [8].

При теригенному осадконакопиченні надходження мас завислої речовини в озеро залежить від припливу, а накопичення осаду визначається гідродинамічним режимом басейну. Значить, використовуючи осадкові параметри, можна фактично отримати характеристику змін припливу в часі в певній точці озера з безперервним осадконакопиченням. Очевидно, що рідкий і твердий приплив з водозбору контролюється кліматичними умовами, тобто існує кількісна залежність припливу від регіональних температур та атмосферних опадів. Однак, кореляція приплив-клімат поки ще не розроблена. Тому на даному етапі для реконструкцій використовується широко застосовуваний, хоча і спрощений підхід – порівняння рядів осадкових параметрів з кліматичними рядами історичного періоду, виділення на цій основі осадкових індикаторів клімату та екстраполяція виявлених залежностей на глибокі горизонти.

Основним підходом до дослідження осадків з метою пошуку кліматичних палеосигналів є седиментологічний. Він полягає в комплексному аналізі представницьких осадкових розрізів за допомогою сучасних методів описової петрографії, геохронології, пошуку мінералогічних та геохімічних індикаторів, вимірювання фізичних властивостей, комп'ютерного аналізу зображень та аналізу часових рядів.

Донний осад формується з твердих частинок теригенного стоку, які надходять з різних рівнів і геоморфологічних елементів живильної провінції, органічних залишків автохтонного і алохтонного походження, аерозольної компоненти й порової води. При подальшій взаємодії твердої й рідкої фаз в осаді утворюються аутигенні мінерали. Кожен компонент пов'язаний зі змінами параметрів зовнішнього середовища, в першу чергу, з кількістю річних атмосферних опадів (P_r) та середньорічною температурою (T), варіації яких і призводять до варіацій складу донних осадків.

6 БІОЛОГІЧНІ СВДЧЕННЯ ЩОДО ЗМІН КЛІМАТУ

6.1 Комахи як індикатори зміни клімату

Викид промисловістю в атмосферу Землі газів, що створюють парниковий ефект, спричиняє до підвищення глобальної температури й збільшення опадів. Відбувається інтенсивне танення льодовиків у горах на полюсах Землі, можливо висушування окремих замкнутих водойм або ж, навпаки, затоплення деяких територій. Все це надалі буде ще більшою мірою впливатиме на стан та функціонування наземних екосистем, стан сільського та рибного господарства, ліси, призведе до значних опустелювань окремих районів землі, зміни рослинних поясів, скоротить видовий склад рослин і тварин, порушить угруповання тварин. Досвід показує, що незначні зміни температури й вологості за десятки років можуть призвести до глобальних порушень екологічного балансу, руйнувань угруповань рослинного і тваринного світу [8].

Для конкретного прикладу наведемо дані досліджень по території Киргизької республіки – гірської країни, де представлені численні природні ландшафти та екосистеми – від пустель до альпійських луків. В цих екосистемах мешкає колосальне число видів безхребетних тварин, особливо, комах. Вважається, що тільки половина комах, що живуть в республіці, нараховує понад 10000 видів. Кожен вид комах виконує в природі певну роль: поїдання зелених частин рослин, плодів, кори, мертвих тварин; запилення рослин; кровосмоктяння; поїдання вовни, пуху птахів; є серед них види-паразити; також вони виступають як переносники небезпечних інфекцій і т.д., причому їх роль оцінюється не тільки за кількістю видів і особин, а в основному за біомасою. Біомаса ж комах на порядок перевищує біомасу наземних хребетних тварин. Тому прогнозування стану різноманітності видів безхребетних в ситуації при зміні клімату – архіважливе завдання. Як може вплинути на комах зміна клімату? Не виключено, що відбудеться часткове зникнення видів, скоротяться площі поширення деяких видів, зміниться число поколінь розвитку комах – від яйця до дорослої стадії, зміняться строки початку й кінця розвитку у окремих видів, збільшиться чи зменшиться чисельність особин деяких видів комах, в тому числі як корисних, так і шкідливих в сільському господарстві, переносників небезпечних інфекцій, а також хижаків та паразитоїдів. При зміні клімату зміниться і вертикальна зональність рослинних профілів, а слідом за цим і угруповання тварин. При підвищенні температури кліматичні профілі будуть зрушуватися нагору по гірських схилах. Там, де були високотравні луки, виникнуть степи, на місці степів – напівпустелі, трохи збільшиться висотне розташування лісу, субальпійських й альпійських луків та інших рослинних асоціацій. Для рослинних угруповань цей процес буде повільним, тоді як безхребетні і всі хребетні мають всі можливості для активної міграції (перельоти, переповзання), вони будуть рухатись слідом за переміщенням рослин, які їх живлять, інших об'єктів їжі (хижацтво, паразитизм, утилізація

трупів і т.д.). До того ж майже всі комахи, а тим більше хребетні тварини здатні до зміни добової та сезонної активності. Вони змінюють активність з денною на вранішню чи вечірню, або навіть нічну. Личинки багатьох комах зариваються глибше в ґрунт, де і вологість вище й температура нижче. Багато комах при нестачі вологи споживають більше зеленої їжі, використовуючи вологу, а інші, навіть корисні поживні речовини не використовують в повній мірі. Мурахи, наприклад, споживають рідкі виділення попелиці [8].

Комахи витримують широкий діапазон температурних умов, створюють охолодження за рахунок вентиляції, що досягається особливою будовою гнізд у колективних видів або помахами крил, за рахунок чого відбувається вентиляцію житла. Вживання сімей або видів досягається за рахунок колосальної плодовитості самок (мурахи-лазіуси, жуки-нарильники). Однак втрата видів, скорочення життєвого простору або зменшення чисельності особин спостерігається навіть у комах. Більшість комах всеїдні. Тим не менше, існують види, які живляться строго певним типом їжі та при її відсутності можуть загинути. Крім того, існують комахи, які пристосувалися жити тільки в суворо визначених умовах (певний тип ґрунту, в стовбурах, гілках або стеблах певних дерев, чагарників або трав'янистих рослин, відкладати яйця тільки в тіло одного виду хазяїна і т.д.). Такі види комах в першу чергу є претендентами на загибель при зміні клімату. Якщо ж вони не мають властивостей активної міграції, то це тільки підвищує можливість їх втрати. Та екосистема, в якій вони живуть, може зазнати значних змін або зовсім зникнути. Таких видів комах в природі не дуже багато, крім того, природа передбачила такі казуси, і різні види можуть виконувати одну й ту ж функцію. Таким чином, угруповання або екосистема не гине, а продовжує функціонувати. Тому, чим більше число видів об'єднує спільноту, тим воно більш стійко функціонує і успішно протистоїть змінам зовнішнього середовища.

Всього на території Киргизстану зареєстровано 28 рядів комах, що включають 458 сімейств, 3411 родів і 9104 видів. Але ці дані далеко не вичерпні, оскільки після їх публікації в кадастрі генетичного фонду комах в 1996 р. вже додатково виявлено близько 2 тис. видів. Всі вони поширені по території Киргизстану нерівномірно. У горіхоплідних лісах півдня Киргизстану та на суміжних з ними територіях – найчисленніша видова різноманітність. Найменша кількість видів мешкає у високогірних екосистемах. Важко вказати точне число видів для кожної екосистеми гірської території, оскільки переважна більшість видів живе одночасно в декількох з них. Однотипні екосистеми є в різних районах країни. Однак вони будуть в різній мірі схильні до змін кліматичних умов. Тому всю територію Киргизстану представимо у вигляді біомів, що включають тваринний та рослинний світ і середовище їх перебування. Біоми підібрані з таким розрахунком, щоб кожен з них відрізнявся ступенем зміни клімату [8].

Північний Киргизстан (Чуйська, Таласька, Кемінська долини, північні схили Киргизького, Таласького хребтів та частина західних схилів Кунгей-Ала-Тоо). Біом включає такі екосистеми, як зона землеробства,

напівпустельні передгір'я, сухі степи, високотравні луки, смерекові ліси, альпійські та субальпійські луки і високотравні пустелі. При наявності парникового ефекту і підвищенні середньодобової температури на 5°C та збільшенні річних опадів на 200 мм тривалість періоду вегетації рослин продовжиться на 24 дні. Для багатьох комах це збільшить період активності і число їх поколінь, але не відіб'ється на кількості їх видів. Види, які розвиваються тільки в одному поколінні в році, раніше почнуть свій розвиток і раніше його закінчать. Якщо розвиток у них затягується на весь літній сезон, то такі види зміщують період активності на ранкові або вечірні години або навіть на нічний час. При підвищенні максимальних денних температур деякі види впадають в літню діапаузу (сплячку). Комахи, личинки яких розвиваються в ґрунті, заповзають глибше в ґрунт, де й вологість вище і температура нижче. Природно, що глобальні зміни клімату пройдуть не одномоментно, а розтягнуться на десятки років. До цього терміну населення в країні зросте, за розрахунками соціологів, до 15 млн. за 100 років. За цей термін більшість природних біоценозів будуть окультурені. Відбудеться скорочення місць проживання багатьох видів комах. У цих умовах на скорочення числа видів буде впливати не зміна клімату, а антропогенний фактор. Зникнуть, а вірніше, переселяться в іншу висотну зону багато видів бджіл, ос, пильщиків, паразитів, яйцеїдів, мух та інших комах, що літають. У біомі Північного Киргизстану є й інші природно-рослинні зони (екосистеми), в яких також зміна клімату позначиться на збереженні різноманітності видів. Наприклад, в поясі степів загальна сума опадів збільшиться на 250 мм. Період з середньодобовою температурою вище 5,0°C збільшиться на 29 днів, а вище 10,0°C – на 32 дні. Збільшення кількості теплих днів приблизно на місяць з імовірним підвищенням критичних температур сприятиме розвитку на цій території напівпустельній екосистемі. Але це не призведе до втрати видів комах, оскільки вони мають природні пристосуваннями (адаптації) до підвищення температури або будуть мігрувати в розташовані вище пояси. Частково їх екологічні ніші (місця проживання) займуть види з напівпустель передгір'їв. Такий зсув, мабуть, станеться по всьому профілю хребта. Може відбутися втрата тих видів, що мешкають тільки в одному типі ґрунту, який відсутній в розташованих вище природних поясах або ж тих видів, які харчуються одним видом рослин.

У біомі Іссик-Кульської котловини кількість опадів збільшиться несуттєво, а при підвищенні температури відбудеться інтенсивне танення льодовиків і майже на місяць збільшиться вегетаційний період. Без точних розрахунків невідомо, що буде переважати – кількість води, яка надходить в озеро від танення льодовиків, чи випаровування її з поверхні озера через підвищення температури. Це матиме велике значення для проживання як безхребетних, так і хребетних тварин. Можливе скорочення болотних біотопів, де гніздяться водно-болотні птахи та живе багато комах. Цілком імовірно збільшення пустельної частини західного боку Іссик-Кульської котловини та вертикальне зміщення поясів. Вертикальний зсув рослинних зон в біомі Іссик-Кульської зони може вплинути на скорочення площ

поширення ендеміків автохтонного походження з числа рідкісних метеликів і великих жуків-турунів.

У біомі Внутрішнього і Центрального Тянь-Шаню ще меншою мірою, ніж в Іссик-Кульському біомі відбудеться збільшення опадів (від 100 до 200 мм на рік). Теплий період року збільшується від 20 до 33 днів. Певно, найбільший вплив тут матиме не збільшення вологості, а підвищення температури. Відбудеться часткове опустелювання понижених частин території та значне вертикальне зміщення зональної рослинної поясності. Серед комах в цьому біомі спостерігається велике число ендеміків. Не очікується, що число видів тут скоротиться, але може статися розмноження окремих представників, особливо, ксерофілів, в тому числі й сарани (богарного пруса). У висотній частині Сирт Сон-Куля, Каракуджура, Арпи, Сусамира та Сари-Джазу можливе збільшення числа сибірської кобилки. Цінні ендемічні метелики з родів Аполлон і Жовтушка харчуються однотипною їжею. Але все ж їх втрати не прогножуються. Можуть тільки скоротитися площі їх поширення [8].

Територія Південно-Західного Тянь-Шаню буде найбільш вразлива до зміни клімату. Ферганський та Чаткальський хребти стоять на шляху проходження західних циклонів. Взимку та навесні опади у великій кількості випадають на їх схилах (до 1000 мм на рік). Потепління клімату, в свою чергу, сприятиме підвищенню верхньої межі проростання лісу. На виростання фісташки збільшення температури, мабуть, не позначиться, тому що вона і в більш теплом кліматі передньої Азії і Копет-Дагу не відчуває негативного впливу високих температур. Навіть на стан трав'янистих екосистем адирів підвищення температури й вологості особливого впливу, очевидно, не зробить. У всякому разі, комахи цих місць проживання мають південне походження – середземноморське, передньо-азіатське, туранське і навіть включаються окремі елементи індійської фауни. Всі вони мають природні адаптивні можливості, які дозволяють їм пристосуватися як до збільшення вологості, так і до підвищення температури. Це відбувається за рахунок зміни місць проживання (просторова адаптація) і за рахунок зміни часу активності (адаптація за часом).

Збережуться численні ендемічні види жуків, ос, бджіл, наїзників, метеликів, а також види, пов'язані з виростанням горіха волоського, серед яких є реліктові. Не очікується не тільки зникнення видів, але і великих коливань чисельності їх особин. Окремі флуктуації – звичайне явище для будь-яких екосистем. У Алайській долині очікується збільшення числа видів, особливо ксерофілів, які при потеплінні будуть підніматися вище – метелики, мухи, оси, бджоли, наїзники, джмелі, жуки-жужелиці, жуки-чернотелки, жуки-пластинчатовусі та інші теплолюбні види, а також види – запилювачі рослин. Таким чином, різноманіття видів у Алайській долині від підвищення температури та збільшення вологості (опадів) тільки вирає.

Швидкість або динамічність пристосувань об'єктів тваринного і рослинного світу при змінах кліматичних умов визначає багато процесів. Комахи, наприклад, більш динамічні у порівнянні з рослинами. Вони можуть

переселитися за один сезон на значну відстань. Деякі ж рослини роками досягають статевої зрілості, щоб їх насіння було перенесено на нове місце проживання. Таким чином, часто ступінь динамічності екосистем або закріплення видів на новому місці залежить від швидкості переселення рослин [8], що визначить способи пристосування їх до виживання в нових умовах:

1. Зміна денної активності видів на ранкову, вечірню та нічну. Навесні початок розвитку у всіх комах буде протікати в більш ранні терміни та раніше закінчуватися, якщо цей вид розвивається в одному поколінні і не впадає в літню теплову сплячку.

2. Відбудеться збільшення числа поколінь у видів, що розвиваються за сезон в декількох поколіннях (від яйця до дорослої комахи).

3. Окремі види можуть у найжаркіший період піти у літню сплячку.

4. Комахи, що проживають в ґрунті, та їх личинки в спекотний літній період будуть знаходитися в більш глибоких шарах ґрунту.

5. У жаркий час багато комах споживають більше їжі у вигляді зелених частин рослин або їх плодів з метою одержання додаткової вологи. При цьому зайвий корм не перетравлюється та викидається. Цим комах завдають більше шкоди рослинам.

6. Мурахи в жаркий час більш інтенсивно відвідують тлю, щоб отримувати від неї рідкі екскрети (виділення на кінці черевця) для заповнення нестачі вологи. Тим самим вони сприяють розмноженню попелиці, захищаючи її від хижаків і паразитів, що призводить до інтенсивних пошкоджень рослин.

7. У нових районах, куди переселяться комах, може відбутися збільшення популяцій (чисельність особин) видів, що завдають шкоди сільськогосподарським рослинам. В інших же місцях проживання шкідники можуть значно скоротити свою чисельність.

8. Спільноти комах не постраждають від зміни кліматичних умов і екосистеми будуть стійко функціонувати.

9. Втрата видової різноманітності буде мінімальною. Постраждають лише ті види, що живляться тільки одним дуже рідкісним видом їжі та живуть в строго певних умовах (температура, вологість, механічний склад ґрунту), не мігрують.

6.2 Палеокліматичні реконструкції з тривалих (голоценових) спектрів

Дані аналізу пилку та ботанічного складу озерно-болотних відкладів являють собою найбільш надійне і поширене джерело інформації про регіональні та глобальні зміни рослинності та клімату в голоцені і широко використовуються для цілей палеогеографії, геологічної кореляції та верифікації глобальних кліматичних моделей.

Якісний і кількісний склад спорово-пилкових спектрів порід показує, що близько 3 млн років тому були представлені майже всі типи нині

існуючих рослинних зон, які змінювали один одного в часі слідом за зміною клімату в бік потепління або похолодання. Як приклад розглянемо реконструкцію рослинності та клімату голоцену середньотайгової частини приєнісейського Сибіру. У результаті детального спорово-пилкового, стратиграфічного і радіовуглецевого аналізів торф'яних розрізів, датованих по C^{14} (35 дат), реконструйована регіональна динаміка автоморфної та гідроморфної рослинності за останні 9000 років.

Встановлено, що на цій території в кінці пребореального періоду – 9025 років тому основними лісоутворювачами були ялина і береза, а лісовий покрив складали ялицево-березові, з незначною часткою ялиці, трав'яно-папоротеві ліси [8].

У бореальному періоді (8765-8015 років тому) відбулася зміна домінантів серед деревних порід – у складі лісів з'являється сосна, посилюється лісоутворювальна роль ялиці. У цей час на дренованих територіях були поширені сосново-березові різнотравні, а в річкових долинах – ялино-ялицеві осоково-зеленопотужні типи лісів.

У першій половині атлантичного періоду (7890-5760 років тому) у складі лісоутворюючих порід з'являється кедр. Однак лісовий покрив переважно утворювали сосново-березові та ялицево-смерекові, осоково-хвощеві і різнотравні типи лісів.

У другій половині атлантичного періоду (5250-4790 років тому) береза, сосна і кедр – основні доміанти деревного ярусу. Ялиця втратила своє лісоутворювальне значення. У цей час суходоли були зайняті переважно сосновими та березовими з участю ялини різнотравними лісами.

У суббореального періоді (4370-2675 років тому) домінантами серед лісоутворювальних порід стають кедр та сосна, супутніми – береза, ялина і ялиця. Лісовий покрив межиріччя був представлений переважно кедрово-сосново-березовими з незначною участю ялини осоково-злаково-різнотравними типами лісів.

Починаючи з субатлантичного періоду і до теперішнього часу (2280 – 0 років тому), головними лісовими породами на межиріччі стають і в даний час є сосна та кедр. Береза, ялина і ялиця остаточно втратили свою едіфікаторну роль. Лісовий покрив межиріччя цього періоду складають соснові чагарниково-зеленопотужні з незначною участю берези та модрини, а також кедрово-соснові лишайникові типи лісу.

В даний час для реконструкції палеоклімату голоцену широко застосовуються інформаційно-статистичні методи, що дозволяють на основі спорово-пилкових спектрів відновлювати кількісні характеристики температур та опадів і їх флуктуацію протягом голоцену. Так для території Західного Сибіру, півдня Красноярського краю та Центральної Якутії побудовані клімато-стратиграфічні схеми, що дозволяють детально простежити зміни клімату і рослинності цих регіонів протягом пізньольодовиків'я і голоцену.

Для території середньої тайги приєнісейського Сибіру встановлено, що палеокліматична обстановка впродовж голоцену змінювалася таким чином:

кінець пребореалу – 9025 років тому – холодніше та сухіше ніж зараз, бореал 9-8 тис. років тому – на початку холодно і сухо, в середині – відносно потепління; на початку атлантичного періоду – 8-4,5 тис. років тому – холодно і сухо, в середині і наприкінці – тепло (кліматичний оптимум); на початку суббореалу – 4,5-2,5 – відносне похолодання і збільшення опадів, потім тепло та сухо; на початку і всередині субатлантичного періоду тепліше і сухіше ніж зараз, в кінці клімат близький до сучасного.

6.3 Картографування палеорослинності

При картографуванні палеорослинності в середньому і великому масштабі застосовується підхід, який складається з розгляду отриманих спорово-пилкових матеріалів крізь призму модельних територій (МТ), які репрезентативно відображають суму природних умов сьогодення й минулого в межах досліджуваних зон або підзон. Уніфікація наповнення картографічних виділів забезпечується попередньо розробленою класифікаційною схемою пилкових спектрів з докладним їх описом. Фоном для хорологічних виділів служать рельєф і літологія четвертичних відкладів.

Розглянемо картографування палеорослинності у великому та середньому масштабі на прикладі Східної Фенноскандії (Кольський півострів), здійснене Г.А. Еліною зі співавторами [8, 6, 7]. Модельні зони виділялися на територіях, де було достатньо розрізів зі спорово-пилковими діаграмами, а також достатня вивченість геології, геоморфології, зональної рослинності, ступеня заболоченості й типів боліт. Вибрані модельні території відмежовувалися чіткими «рамками» і мали певний масштаб. Відомості з клімату минулого одержала В.А. Кліманова за цими ж спорово-пилковими діаграмам, забезпеченим радіовуглецевими датами. Контури хорологічних виділів палеорослинності прив'язувалися до обрисів того чи іншого рельєфу або літології, виділеним на геолого-геоморфологічних картах. На рис. 6.2 наводиться серія карт для різних часових зрізів. На них показана динаміка заболоченості конкретної ділянки суші впродовж 6000 років.

Г.А. Еліна зі співавторами встановила, що на території Фенноскандії з часом змінювався не тільки формаційний склад рослинності, але й зональна приналежність. Так, якщо в пізньому дріасі і предбореалі практично була відсутня підзональна диференціація, то вже з другої половини бореалу вона була чітко позначена на більшій частині території, для якої були характерні в основному північнотайгові ліси. Корінна перебудова відбулася в середині атлантичного періоду, коли на півночі помітно проявився кліматичний оптимум. В цей час в Карелії поширилися середньо – і південнотайгові ліси. Глобальне похолодання на суббореальному-субатлантичному контакті спричинило зрушення межі між середньою та південною тайгою приблизно на 1° південніше. У субатлантичний період підзональна рослинність стає близькою до сучасного стану.

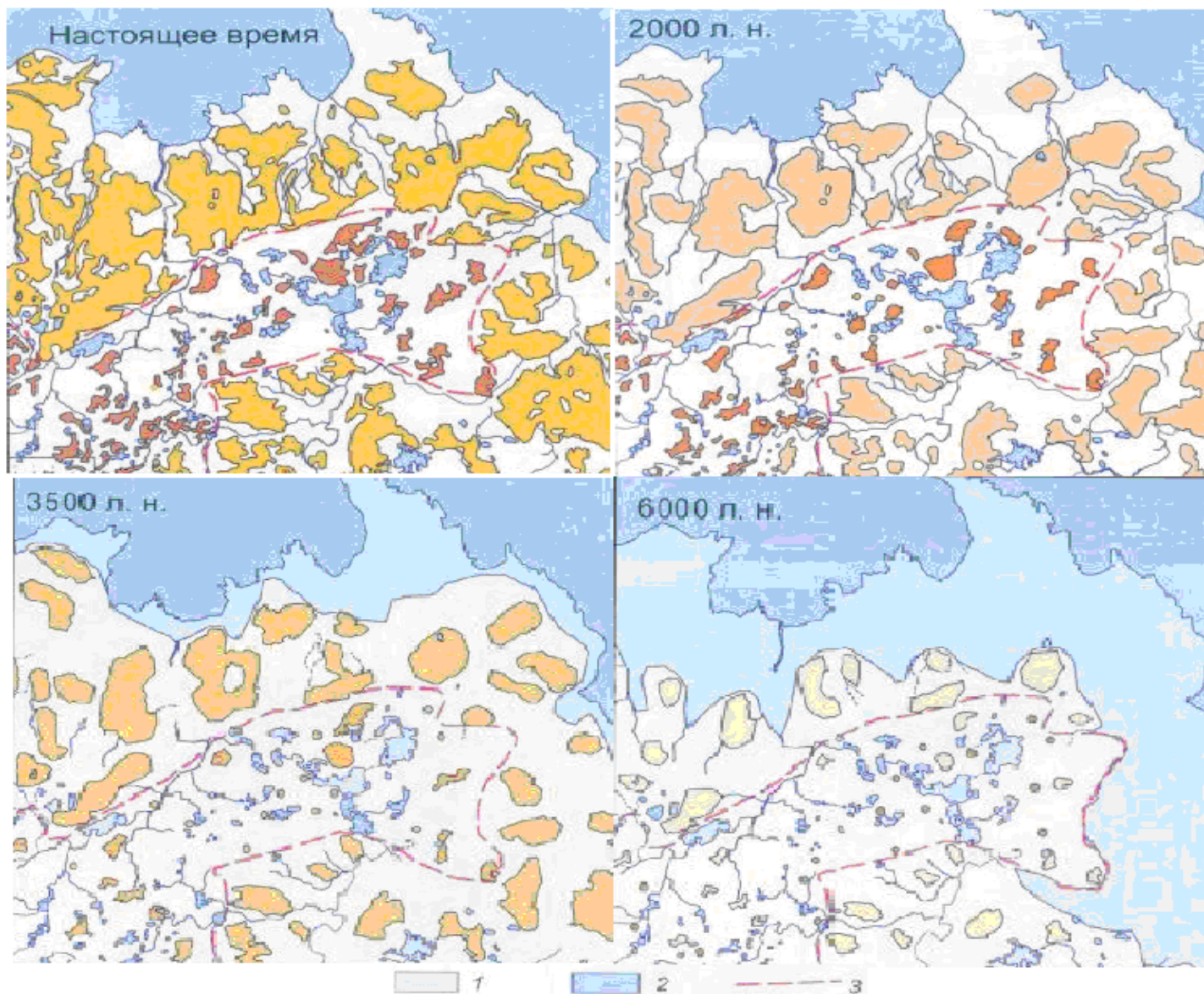


Рис. 6.2 – Динаміка заболочування території ключової ділянки Колезма; стан болотних масивів (БМ) в різні періоди голоцену від 6000 років тому до теперішнього часу [17, 18]

6.4 Прикладне використання методу спорово-пилкового аналізу

Приклад 1. Палеоботанічні матеріали, які одержують в результаті досліджень вмісту шлунково-кишкових трактів викопних рослиноїдних тварин, вміщуючих залишки фауни відкладів, є основою для обґрунтування віку цих відкладів, а також міжрегіональних кореляцій одновікових товщ осадів, що забезпечує надійний пошук корисних копалин та їх прогноз.

Диференційоване вивчення вмісту різних відділів шлунково-кишкових трактів викопних тварин (мамонтів, шерстистих носорогів та ін.) дає можливість за складом палінологічних спектрів судити про характер тих рослинних угруповань, які служили для них пасовищами.

Вперше можливість досліджувати склад рослин, які перебували в шлунково-кишковому тракті викопної тварини, представилася в 1900 р., коли на річці Березівці, правій притоці р. Колими, була знайдена мерзла туша мамонта. Майже 70 років потому надбанням науки став викопний кінь, якого виявили в долині р. Індігірки. А пізніше, в 1971, 1977, 1979 рр. були знайдені добре збережені туші і скелети мамонтів в Якутії. Пилок і спори, що виділяються із залишків їжі тварин, вивчалися методом спорово-пилкового аналізу в поєднанні з анатомо-морфологічними та карпологічними методами, а також методом радіо вуглецевого датування. Завдяки цим методам було встановлено, що співвідношення основних груп рослин – трав, чагарничків і чагарників, визначених за макроостатками та за пилком, досить близьке і тому можна вважати, що вони відображають справжнє співвідношення вказаних груп рослин в харчуванні тварин.

Приклад 2. У нафтовій геології палінологічне дослідження широко ведеться у двох напрямках: 1) у нафтовмісних відкладах з метою їх стратифікації, детальної кореляції, з'ясування умов осадонакопичення; 2) при вивченні рухомих флюїдів – нафти, конденсатів, газу та вод нафтових родовищ для вирішення питань, пов'язаних з міграцією в процесі формування і руйнування промислових скупчень вуглеводнів. Поклади нафти формуються в процесі міграції вуглеводнів з нижчих відкладів у вищерозміщені при відносно обмежених масштабах латеральної міграції. Це знаходить своє відображення в закономірній зміні палінологічних комплексів нафти. Висока стійкість мікрофосилій до зовнішніх впливів, добра міграційна здатність, можливість чіткої стратиграфічної прив'язки роблять їх надійними показниками шляхів міграції нафти, дозволяють використовувати цей метод при визначенні інтервалів перетікання нафти на конкретних родовищах і цілих регіонах [8].

7 БАЗОВІ ПРИНЦИПИ ДЕНДРОХРОНОЛОГІЇ ТА ДЕНДРОКЛІМАТОЛОГІЇ

7.1 Базові принципи

Основні положення (принципи) дендрохронології запозичені із загальної екології. Основними з них є закон лімітуючих факторів, відбір районів і місць існування, чутливість, перехресне датування, повторність і уніформізм. Суть закону лімітуючих факторів полягає в тому, що біологічні процеси, зокрема зростання деревних рослин, не можуть протікати швидше, ніж це дозволяється зовнішнім або внутрішнім фактором, який знаходиться у мінімумі. У разі, якщо цей фактор в силу будь-яких причин переходить в розряд оптимальних, швидкість росту буде збільшуватися до тих пір, поки інший фактор (або фактори) не стануть лімітуючими. Згідно з цим законом, для дендрохронологічного аналізу найбільш придатні ті дерева, на приріст яких впливає той чи інший фактор, що лімітує, у граничному випадку – тільки один.

Принцип відбору районів та місцеперебувань є складовою частиною закону лімітуючих факторів. Він вимагає, щоб при проведенні дендрохронологічних досліджень зразки деревини бралися у дерев, які виростають у несприятливих і екстремальних кліматичних і ґрунтових умовах, де найбільш повно проявляється дія лімітуючих факторів. Такими районами є верхня, нижня, полярна і південна межі поширення деревної рослинності, а місце-проживання – заболочені, скельні і забруднені промисловими викидами.

Принцип чутливості застосуємо при аналізі будь-яких часових рядів, але найбільш широко він використовується при аналізі деревно-кільцевої хронології. У сприятливих для росту дерев районах формуються широкі річні кільця. При цьому у таких дерев добре виражені зміни приросту з віком, а величина приросту між сусідніми роками коливається в незначних межах. Подібна послідовність в мінливості ширини річних кілець дістала назву «благодушної». У несприятливих для виростання дерев умовах кільця приросту вузькі, їх ширина значно коливається від року до року, вікова крива зростання виражена слабо. Часто спостерігається випадання кілець. Такі серії кілець називаються «чутливими». Вони свідчать про те, що на ріст дерев в значній мірі впливають фактори зовнішнього середовища. Чим сильніше міжрічна мінливість величини приросту дерев, тим більш надійним індикатором змін умов середовища вона є [8].

Принцип перехресного датування є найважливішим в дендрохронології, його розроблено з метою абсолютного і відносного датування часу формування кілець з точністю до року. В основі цього принципу лежить наступне. Деревні рослини, що виростають в межах однорідного в кліматичному відношенні району, реагують величиною приросту на зміни лімітуючих кліматичних чинників. У сприятливих за кліматичними умовами роки у більшій частині дерев формуються широкі кільця, а в несприятливих

– вузькі. У зв'язку з цим у таких дерев спостерігається синхронна мінливість величини приросту в часі. Особливо показові вузькі кільця, коли приріст найбільшою мірою лімітується тим або іншим кліматичним чинником (наприклад, у разі гострого дефіциту вологи в посушливі роки). Чергування вузьких, середніх за величиною і широких кілець неповторюється в часі. Тому максимально можлива синхронність в прирості між різними деревами спостерігається лише в тому випадку, якщо графіки зміни приросту будуть суміщений строго хронологічно.

Метод перехресного датування дозволяє виявляти місцезнаходження помилкових та випавших кілець і проводити абсолютне та відносне датування кожного кільця з точністю до року у порівнюваних індивідуальних деревно-кільцевих хронологіях, а також продовжувати хронології далеко в глиб століть на основі використання деревини давно відмерлих дерев (сухостою, вітроломом, а також похованої в торф'яних, річкових і озерних відкладах напіввикопної деревини голоценового віку).

Принцип повторності, тобто використання інформації не з одного, а з певного числа модельних дерев, є неодмінною умовою точного датування кілець, побудови надійних деревно-кільцевих хронологій та виготовлення точнішої реконструкції умов середовища в теперішньому та минулому.

Принцип уніформізма (актуалізма) стосовно дендрохронології стверджує, що фізичні та біологічні процеси, які зумовлюють зміни в зростанні дерева під впливом чинників навколишнього середовища в даний час, спричиняли подібні ж зміни у минулому. Цей принцип є обґрунтуванням широкого використання деревно-кільцевих хронологій для реконструкції минулих умов навколишнього середовища, враховуючи те, що дерева – організми, які живуть досить довго, а екстраполяція зазвичай здійснюється на короткі геологічні інтервали часу (сотні і тисячі років) [8].

7.2 Перехресне датування

Датування річних кілець, тобто одне з першорядних завдань дендрохронології, можливо за допомогою методу перехресного датування (crossdating method), заснованого на використанні неповторного в часі малюнка річних кілець деревини. Цей метод вперше використав Д. Кюхлер [8, 37], а остаточно розробив і широко впровадив в практику дендрохронологічних робіт А. Дуглас в 1911р. [8, 22, 23]. Перехресне датування – це порівняння малюнків кілець у різних дерев та вибір точного місця, де знайдена відповідність в характері мінливості показників радіального приросту між даними зразками. Цей метод дозволяє виявляти порушення синхронності в межах окремих часових інтервалів і, тим самим, визначати точне положення помилкових і випавших кілець.

Метод перехресного датування дозволяє отримувати відносні і абсолютні дати формування шарів річного приросту. Відносне датування полягає у визначенні пар кілець у зразків, які порівнюються, вважаючи, що ці кільця сформувалися в один і той же рік, але календарна дата ще невідома.

Воно дозволяє, наприклад, визначити на скільки років пізніше або раніше було зрубано (або загинуло) те або інше дерево в порівнянні з іншим.

Абсолютне датування включає точне визначення календарної дати всіх річних кілець у досліджуваних зразків. Воно може бути проведена тільки у випадку, якщо відома календарна дата хоч би одного зразка, кільцева хронологія якого перехресно датується з іншими кільцевими хронологіями. Застосування методу перехресного датування дозволяє не тільки датувати кільця дерев, але і будувати деревно-кільцеві хронології різної тривалості, продовжуючи їх далеко в глиб століть, використовувати деревину дерев, що давно усохли або були зрубані та збереглися на поверхні, і деревину, похоронену в природних відкладах та в культурних шарах археологічних пам'яток.

В даний час для виконання відносних і абсолютних датувань використовують спеціальні програми. Найбільш часто використовується безкоштовний пакет DPL (бібліотека дендрохронологічного програмного забезпечення, Holmes, 2000). Програма COFESHA, яка входить в цей пакет, є найбільш надійною програмою як для здійснення перехресного датування, так і для виконання контролю якості виконаного датування. Для виконання операцій з графічного контролю датування, виявлення помилкових і випавших кілець та ін. дуже зручна програма TSAP (Rinn, 1999).

Деревно-кільцева хронологія (ДКХ) є дискретним часовим рядом тривалістю від декількох років до багатьох тисячоліть та характеризує той або інший показник річного приросту, фізико-механічні властивості, анатомічну структуру та хімічний склад деревини. Залежно від цілей дослідження використовуються різні види ДКХ. При датуванні історичної і археологічної деревини, а також різного роду катастрофічних подій в основному використовуються індивідуальні хронології, тобто хронології, отримані з одного дерева або чагарнику. Для реконструкції кліматичних і гідрологічних умов використовуються узагальнені та генералізовані хронології, тобто хронології, побудовані шляхом використання достатньо великого числа дерев, які належать до одного або декількох видів і місць проживань, та виростають в одному або декількох типах. Хронології також можна поділити на локальні, регіональні і глобальні, які характеризують приріст дерев і умови зовнішнього середовища на територіях різного масштабу.

7.3 Стандартизація вимірювань

За останні роки істотно розширена програмна база обробки даних первинних вимірювань ширини річних кілець. Вона включає такі програми, як стандартизація вихідних вимірювань (з використанням широкого набору апроксимуючих функцій), розрахунки статистичних характеристик, що оцінюють кореляцію і синхронність між індивідуальними серіями і в цілому для хронології, перевірка якості датування, розрахунок кліматичних функцій відгуку та побудова множинних моделей регресії приросту в залежності від

виділених провідних кліматичних чинників. Нові розробки щорічно поповнюють наявну Бібліотеку Програм Аналізу Деревних Кілець. Стандартизація усуває з вихідних вимірювань ширини річних кілець віковий тренд, переводячи послідовність в безрозмірні значення індексів ширини річних кілець. У мінливості індексів вплив зовнішніх умов максимальний, і процедури подальшого аналізу дозволяють виділити провідні чинники середовища та оцінити їх відносний внесок.

Дерева, що виростають на верхньому та північному рубежі лісу, як правило, не зазнають значного фітоценотичного впливу (конкуренції за світло таї живлення) у деревостані, тому відстань між окремими особинами досить велика. Збільшення радіального приросту продовжується приблизно до 30-100 років. Потім, зі збільшенням віку, йде поступове зниження приросту при відносно постійній швидкості росту [8, 10, 11, 48]. Мінливість приросту, яка не залежить від коливань кліматичних факторів, можна описати кривою певної форми, яка називається віковою кривою або віковим трендом [8, 30, 31]. Для вивчення мінливості кліматичних факторів за тривалий період часу в досліджуваних рядах віковий тренд необхідно вилучити. Спеціальна процедура, спрямована на моделювання та усунення мінливості приросту, спричиненої не кліматичними факторами, називається стандартизацією [8, 16, 22, 23, 30, 31]. В результаті стандартизації часові ряди ширини і характеристик щільності річних кілець перетворюються на безрозмірні величини (індекси) із середнім 1,0 (або 100%) і відносно постійною дисперсією.

Індивідуальні серії ширини річних кілець стандартизуються в залежності від форми вікової кривої за допомогою від'ємної експоненти, лінійної функції, 128-річної сплайн-функції та ін. [8, 16, 30, 31]. Індивідуальний ряд ширини річних кілець представляють як лінійно-агреговану сукупність часових компонент [2 – 4, 8] (7.1):

$$R_t = A_t + C + \delta D1_t + \delta D2_t + E_t R_t = A_t + C + \delta D1_t + \delta D2_t + E_t, \quad (7.1)$$

де R_t – ширина річного кільця для календарного року; A_t – віковий тренд тренд; C – кліматична компонента; $D1_t$ – відхилення у рості, зумовлене ендогенними факторами; $D2_t$ – відхилення у рості, зумовлене екзогенними факторами не кліматичної природи (пожежі, комахи та ін); E_t – мінливість, не врахована перерахованими вище компонентами; δ – коефіцієнт, що враховує дію ендо – і екзогенних факторів на даному часовому інтервалі (тобто дорівнює 1 або 0).

Зважаючи на складність визначення A_t , $D1_t$ і $D2_t$, віковий тренд оцінюється як функція трьох компонент (7.2)

$$G_t = (A_t, \delta D1_t, \delta D2_t) \quad (7.2)$$

Відомо, що стандартне відхилення збільшується пропорційно ширині річних кілець, тому стандартизація (індексування) ряду абсолютних величин

здійснюється діленням ширини річного кільця (R_t) на його теоретичне значення (G_t) (7.3)

$$I = R_t/G_t, \quad (7.3)$$

де I – індекс річного кільця.

Узагальнені (локальні) хронології визначають осередненням індексів приросту індивідуальних серій [8, 10, 11]. Ряди ширини річних кілець (деревно-кільцеві серії) та індексовані (індивідуальні хронології) мають певну інерційність (автокореляцію), спричинену фізіологічними причинами [8, 30, 31], тому для її усунення використовується авторегресійна модель [8, 16].

Таким чином, крім стандартної (STD), що містить автокореляцію, отримують залишкову (RES) хронологію, яка містить максимальний кліматичний сигнал при відсутності автокореляції [2 – 4, 8]. Залишкова хронологія розраховується з використанням спеціалізованої комп'ютерної програми ARSTAN. Узагальнені (локальні) хронології будуються для дерев одного виду, що виростають на однорідних за умовами місцевостях, і використовуються для оцінки мінливості місцевого клімату (мезоклімат). У таких хронологіях мікрокліматичні сигнали зведені до мінімуму і посилені загальний для даної вибірки сигнал, який має переважно кліматичну природу [4, 8].

Генералізовані (регіональні) хронології використовуються для оцінки макрокліматичних сигналів, що відображають зміни макроклімату на великих просторах – за висотними поясами. Генералізація проводиться в тому випадку, якщо між узагальненими хронологіями спостерігається досить висока синхронність, тіснота зв'язку (кореляція) і однаковий «кліматичний сигнал» [4, 8]. Таким чином, для кожної локальної ділянки отримують дві узагальнені хронології: стандартну і залишкову, які і є об'єктами подальшого аналізу.

8 ДЕНДРОКЛІМАТИЧНІ РЕКОНСТРУКЦІЇ

8.1 Вплив зовнішніх факторів на структуру річних кілець хвойних

Структура річних кілець характеризується рядом показників (TRW, N, Di, CWTi, DEN), тому вплив зовнішніх факторів необхідно розглядати на кожен показник окремо та їх сукупність. Ширина річного кільця і чисельність клітин, як характеристика лінійно з нею пов'язана, є об'єктом дослідження в дендрохронології з початку минулого століття, і до теперішнього моменту опубліковано кілька монографій, де питання впливу зовнішніх факторів на мінливість ширини річних кілець висвітлені досить докладно [2 – 4, 8, 30, 31, 54 – 59]. Розглянуто широкий спектр зовнішніх чинників, таких як температурний і гідрологічний режим, вітер, пожежі, спалахи масового розмноження комах, індустриальні викиди, схід снігових лавин, лісогосподарські заходи і багато інших. Широке використання деревно-кільцевих хронологій в дослідженні різних питань екології та історії лісових екосистем сприяло розробці теоретичних та методичних основ дендрохронології і дендроекології. Наприклад, Г.Фрїтц, узагальнивши дані вимірювань у дерев південного заходу США, які ростуть в перехідній між лісовою та напівпустельною зонами, з різною щорічною кількістю опадів, виявив такі закономірності мінливості ширини річних кілець у зв'язку з градієнтом зволоження, збільшенням міжрічного варіювання кількості опадів та збільшенням періоду в сезоні, коли вологість є фактором, що лімітує ріст:

1. зі зменшенням кількості опадів пропорційно зменшується ширина річних кілець;
2. зі зменшенням кількості опадів до межі з напівпустелею збільшується кореляція в мінливості ширини річних кілець в різних частинах одного дерева і між різними деревами;
3. зі зменшенням кількості опадів зростає дисперсія і чутливість деревно-кільцевих хронологій;
4. із зростанням дефіциту вологи збільшується і відсоток випадних кілець в стовбурах дерев.

Для пояснення виявлених закономірностей автор використовував концептуальну схему впливу дефіциту вологості на формування вузьких кілець у дерев. У ній інтегровані в якісній формі ті відомі фізіологічні механізми, які спричиняють водний стрес в деревній рослині та зумовлюють зменшення продуктів фотосинтезу й гормонів і, як наслідок, придушують продукції клітин в ксилемі несформованого річного кільця.

Такі закономірності є досить загальними для мінливості ширини річних кілець у дерев уздовж вираженого градієнта лімітучого зростання фактора. Аналогічна схема реалізується і для температури. Мінімальна ширина річних кілець, максимальна дисперсія, чутливість та відсоток випадних кілець спостерігаються у дерев, що ростуть на полярній або верхній межі лісової рослинності.

Зовнішні фактори суттєво впливають на розміри клітин, товщину клітинної стінки, і в підсумку, на щільність річних кілець. Наприклад, сосна в болотних умовах формує не тільки вужчі річні кільця, але ці кільця мають меншу величину і частку пізньої деревини. У роки сильних депресій зростання річного кільця може мати тільки 1-2 ряди клітин ранньої деревини та 1 ряд дрібних клітин пізньої деревини з тонкою стінкою. У сприятливих умовах зростання в широких річних кільцях можна спостерігати більше різноманіття в мінливості розмірів клітин і товщини клітинної стінки усередині річних кілець. Утворення «помилкових» кілець – звичайне явище в умовах недостатнього зволоження та чітко вираженого сезону дощів, що типово, наприклад, для гір Південного Заходу США. Утворення шару клітин в великих радіальними розмірами приурочене до настання сезону дощів на початку липня. Однак в окремі роки дерева можуть повністю зупинити зростання, якщо настає посушливий період, і тоді «помилкове» кільце за анатомічними особливостями не відрізнятиметься від річного. На верхній гірській або полярній межі лісової рослинності часто спостерігається утворення річних кілець з тонкостінними клітинами в пізній деревині (т.зв. «light rings»), зумовлене холодною осінню або різким похолоданням в кінці літа.

8.2 Дендрокліматичні реконструкції: в умовах ліміту по температурі, в умовах недостатнього зволоження

Систематичні дослідження в області дендрокліматології були розпочаті на початку ХХ століття і стосувалися впливу зволоження на утворення річних кілець дерев. Найбільший внесок у розвиток дендрохронології і дендрокліматології на цьому етапі вніс американський астроном А.Е. Дуглас. Ним була розроблена і введена в практику техніка перехресного датування, що є в даний час базовою процедурою в дендрохронології, і отримані тривалі хронології для південного заходу США. Дуглас встановив залежність ширини річних кілець дерев від кількості атмосферних опадів і прояв подвійного сонячного циклу в деревно-кільцевій хронології та мінливості опадів [8, 22, 23]. Учень Дугласа Е. Шультман продовжив розробку методики дендрокліматичного аналізу, дослідивши зв'язок приросту сосни (*Pinus aristata*) з опадами у басейні р. Колорадо, та одержав реконструкції сухих і вологих періодів росту дерев [8, 53]. Шультманом були знайдені найстаріші (4500 років) дерева сосни остистої (*Pinus longaeva*) і побудовані перші деревно-кільцеві хронології по кедру (*Austrocedrus chilensis*) і сосні чилійській (*Araucaria araucana*) для Південної Америки. Результати досліджень знайшли відображення в його монографії [8, 53].

Фріттс та інші [8, 30, 31] проаналізували півторатисячорічну хронологію лжетсуги (*Pseudotsuga menziesii*) з Меза Верде, Колорадо (Mesa Verde, Colorado, USA), з метою перевірки гіпотези, згідно якої так звана «велика посуха» періоду 1276-1289 була настільки суворою, що призвела до зникнення місцевих поселень. Був встановлений зв'язок приросту лжетсуги з

опадями та температурою з березня по травень, опадами жовтня – листопада, серпня – вересня і метеоумовами попереднього сезону зростання. Дослідники встановили, що приріст в період 1276-1289 рр., відомий як «велика посуха», за глибиною і тривалістю істотно не відрізнявся від інших періодів зниженого приросту, яких за часовий проміжок з 512 по 1673 рр. налічувалося десять. Це дозволило зробити висновок, що посуха в цей період могла бути лише однією з ланок у ланцюзі подій, які змусили доісторичних людей в певний час зникнути з Меза Верде [8, 30, 31].

Е. Ватсон та Б. Лакман реконструювали кількість опадів по деревно-кільцевим хронологіям лжетсуги (*Pseudotsuga menziesii*) з канадських Скелястих гір. Для реконструкції були використані три деревно-кільцеві хронології і дані по трьох метеостанціях, розташованих на висотах 1389, 1061 та 939 м над рівнем моря, підсумовані для періодів з червня минулого по травень поточного року, з червня минулого по червень поточного і з серпня минулого по липень поточного року. Авторам вдалося отримати реконструкції, які пояснюють від 50 до 60% дисперсії даних спостережень. Більш ніж 500-річна реконструкція опадів дозволила виявити ряд сухих і вологих періодів, змінювали один одного, та ідентифікувати їх для інших регіонів (штати Вашингтон та Айдахо, США). Це дозволило авторам встановити, що синхронність низькочастотної складової опадів у цьому регіоні визначається особливістю циркуляційних процесів в атмосфері.

Для Нью Мехіко (New Mexico), США, отримана 2129-річна реконструкція річної (з липня минулого по червень поточного року) суми опадів з використанням хронології лжетсуги (*Pseudotsuga menziesii*) та сосни жовтої (*Pinus ponderosa*) (Grissino-Mayer, 1996). Було виділено кілька посушливих і вологих періодів, загальна послідовність яких відповідає даним, отриманим археологічними, стратиграфічними та палінологічними методами.

Клівленд та Стелі використовували хронології по дубу (*Quercus stellata*, *Q. alba*), ялівцю (*Juniperus virginiana*) та (*Taxodium distichum*) для 300-річної реконструкції індексів гідрологічної посухи Палмера (Palmer Hydrologic Drought Index) за липень поточного року. Автори також вказують на можливість використання деревно-кільцевих хронологій для вивчення тривалих коливань у водних популяціях.

Досвід комплексного дослідження тривалих кліматичних змін у горах Сьєрра Невада з використанням дендрокліматичних, екологічних та геоморфологічних джерел представили Л. Граумліх та А. Ллойд. Ними було виявлено за останні 4000 років кілька тривалих і суворих посух, що тривали по кілька десятиріч, які знайшли відображення як в прирості дерев, так і в коливаннях рівнів озер і в геоморфологічних структурах.

Р. Вілальба та інші виконали тривалі (400 років) реконструкції сезонних та середньорічних опадів для північної Патагонії, використовуючи 16 деревно-кільцевих хронологій по кедру (*Austrocedrus chilensis*). Реконструкції опадів за періоди з листопада по грудень, з жовтня по березень і з березня по лютий (річна сума) дозволили встановити, що в Патагонії найбільш

екстремальні та тривалі періоди зниженої та підвищеної вологості припадали на двадцяте століття. Кореляції отриманих реконструкцій з атмосферним тиском на рівні моря над територією Південної Америки за період 1912-1984 рр. виявили вплив елементів субтропічної та високоширотної атмосферної циркуляції на мінливість опадів в Патагонії, причому останні мали більш значний вплив в ХХ столітті. Автори пов'язують збільшення мінливості опадів протягом ХХ століття саме з посиленням циркуляційних взаємодій між середніми і високими широтами Південної півкулі.

Майже тисячолітня реконструкція середнього річного щоденного стоку річки Білий, Арканзас, США (White River, Arkansas) була виконана М. Клівлендом. Модель реконструкції характеризується досить високим показником поясненої дисперсії (R^2) – 68%. Реконструйовані дані стоку показують значні зміни гідрологічного режиму в минулому в масштабі від міжрічного до вікового, а також мінливість частоти сухих і вологих періодів у другому тисячолітті. На XIV та ХХ століття припадає найбільша кількість екстремумів стоку. Клівленд також вказує на можливу присутність антропогенної складової в стоці ріки протягом ХХ століття, яка проявляється як наслідок вирубки лісів на вододілах, яке, на думку автора, призводить до змін гідрологічного режиму річки.

Для півдня Великобританії 250-річні реконструкції річкового стоку на основі хронології по дубу (*Quercus petraea*, *Q. robur*) зроблені Ф. Джонсом та іншими [8]. Автори вказують на нижчу якість реконструкції (модель пояснює 25-30% дисперсії стоку) в порівнянні з отриманими для Сполучених Штатів, де умови зростання більш посушливі та забезпечують більш тісний зв'язок приросту з кліматичними і гідрологічними змінними.

Ч. Стоктон та Х. Фріттс, використовували деревно-кільцеві хронології для вивчення динаміки рівня озера Атабаска за період з 1810 по 1967 рр. Моделью реконструкції рівня озера за деревно-кільцевими хронологіями ялини (*Picea glauca*) пояснюється від 57 до 80% коливань рівня в різні періоди року.

Мережа дендрокліматичних ділянок в районі Великого Солоного озера (США) була використана Д. Меко і Ч. Стоктоном [8, 47] для реконструкції коливань рівня озера. Вони отримали більш ніж 250-річну деревно-кільцеву реконструкцію рівня озера, яка пояснює 29% мінливості ряду спостережень. Дані про коливання рівня озера, реконструйовані за допомогою деревно-кільцевих хронологій, дозволили виявити, що на великій території навколо озера найбільш вологий та найбільш сухий періоди мали місце на початку ХХ століття.

С. Сент Джордж і Е. Найлс виконали дендрокліматичні реконструкції річних (з серпня минулого по липень поточного року) опадів на основі регіональної хронології по дубу (*Quercus macrocarpa*) для південної Манітоби. Було виявлено, що зволоженість території за останні 200 років була відносно стабільною, порівняно з періодом до 1790 р., хоча мали місце два короткочасних періоду її збільшення. За період з кінця XV по кінець ХХ століття автори виділяють 10 найбільш сухих років, коли річна сума опадів

була значно нижчою за середню. Порівнюючи отриману реконструкцію опадів з озерним режимом в Міннесоті та Північній Дакоті, дослідники встановили, що за останні 600 років зміни клімату на території Великих рівнин були когерентними, а окремі посушливі роки пов'язані з метеорологічними явищами в масштабах материка.

Для центрального і північного Китаю М. Хьюзом та іншими [8, 35] були отримані реконструкції опадів травня – червня та квітня – липня з 1600 по 1988 рр. Для реконструкції використовувалися хронології щільності та ширини річних кілець сосни (*Pinus armandii*). У реконструйованих серіях опадів були виявлені два періоди найбільш сильних посух – в кінці XVII і на початку XX століть. Динаміка опадів характеризується домінуванням високочастотної складової (частоти від 2 до 9 років). Оподи, реконструйовані за деревно-кільцевими хронологіями, значуще корелюють з регіональним індексом сухості/вологості (*dryness/wetness index*), заснованим на документальних джерелах.

Г. Джакобі та Н. Педерсон наводять 350-річні дендрокліматичні реконструкції опадів для території центральної та північно-східної Монголії, отримані на основі деревно-кільцевих хронологій по сосні звичайній (*Pinus sylvestris*) і модрині сибірської (*Larix sibirica*). Н. Педерсен та інші реконструювали на основі деревно-кільцевих хронологій середньорічні витрати води річки Керулен (Монголія) за останні 350 років. Дисперсія хронологій пояснює 48% мінливості цього показника. У динаміці зволоження були виявлені цикли близько 12 і 20-24 років. Автори зазначають, що збільшення кількості опадів, яке відбулося в останні десятиріччя, не виходить за межі діапазону тривалих коливань.

К. Вудхаус використовувала для реконструкції весняних опадів в Колорадо технологію штучних нейронних мереж. Підставою для використання цієї нетрадиційної для дендрокліматології техніки стало припущення про те, що нелінійні моделі повинні краще відображати зв'язок радіального росту з кліматичними факторами. Однак автору не вдалося знайти таку нелінійну модель, яка б дозволяла отримати більш надійну в порівнянні з лінійними моделями реконструкцію опадів. Тим не менш, за допомогою нейронних мереж були отримані 300-річні реконструкції опадів, які пояснюють більше як 40% дисперсії даних спостережень. Реконструйовані дані фіксують сім більш або менш посушливих періодів – історично задокументовану посуху, а також посухи, відображені в інших деревно-кільцевих реконструкціях для західних і центральних Сполучених Штатів.

Відомий також досвід просторових (дендрокліматографічних) реконструкцій елементів клімату. Х. Фріттс [8, 30, 31] представляє просторові реконструкції атмосферного тиску для Північної Америки за останні три сторіччя. Для аналізу було обрано 49 хронології різних видів дерев з ділянок, розкиданих на території від Канади до Мексики. Кліматичні дані були представлені величинами атмосферного тиску на рівні моря, усередненими для зимових, весняних, літніх і осінніх місяців. Ці дані були

табульованими для періоду з 1900 по 1962 рр. та взяті для ста точок, розташованих через 10 градусів між 25⁰ і 65⁰ півн. ш. і 165⁰ зах. д. і 5⁰ сх. д.. Після певних трансформацій масиву даних були визначені реконструкції мінливості тиску для кожної зі ста точок. Найкращі реконструкції атмосферного тиску були отримані для субтропічних широт Тихого і Атлантичного океанів та континенту, де відсоток пояснення дисперсії для чотирьох сезонів року варіює від 30 до 50%.

Подібну роботу з просторової реконструкції річного індексу посухи Палмера (PDSI), розрахованого для 152 точок на континентальній території Сполучених Штатів, виконали Е. Кук та інші [8, 16], використовуючи просторову мережу з 388 деревно-кільцевих хронологій по 33 видах дерев. Дана модель пояснює до 50% мінливості PDSI в точці, тривалість реконструкції – 300 років.

Являють великий інтерес дослідження В. ЛаМарша [8, 38], де наводиться порівняння ходу приросту сосни остистої (*Pinus longaeva*) на нижній і верхній межі лісу (у першому випадку лімітуючий фактор росту – зволоження, у другому – температура повітря). ЛаМарш встановив періоди синхронного та несинхронного росту дерев в цих місцепроживання. При цьому синхронні періоди відповідали теплим вологим і почасти холодним вологим періодам, а асинхронність зростання чітко проявлялась в теплі й сухі періоди. ЛаМарш виявив періоди аномалій температури й опадів, які пов'язав із особливостями атмосферної циркуляції в різні епохи.

Ф. Біонді досліджував зміни у часі кліматичного відгуку ялиці дугласової (*Pseudotsuga menziesii*), що виростає в аридних місцепроживаннях (Айдахо, США), застосовуючи ковзні і еволюційні (покроково збільшуючи періодом аналізу) функції відгуку. Ним було встановлено деяке зрушення в кліматичній реакції дерев на більш ранні терміни з травня – червня на квітень, що автор пов'язує з додатнім трендом березневих температур у ХХ столітті.

8.3 Дендрокліматичні дослідження режиму зволоження на території Росії

Залежність приросту дерев від клімату одним з перших досліджував А.Ф. Міддендорф, який працював в басейні р. Єнісей. Дендрокліматичний підхід вперше використали А. Покорни і Ф.Н. Шведов. Аналіз ширини річних кілець у акації білої дозволив Шведову встановити періодичність посух через 9 років. Піонерами дендрокліматичних досліджень в нашій країні були Ф.Н. Шведов, В.Ф. Ключников, М.Є. Ткаченко, А.В. Тюрін, які пов'язували радіальний приріст деревних рослин з посушливими періодами та режимом зволоження, пожежами і т.д. Ці роботи, проте, не були узагальнені в теоретичну основу дендрохронології як науки, автором якої став Дуглас. Подальші та сучасні дослідження дендрокліматологів в основному сконцентрувалися на вивченні динаміки радіального приросту

дерев у високих широтах та в умовах верхньої межі лісу, високогір'я, де лімітуючим фактором виступає, як правило, температура.

Тим не менш, у вітчизняній літературі існує достатня кількість робіт, в яких деревно-кілецеві хронології використовувалися для аналізу режиму зволоження. А.В. Гурським була виконана реконструкція коливань зволоженості клімату Середньої Азії за останні 930 років на основі вивчення приросту арчі. Для півдня Томської області В.Д. Несветаило визначив статистичний зв'язок при 3-річному згладжуванні приросту модрина з кількістю опадів за червень – липень з коефіцієнтом кореляції $r = -0,7 - 0,08$. В результаті В.Д. Несветаило отримав розрахункову криву 3-річної ковзної середніх сум опадів за час життя дерев – з початку XVII ст. Рудаков встановив зв'язок радіального приросту сосни (*Pinus sylvestris*) Бузулукського бору (басейн р. Ками) з кількістю опадів та стоком р. Ками. Р. Пакальніс вивчав коливання рівнів безстічних озер Литви за мінливістю ширини річних кілець сосен (*Pinus sylvestris*), що ростуть на берегах цих озер. Використання тривалих хронологія дозволило автору виявити в динаміці рівнів озер прояв 25-27 річних циклів.

Дослідження, проведені П.Г. Пугачовим в степових борах Тургаю (Кустанайська область, Казахстан), показали, що приріст сосни звичайної (*Pinus sylvestris*) в цьому районі визначається атмосферним зволоженням. В ході приросту були виділені цикли тривалістю 11 та 35 років, що є характерним для приросту дерев в аридних умовах. На основі виділених циклів автор дає прогноз приросту сосни.

У стрічкових борах Казахстану С.М. Оленін та В.С. Мазепа досліджували динаміку радіального приросту сосни (*Pinus sylvestris*) у зв'язку зі зволоженістю і зробили прогноз кліматично зумовленої динаміки приросту.

У Інському бору Мінусинської улоговини дендрокліматичні дослідження проводили А.І. Рогальський та В.П. Черкашин, був встановлений додатний зв'язок приросту з опадами і від'ємний з температурою вегетаційного сезону. У західному Забайкаллі були отримані добротні реконструкції кількості опадів за гідрологічний рік, стоку р. Селенги і рівня оз. Байкал майже за 300 років та виявлені циклічні складові у динаміці зволоження цього регіону [1, 8].

У Байкальському регіоні великі дослідження мінливості ширини річних кілець здійснив Г.І. Галазій в період з 1950 по 1967 рр. в зв'язку з циклічністю коливання рівня оз. Байкал [5, 8]. У методі Г.І. Галазія реєструвалися депресії, поранення та утворення креневої деревини в прирості дерев з прибережної зони, зумовлені підтопленням кореневих систем, поранення льодом або від прямого удару хвиль і підмивання в періоди високих рівнів озера. При цьому дерева реагують тільки на деякі екстремальні події і їх реакція в зростанні кількісно не пов'язана з підйомом або зниженням рівня. Таким чином, аналіз ходу росту дерев дав можливість встановити тільки дати високих рівнів води за період їх життя (400-500 років). Відзначено відносна стабільність рівня води на тлі періодичних

коливань у зв'язку з циклічними змінами загальної зволоженості в басейні Байкалу. Тривалість таких внутрішніх вікових циклів неоднакова і коливається від 50-52 до 80-84 років. Цикли різні за масштабами зволоженості. У період довготривалих циклів підвищеної вологості рівень в озері піднімається вище. У середині цих циклів виділяються більш короткі, або малі цикли тривалістю 7, 8, 11 років, 24-25 років і 39-40 років. У період малих циклів зміни природних явищ найчастіше мають локальний характер.

Подібна методика була застосована для аналізу впливу гідрологічних та кліматичних факторів на приріст деревної рослинності в заплаві нижньої Обі, що дозволило отримати реконструкцію водопіль катастрофічного характеру.

На території Бурятії була зроблена спроба використання дендрокліматичної інформації для довгострокових прогнозів максимумів річкового стоку у Прибайкаллі. Дослідження проводилися в Баргузинській улоговині в басейні р. Баргузин на основі аналізу радіального приросту сосен, які виростають в добре дренованих місцях. Використовуючи метод «коридору» С.Г. Шіятова [8, 10, 11] та ймовірнісні моделі, була розроблена статистична модель паводків на р. Баргузин і його притоках.

Просторово-часовий зв'язок та синхронність між дендрохронологічними рядами свідчить про те, що в межах всього вивченого району слабо проявляється дія якогось одного макрокліматичного фактора, який лімітує приріст дерев. Відзначається, що збільшення ролі мезокліматичних факторів зумовлено впливом Байкалу і частково тим, що Прибайкалля перебуває у відносно низьких широтах та синхронізуючий вплив температури тут ослаблений. З віддаленням від озера різномірність мезокліматів зменшується, що позначається на збільшенні подібностей між дендрохронологічними рядами.

На основі деревно-кільцевих хронологій побудовані тривалі реконструкції коливань середньорічного річкового стоку для восьми річок Алтай-Саянського регіону та реконструкція коливань середньорічного рівня Телецького озера. Регресійні моделі пояснюють від 37 до 63% дисперсії середньорічних гідрологічних показників. За останні 227 років мінливість річкового стоку в Гірському Алтаї і в Туві носила синхронний характер. У коливаннях річкового стоку Алтай-Саянського регіону присутні цикли тривалістю 11-12, 14, 22-23, 42-46, 64 та 128 років. Багаторічні коливання річкового стоку Алтай-Саянського регіону характеризуються чергуванням синхронних та несинхронних фаз відносно коливань рівня озера Байкал та стоку річок Монголії, а так само фаз загальної зволоженості Західної Азії, виділених А.В. Шнітніковим [8, 12, 13]

8.4 Дендрокліматичні реконструкції термічного режиму

Розглянемо використання тривалих деревно-кільцевих хронологій для реконструкції термічного режиму літніх місяців на прикладі Урало-Сибірської Субарктики. По-перше, аналіз функцій відгуку та імітаційне

моделювання сезонного росту і структури річних шарів приросту деревини показали, що мінливість радіального приросту дерев, які ростуть на північній кліматичній межі їхнього поширення та в умовах континентального і різко континентального клімату, визначається майже виключно температурами двох літніх місяців (червня та липня). По-друге, чітко простежуються довготні та широтні закономірності у зсуві термінів початку росту дерев, що призводить до зрушення відносного внеску температури цих місяців в мінливість індексів приросту. По-третє, тут з року в рік виявляється лімітуючий вплив температурного фактора завдяки короткочасності сезону радіального росту дерев (до 50-60 діб активного росту), а також того, що дерева ростуть на кліматичній межі свого існування або поблизу її, а мінливість термічного режиму у високих широтах значна. По-четверте, односпрямований і подібний вплив температури повітря на радіальний приріст дерев спостерігається в межах великих територій (багато сотень кілометрів), в різних типах умов місцезростання (від сухих до заболочених) та у різних видів хвойних дерев. Нарешті, субарктичні райони відносно слабо піддавалися антропогенному впливу і кліматичний сигнал, що міститься в річних кільцях, відображає в основному природні зміни клімату.

Точкові реконструкції представляють собою інформацію про динаміку річної температури повітря для конкретного району за останні 300-600 років, показують діапазон її природних коливань, частоту і повторюваність екстремальних років. Результати реконструкції свідчать про те, що діапазон і амплітуда екстремальних міжрічних значень річної температури протягом останніх декількох століть залишалися більш-менш постійними. Важливо відзначити, що такі реконструкції можна провести для будь-якої ділянки, на якій виростають деревні рослини.

Не менший інтерес представляє просторово-часовий аналіз довготривалих (внутрішньовікових і вікових) коливань річної температури. Зміни клімату такої тривалості набагато більше впливають на динаміку природних процесів порівняно з міжрічними, спричиняючи більш глибокі перебудови у взаєминах між компонентами екосистем і змінюючи напрямок та інтенсивність сукцесійних змін. Синхронність довготривалих змін термічного режиму протягом останніх століть спостерігається на відстані до 600-800 км, а окремих підвищень та знижень температури – в межах всієї Сибірської Субарктики. Останнє свідчить про те, що односпрямовані внутрішньовікові та вікові коливання літніх температур відбуваються на величезних територіях і деревно-кільцеві хронології надійно відображають ці коливання.

Таким чином, порівнюючи хід тривалих змін літніх температур в різних районах, можна відзначити, що окремі теплі і холодні періоди проявлялися синхронно в межах всієї Урало-Сибірської Субарктики. Однак у більшості випадків односпрямованість змін літніх температур виражена лише в межах окремих великих районів (Західний та Середній Сибір, північний схід Сибіру). Найхолодніші періоди – перша половина XVII та XIX ст., а найтепліші – друга половина XVII та XVIII ст. і середина XX сторіччя. Дуже

чітко простежується зменшення (приблизно в 2 рази) амплітуди таких коливань при русі зі сходу на захід. Діапазон внутрішньовікових та вікових коливань термічного режиму червня-липня, за винятком окремих викидів, не зазнав скільки-небудь істотних змін за останні 500 років в межах окремих районів Урало-Сибірської Субарктики.

Аналіз аномалій температури, заснований на просторових дендрокліматичних реконструкціях, важливий при оцінці сучасних і майбутніх змін клімату. При глобальному потеплінні клімату можна чекати збільшення кількості помірно теплих і теплих років для всієї території Урало-Сибірської Субарктики, як це відбувалося, наприклад, в найбільш теплий період минулого сторіччя (30-70-ті роки), протягом якого спостерігався 21 такий випадок (понад 50%). Не виключається, що в одних районах будуть переважати додатні, а в інших – від'ємні аномалії, тобто глобальне потепління буде регіональним за своєю природою.

Проведений порівняльний аналіз деревно-кільцевих хронологій Алтаю з хронологією Таймиру та з хронологією гірських районів Монголії і Канадських скелястих гір також показав, що в мінливості приросту містяться загальні для всіх деревно-кільцевих хронологій тривалі періоди посилення і депресій приросту, зумовлені коливаннями термічного режиму літніх місяців. Особливо виділяється період з XVII по XX століття, коли ці збіги спостерігаються чітко.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев С.Г., Ваганов Е.А., Наурзбаев М.М. Тулохонов А.К. Регистрация годичными кольцами сосны многолетних колебаний атмосферных осадков, стока реки Селенги и уровня озера Байкал // ДАН. 1999. Т. 368. № 3. С. 400-403.
2. Ваганов Е.А., Шашкин А.В., Свидерская И.В. Сезонный рост и формирование годичных колец: кинетический подход и имитационное моделирование // Биофизика клеточных популяций и надорганизменных систем. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992.-С.140-150.
3. Ваганов Е.А., Шашкин А.В., Свидерская И.В., Высоцкая Л.Г. Гиисто-метрический анализ роста древесных растений.– Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ние, 1985.-100с.
4. Ваганов Е.А., Шиятов С.Г., Мазепа В.С. Дендроклиматические исследования в Урало-Сибирской Субарктике.-Новосибирск, Наука, Сиб. изд. РАН. – 1996. -324 с.
5. Галазий Г.И. Методика ботанических исследований // Ботанический журнал, Т. 41, №7, 1956. – С. 1006-1020.
6. Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. Позднеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандии. Петрозаводск, 2000. 240 с.
7. Елина Г.А., Лукашов А.Д., Токарев П.Н. Картографирование растительности и ландшафтов на временных срезах голоцена таежной зоны Фенноскандии. С-Петербург, Наука, 2005. 112 с.
8. Либби В. Ф. Определение возраста по радиоуглероду. // Изотопы в геологии. М.: Геоиздат, 1954.
9. Учебное пособие по Палеоклиматологии Сибирского федерального университета. Красноярск, 2007. 127 с.
10. Шиятов С. Г. Климатогенные смены лесной растительности на верхнем и полярном пределах ее распространения: Автореф. дисс. д-ра биол. наук.- Свердловск, 1981. 57 с.
11. Шиятов С.Г. Дендрохронология верхней границы леса на Урале.– М.: Наука, 1986. 136 с.
12. Шнитников А.В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л., 1969. 350 с.
13. Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. М.-Л., 1957. 334 с.
14. Bradley R.S. Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary. In: International geographic series. – 1999. -V. 64. -613 p.
15. Bradley R.S., Jones P.D. “Little ice age” summer temperature variation: their nature and relevance to recent global warming trends. -The Holocene. – 1993. -V. 3. – P. 367-376
16. Cook E.R. Kairiukstis L. A. Methods of Dendrochronology. Application in Environmental Sciences. – Dordrecht; Boston; London: Kluwer Acad. Publ. 1990. – 394 p.
17. Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D.,

Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjornsdottir A.E., Jouzel J. and Bond G. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record // *Nature*, 1993, № 364, pp. 218–220.

18. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*, 1964, № 16, pp. 436-468.

19. Dansgaard W. et al. Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice core // *Nature*, 1993, № 364, pp. 218-219.

20. Dansgaard W., White J.W.C. and Johnsen S.J. The abrupt termination of the Younger Dryas climate event // *Nature*, 1989, № 339, pp. 532-533.

21. Devine J.D., Sigurdsson H., Davis A.N., Self S. Estimates of sulfur and chlorine yield to the atmosphere from volcanic eruptions and potential climatic effects // *Jour. Geophys. Research.* – 1984.-V.89B. – P.6309-6325.

22. Douglass A.E. A method of estimating rainfall by the growth of trees // *The climate factor as illustrated in arid America*. E. Huntington (Ed.). Carnegie Institute of Washington Publication 192. – 1914. – P. 101-121.

23. Douglass A.E. Climatic cycles and tree-growth. A study of the annual rings of trees in relation to climate and solar activity. Washington: Carnegie Inst., 1919. Vol. 1. -127 p.

24. Dunbar R.B., Wellington G.M., Colgan M.W., Glynn, P.W. (1994). Eastern Pacific sea surface temperature since 1600 A.D.: the ¹⁸O record of climate variability in Galapagos corals // *Paleoceanography.* – 1994. – V.9. – P. 291-315.

25. Emiliani, C. Pleistocene temperatures // *Jour. Geology.* – 1955. – V. 63. – P. 538-178.

26. Emiliani, C. (1966). Paleotemperature analysis of Caribbean cores, P6304-8 and P6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425,000 years // *Jour. Geology.*-1966. – V. 74. – P.109-126.

27. Epstein, S. and Mayeda, T. Variation of O content of waters from natural sources // *Geochemica et Cosmochimica Acta.* -1953. – V. 4. – P. 213-224.

28. Etheridge D.M., Steele L.P., Langenfelds R.L., Francey R.J., Barnola J-M., Morgan V.I. Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice // *Jour. Geophys. Research.* – 1996. -V. 101D. – P. 4115-4128.

29. Fairbanks, R.G. and Dodge, R.E. Annual periodicity of the 0-18/0-16 and C-13/C-12 ratios in the coral *Montastrea annularis* // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* -1979. – V. 43. – P. 1009-1020.

30. Fritts H.C. Tree-Ring Evidence for Climatic Changes in Western North America // *Monthly Weather Review*, 1965, № 93(7)

31. Fritts H.C. Tree-rings and climate. – London, New York, San Francisco: Acad. Press, 1976, 576 p.

32. GISP2 Investigators, GISP2 Notebook Number 3, GISP2 Science Management Office, University of New Hampshire, Durham, 1993.

33. GRIP Members. Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core // *Nature*, 1993, № 364, pp. 203-207.

34. Hammer C.U. Acidity of polar ice cores in relation to absolute dating, past volcanism, and radio-echoes // *J. Glaciol.*, 1980, № 25(93), pp. 359-372. 123.

- Hodge S.M., Wright D.L., Bradley J.A., Jacobel R.W., Skou N. and Vaughn
35. Hughes M.K. Tree-Rings and the challenge of global change research // *Tree-Rings. From the Past of the Future: Proc. Intern. Workshop on Asian and Pacific Dendrochronology* / Eds. S. Ohta, T. Fujii, N. Okada, M.K. Hughes, D. Eckstein. – Tsucuba: Forestry and Forest Prod. Res. Inst. Publ., 1995.-P.1-7.
 36. Jones P. It was the best of times, it was the worst of times // *Science*. 1998, № 5363, pp. 544-545.
 37. Kuechler J. Das Klima von Texas, *Texas Staats-Zeitung*, 1859. August 6. San Antonio.
 38. LaMarch V.C. Paleoclimatic inferences from long tree-ring records // *Science*. – 1974. – Vol. 183. – P. 1043-1048. 141. LaMarch V.C., Fritts H.C. Tree-rings, glacial advance and climate in the Alps // *Z.f. Gletscherkd. und Glacialgeologie*, 1972.-Vol. 7 (1-2).-P. 125-131.
 39. Lough, J.M. and Barnes, D.J. Intra-annual timing of density band formation of *Porites* coral from the central Great Barrier Reef // *Jour. Experimental Marine Biology and Ecology*. – 1999. – V. 135. – P.35-57.
 40. Mayewski P.A. et al. Polar atmospheric cell and ocean ice cover variability over the North Atlantic region during the last 41,000 years // *Science*, 1994b, № 263, pp. 1747-1751.
 41. Mayewski P.A. et al. Record drilling depth struck in Greenland, *Eos Trans. AGU*, 1994a, № 75, pp. 113-124.
 42. Mayewski P.A., Holdsworth G., Spencer M.J., Whitlow S., Twickler M.S., Morrison M.C., Ferland K.F. and Meeker L.D. Ice core sulfate from three Northern Hemisphere sites: Source and temperature forcing implications // *Atmos. Environ.*, 1993b, № 27A(17/18), pp. 2915-2919.
 43. Mayewski P.A., Meeker L.D., Morrison M.C., Twickler M.S., Whitlow S., Ferland K.K., Meese D.A., Legrand M.R. and Steffensen J.P., Greenland ice core "signal" characteristics offer expanded view of climate change // *J. Geophys. Res.*, 1993a, № 98, pp. 12839-12847.
 44. Mayewski P.A., Meeker L.D., Whitlow S., Twickler M.S., Morrison M.C., Alley R.B., Bloomfield P. and Taylor K. The atmosphere during the Younger Dryas // *Science*, 1993c, № 261, pp. 195-197.
 45. Mayewski P.A., Lyons W.B., Spencer M.J., Twickler M.S., Koci B., Dansgaard C., Davidson C. and Honrath R. A detailed (1869-1984) record of sulfate and nitrate concentrations from South Greenland // *Science*, 1986, № 232, pp. 975-977.
 46. Mayewski P.A., Lyons W.B., Spencer M.J., Twickler M.S., Buck C.F., and Whitlow S. An ice core record of atmospheric response to anthropogenic sulphate and nitrate // *Nature*, 1990, № 346, pp. 554-556.
 47. Meko D.M., Baisan C.H. Pilot study of latewood-width of conifers as an indicator of variability of summer rainfall in the North American monsoon region // *Int. J. Climatol*, 2001, N 6, pp. 697-708.
 48. *Methods of Dendrochronology. Applications in the environmental sciences* / Eds. Cook E.R., Kairiukstis L.A.-Dordrecht; Boston; London: Kluwer Acad. Publ., 1990, 394 p.

49. Milankovitch, M.M. Canon of insolation and the ice-age problem. Beograd: Koniglich Serbische Akademie. [English translation by the Israel Program for Scientific Translations, published for the US Department of Commerce, and the National Science, Foundation, Washington, DC (1969).]. – 1941.
50. Rampino, M. and Self, S. Sulfur-rich volcanic eruptions and stratospheric aerosols // *Natur.* – 1984. – V. 310. – P. 677-679.
51. Raynaud D., Jouzel J., Barnola J.M., Chappellaz J., Delmas R.J., Lorius C. The ice record of greenhouse gases // *Science.* – 1993. – V. 259. – P. 926-934.
52. Ruddiman, W.F. Pleistocene sedimentation in the equatorial Atlantic: stratigraphy and faunal paleoclimatology // *Geological Society of America Bulletin.* – 1971. – V. 82. – P. 283-302.
53. Schulman E. Dendroclimatic changes in Semiarid America. – Tucson, Arizona: University of Arizona Press, 1956. – 142 p.
54. Schweingruber F.H. Jahrringforschung und Klimawandel in den borealen Waldern // *Geogr. Rdsch*, 2000, № 52, pp. 50-55.
55. Schweingruber F.H. Tree ring: Basics and applications of dendrochronology. Dordrecht: Reidel. Publ., 1988, 276 p.
56. Schweingruber F.H. Tree Rings and Environment. Dendroecology. – Berne; Stuttgart; Vienna: Paul Haupt: Birmensdorf, Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research, 1996, 609p.
57. Schweingruber F.H. Trees and wood in Dendrochronology -Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 1993, 386 p.
58. Schweingruber F. Tree rings. In: Basics and applications of dendrochronology. Reidel, Dordrecht, Boston, Lancaster, Tokyo, 1988, 276 p.
59. Schweingruber F.H. Tree rings and environment dendroecology, (1996), 609 pp., Bern, Stuttgart, Vienna, Paul Haupt Publ.
60. Shackleton N.J., Pisias N.G. Atmospheric carbon dioxide, orbital forcing and climate, in the carbon cycle and atmospheric CO₂, natural variations archean to present, *Geophys. Monogr. Ser.*, 32, edited by E. T. Sundquist and W. S. Broecker, pp. 303-317, Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 1985.
61. Shackleton, N.J. The oxygen isotope stratigraphic record of the late Pleistocene // *Phil. Trans. Royal Society of London.*–1977. – V.B280.– P. 169-179.
62. Shackleton, N.J., Hall, M.A., Line, J., and Cang, S. Carbon isotope data in core V19-30 confirm reduced carbon dioxide concentration of the ice age atmosphere // *Nature.* – 1983. – V. 306. – P. 319-322.
63. Sowers T., M. Bender, L. Labeyrie, D. Martinson, J. Jouzel, D. Raynaud, J. J. Pichon, and Korotkevich Y.S. A 135,000-year Vostok-SPECMAP common temporal framework // *Paleoceanography*, 1993, № 8, pp. 737-766.
64. Stauffer B.R., Neftel A. What have we learned from the ice cores about atmospheric changes in the concentrations of nitrous oxide, hydrogen peroxide and other trace species? In: *The Changing Atmosphere* (F.S. Rowland and I.S.A. Isaksen, eds.). Chichester: Wiley. – 1988. – P. 63-77
65. Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Davis M.E., Lin P-N., Dai J.,

Bolzan J.F. A 1000 year climate ice-core record from the Guliya ice cap, China: its relationship to global climate variability // *Annals of Glaciology*. – 1995. – V. 21. – P. 175-181.

66. Urey H.C. The thermodynamic properties of isotopic substances // *Jour. Chemical Society*. – 1947. – V. 152. – P. 190-219.

67. Urey H.C. Oxygen isotopes in nature and in the laboratory // *Science*. – 1948. – V. 108. – P. 489-496.

68. Zielinski G., Mayewski P.A., Meeker L.D., Whitlow S., Twickler M.S. A 110,000-yr record of explosive volcanism from the GISP2 (Greenland) ice core // *Quaternary Research*. – 1996. – V. 45. – P. 109-118.

Навчальне видання

Данова Тетяна Євгенівна
Прокоф'єв Олег Милославович
ПАЛЕОКЛІМАТОЛОГІЯ

Конспект лекцій

Підп. до друку
Умовн. друк. арк.

Формат 60*84/16
Тираж

Папір офс.
Зам. №

Надруковано з готового оригінал-макета

Одеський державний екологічний університет
65016, Одеса, вул.Львівська, 15
