

Т.Є Данова

***ОСНОВИ ГЛЯЦІОЛОГІЇ І
МОНІТОРИНГ КРІОСФЕРИ***

НАВЧАЛЬНИЙ ПОСІБНИК

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Т.Є. Данова

***ОСНОВИ ГЛЯЦІОЛОГІЇ І МОНІТОРИНГ
КРІОСФЕРИ***

Рекомендовано
Міністерством освіти і науки України
як навчальний посібник для студентів
навчальних закладів

Одеса – 2014

ББК 26.222.8

Д 17

УДК 551.32

Рецензенти:

Ломакін П.Д. професор, доктор географічних наук, провідний науковий співробітник відділу океанографії Морського гідрофізичного Інституту Національної академії наук України.

Войтенко В.П. доцент, кандидат технічних наук Східноукраїнського національного університету імені Володимира Даля.

Гриф надано Міністерством освіти і науки України
(лист № 1/11-16774 від 04.11.2013р.)

Данова Т.Є.

Основи гляціології і моніторинг кріосфери: Навчальний посібник.
–Одеса: Вид. ПП «ТЕС», 2014. – 118с.

Навчальний посібник містить основні положення про лід та природні системи, властивості та динаміка яких визначаються льодом, розповсюдження льоду на землі та його роль в природі. Велика увага приділяється закономірностям утворення льоду та його фізико-механічним властивостям, поширенню льоду на Землі, його генетичному розвитку та прогнозу подальшої еволюції. Об'єктом вивчення є всі види природного льоду – в атмосфері, на поверхні землі, лід річок, водойм та морів і в літосфері. Важливим є розділ навчального посібника, у якому розглядаються питання моніторингу кріосфери від аналізу нівально-гляціальних систем минулого до сучасних спостережень.

Навчальний посібник використовується для денної форми навчання.

ЗМІСТ

| | |
|---|----|
| ВСТУП | 5 |
| 1 ЗМІСТ ТА ОСНОВНІ НАПРЯМКИ ГЛЯЦІОЛОГІЇ | 9 |
| 1.1 Розповсюдження льоду на землі та його роль в природі | 9 |
| 1.2 Задачі гляціології | 11 |
| 1.3 Кріосфера | 13 |
| 1.4 Хіоносфера та нівально-гляціальні системи | 13 |
| 1.5 Сучасне зледеніння земної кулі | 14 |
| 1.6 Взаємозв'язок зледеніння з атмосферою, сушею та океаном | 27 |
| 2 РОЛЬ ЛЬОДУ В ПРОЦЕСІ ФОРМУВАННЯ КЛІМАТУ | 30 |
| 2.1 Кліматична роль зледеніння | 30 |
| 2.2 Режим формування, об'єми та тривалість залягання снігового покриву | 32 |
| 2.3 Зледеніння та рівень Світового океану | 35 |
| 3 ВЛАСТИВОСТІ ЛЬОДУ | 41 |
| 3.1 Утворення льоду в природі | 41 |
| 3.2 Основні властивості льоду | 45 |
| 3.3 Пористість, щільність та повітропроникність | 45 |
| 3.4 Теплопровідність і температуропровідність | 48 |
| 3.5 Лід – специфічна гірська порода | 49 |
| 3.6 Систематика природного льоду | 52 |
| 4 УМОВИ ВИНИКНЕННЯ ЛЬОДОВИКІВ | 58 |
| 4.1 Типи льодовиків | 58 |
| 4.2 Виникнення льодовиків | 60 |
| 4.3 Снігова лінія | 61 |
| 4.4 Фактори та гляціокліматичні показники зледеніння | 62 |
| 4.5 Джерела живлення | 63 |
| 4.6 Області живлення та абляції | 64 |
| 4.7 Основні характеристики льодовиків | 66 |
| 4.8 Баланс маси та енергообміну льодовиків | 68 |
| 4.9 Радіаційний та тепловий баланси поверхні льодовика | 71 |
| 4.10 Рух льодовиків, швидкість руху льодовиків | 72 |
| 5 ПЛАВУЧИЙ ЛІД | 75 |
| 5.1 Основні характеристики льодяного покриву | 75 |
| 5.2 Умови утворення морського льоду | 76 |
| 5.2.1 Типи морського льоду | 78 |
| 5.2.2 Розповсюдження морського льоду | 81 |
| 5.2.3 Деформація, торосіння, танення та дрейф льоду | 82 |
| 6 ІСТОРІЯ МОНІТОРИНГУ КРІОСФЕРИ | 87 |
| 6.1 Гляціокліматичний моніторинг | 87 |
| 6.2 Всесвітня служба моніторингу льодовиків | 89 |
| 7 ВИВЧЕННЯ НІВАЛЬНО-ГЛЯЦІАЛЬНИХ СИСТЕМ МИНУЛОГО | 91 |

| | | |
|-----|--|-----|
| 7.1 | Задачі і методи палеогляціології | 91 |
| 7.2 | Сучасний клімат у ряді останніх чотирьох кліматичних циклів | 93 |
| 7.3 | Реконструкція температури за вмістом стабільних ізотопів у льодяних кернах | 96 |
| 7.4 | Температурні флуктуації останніх 5000 років | 102 |
| 7.5 | Прогнозування вірогідних змін гляціальних систем | 103 |
| 8 | ІНЖЕНЕРНА ГЛЯЦІОЛОГІЯ ТА ГЛЯЦІОЕКОЛОГІЯ | 106 |
| 8.1 | Задачі інженерної гляціології | 106 |
| 8.2 | Екологічні аспекти гляціології | 111 |
| 8.3 | Перспективи змін клімату і людство | 112 |
| | ЛІТЕРАТУРА | 114 |
| | ІМЕННИЙ ПОКАЖЧИК | 115 |
| | ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК | 116 |

ВСТУП

Гляціологія вивчає закономірності утворення льоду та його фізико-механічні властивості, поширення льоду на Землі, його генетичний розвиток і прогноз подальшої еволюції. Об'єктом вивчення є всі види природного льоду – в атмосфері, на поверхні землі, лід річок, водойм та морів і в літосфері. Розвиваються також прикладні напрями гляціології, що об'єднуються в інженерну гляціологію, завданням якої є розробка методів боротьби зі шкідливим впливом льоду та снігу на господарську діяльність людини, способів використання їх в інженерній практиці та прийомів управління гляціальними процесами.

Гляціологія пов'язана з більшістю географічних наук про Землю та рядом геологічних наук.

Визначальну роль у формуванні та метаморфізмі снігового покриву й льоду відіграють температурний режим, атмосферні опади та інші показники метеорологічного режиму. Це зумовлює необхідність використання таких показників та проведення досліджень на стику гляціології та метеорології. Проблема взаємовпливу зледеніння Землі з кліматом та океаном потребує ув'язки гляціологічних досліджень з фізикою атмосфери, кліматологією та океанологією. Для визначення стоку з льодовиків необхідно використовувати досягнення гідрології суші. При зіставленні карт розповсюдження льодовиків, їх запасів та характеристик застосовуються новітні досягнення картографії, аеро- та космічної зйомки. При дослідженні товщини, будови та фізичних властивостей льодовиків широкого розповсюдження набули методи радіозондування. Направлені радіосигнали проникають в товщу льодовика та відбиваються від неоднорідностей в його товщі і від підлідного рельєфу. Радіовипромінювач і приймальні антени встановлюють на деякій відстані один від одного, яка задається відповідно до вимірюваної товщини льодовика. Визначається час запізнювання відбитих сигналів на різних частотах (від 5 до 10 000 МГц), при цьому вдається оцінювати не тільки загальну товщину льодовика, але й різні деталі його будови. Особливо успішно застосовується радіолокація, яка здійснюється за допомогою локаційних станцій, встановлених на літаках та вертольотах. При цьому застосовують методи активної імпульсної та частотної радіолокації. Проведення повторних вимірювань дозволяє картувати підлідний рельєф, визначати внутрішню будову та стан льодовика (наприклад, фіксувати річні шари в сніго-фірновій товщі або тріщинуватість льоду, фіксувати зміни багатьох характеристик льодовика, навіть оцінювати напрям та величину швидкостей переміщення льодовикової поверхні).

Кінець XX ст. характеризується істотними змінами методики спостережень за природним льодом. Якщо раніше основну увагу приділяли проведенню прямих систематичних або епізодичних вимірювань

гляціальних об'єктів, то в наш час все більш широко використовується дистанційне зондування. Особливо часто застосовують методи аерокосмічної зйомки. Інтенсивно розвивається моніторинг кріосфери як частини геосистемного моніторингу, що представляє систему спостережень, контролю та управління станом навколишнього середовища. В.М. Котляков (1994) виділив чотири основні напрями подальшого розвитку системи моніторингу: спостереження за сніго-льодовими ресурсами, гляціокліматичними умовами, стихійними й небезпечними нівально-гляціальними явищами та за антропогенними змінами.

Гляціологія як наука про гірські льодовики почала формуватися в кінці XVIII ст. Її основоположником вважається швейцарський геолог Орас Бенедикт Соссюр, який опублікував у 1779-1796рр. 3 томи книги "Подорожі в Альпах", в яких вперше була проведена класифікація льодовиків, розглянута їх в'язка течія, описані різновиди морен та оцінені зміни сонячної радіації на льодовиках (1779, 1796). Перший етап розвитку гляціології, що характеризується переважно вивченням форм гірського зледеніння, охоплював XIX та початок XX ст. У цей період результати гляціологічних досліджень носили описовий характер.

У 1882-1883рр. був проведений 1-й Міжнародний полярний рік, коли були розпочаті гляціологічні дослідження в Арктиці та Антарктиці. В Альпах були виконані спеціальні гляціологічні дослідження, а до 1891р. був складений перший каталог льодовиків Альп. З розвитком альпінізму стали з'являтися повідомлення про льодовики в Гімалаях, Північній та Південній Америці. У 1894р. була організована Міжнародна льодовикова комісія. У Росії з другої половини XIX ст. почали проводитися дослідження льодовиків Кавказу, Алтаю та Середньої Азії. Перший каталог льодовиків Кавказу був складений у 1911р., а льодовиків Середньої Азії – в 1930р.

У 1932-1933рр. розгорнулися роботи за програмою 2-го Міжнародного полярного року, коли гляціологічні дослідження виконувались на 60 станціях в різних частинах земної кулі. В СРСР працювало 17 станцій в Арктиці. Дослідження проводилися також на льодовиках Кавказу, Уралу, Тянь-Шаню, Паміру та Алтаю. Ці дослідження можна вважати важливим етапом у становленні та розвитку другого етапу гляціології, який характеризувався великими дослідженнями закономірностей зледеніння, організацією напівстаціонарних та стаціонарних спостережень за льодовиками, застосуванням точних приладів та нових методів для визначення кількісних параметрів льодовиків.

У 1933р. була організована Міжнародна комісія снігу і льоду Асоціації гідрологічних наук Міжнародного союзу геодезії та геофізики, покликана пропагувати здобутки світової гляціології та координувати дослідження снігу й льоду в різних країнах.

Під час Міжнародного геофізичного року (МГР) були визначені кількісні показники стану ряду льодовиків, на деяких з них були розпочаті систематичні спостереження за їх режимом та балансом маси. Крім спостережень за льодовиками, проводилися різнобічні дослідження снігового покриву та снігових лавин, прісних льодяних покривів та морського льоду, поліїв та підземного льоду. Випробувано та впроваджено багато нових методик досліджень.

У результаті проведення МГР було накопичено величезну кількість даних, які характеризують не тільки льодовики, але і всі інші види льоду в природі. Об'єктами гляціологічних досліджень слід вважати всі види природного льоду на Землі. Гляціологію слід розглядати як науку про природні системи, властивості та динаміка яких визначаються льодом. Єдиним природним об'єктом гляціології є гляціосфера та нівально-гляціальні системи, з яких вона складається (Гляціологічний словник, 1984).

В Україні проводяться дослідження гляціосфери в Українському Антарктичному центрі, в Морському гідрофізичному інституті проводяться комплексні фундаментальні та прикладні фізико-кліматичні дослідження морського середовища, у тому числі, динаміки морського льоду Антарктичних морів; в Одеському державному екологічному університеті виконуються роботи з динаміки розповсюдження морського льоду у високих широтах та снігового покриву в умовах сучасних кліматичних змін.

У Росії найбільші дослідження із загальних та прикладних проблем гляціології виконуються в Інституті географії РАН (Москва). Інститут проводить експедиції для вивчення льодовиків та снігового покриву в багатьох гірських районах, в Арктиці й Антарктиці, розробляє теоретичні основи гляціології, займається науковими узагальненнями, видає "Матеріали гляціологічних досліджень". В Інституті географії Сибіру СО РАН (Іркутськ) вивчають полії, в Інституті мерзлотознавства СО РАН (Якутськ) – підземне зледеніння, лід та сніговий покрив, в Інституті вулканології ДВНЦ РАН проводяться дослідження взаємодії вулканізму та зледеніння.

Значний обсяг гляціологічних досліджень виконується в установах Гідрометеослужби. Інститут Арктики та Антарктики (Санкт-Петербург) вивчає морський лід в Арктиці й Антарктиці, організовує антарктичні експедиції, розробляє радіофізичні методи досліджень льодовиків, льодяних покривів та морського льоду. Високогірний геофізичний інститут (Нальчик) вивчає сніговий покрив і лавини в горах та розробляє активні способи впливу на процеси утворення льоду в атмосфері. Прикладні проблеми гляціології, пов'язані із захистом від снігових лавин та селів, розробляються в Сибірському державному університеті шляхів сполучення (Новосибірськ). Методи прогнозування лавинної небезпеки та

активного впливу на лавинні процеси удосконалюються в службі протилавинного захисту (Кольський півострів, Кіровськ).

Значних успіхів досягли гляціологи, які працюють в Казахстані, Узбекистані та в Грузії.

Спеціалізовані гляціологічні установи є в багатьох країнах. Наприклад, до числа найбільш відомих належать:

- 1) Лабораторія з вивчення та освоєння холодних районів при корпусі військових інженерів Армії США (Хановер);
- 2) Полярний інститут імені Р. Скотта в Англії (Кембридж);
- 3) Швейцарський федеральний інститут снігу та лавини (Давос);
- 4) Лабораторія гляціології та геофізики навколишнього середовища у Франції (Гренобль);
- 5) Полярний інститут в Норвегії (Осло);
- 6) Інститут низьких температур в Японії (Саппоро);
- 7) Інститут гляціології та мерзлотознавства в Китаї (Ланьчжоу);
- 8) Інститут гляціології та снігознавства в Аргентині (Мендоса).

Гляціологічні дослідження проводяться також в Геологічній службі США, в Міністерстві навколишнього середовища та рибальства в Канаді, в Норвезькому Геотехнічному інституті, в Інституті Антарктики і Національному інституті Патагонських льодовиків в Аргентині. Гляціологічні центри створені в багатьох університетах та інститутах США (штати Вашингтон, Вісконсин, Огайо, Колорадо, Аляска), Канади (Монреаль, Оттава), Англії (Брістоль, Кембридж, Бірмінгем), Австрії (Інсбрук), у Швейцарії (Цюрих, Берн), в Німеччині (Берлін, Мюнхен), в Данії (Копенгаген), в Норвегії (Осло), в Італії (Падуа, Мілан), в Австралії (Мельбурн).

Дослідження в області гляціології координує та пропагує Міжнародна комісія снігу і льоду Асоціації гідрологічних наук Міжнародного союзу геодезії та геофізики. Комісія регулярно організовує і проводить наукові симпозіуми, курирує службу гляціологічного моніторингу, бере участь у організації спеціалізованих гляціологічних курсів, готує огляди результатів досліджень з актуальних питань гляціології.

Основними джерелами для навчального посібника слугували сучасні дослідження вчених-кліматологів: Котлякова В.М., Войтковського К.Ф. та Дансгора В. та ін.

1 ЗМІСТ ТА ОСНОВНІ НАПРЯМКИ ГЛЯЦІОЛОГІЇ

1.1 Розповсюдження льоду на землі та його роль в природі

Природний лід за своїм походженням поділяють на три групи:

1) *конжеляційний лід*, який формується при замерзанні рідкої і краплинно-рідкої води;

2) осадовий лід (сніговий покрив);

3) метаморфічний лід (фірн та різні види льодовикового льоду).

По поширенню й залягання лід ділиться на:

1) атмосферний (сніг, іній, град, ожеледь),

2) наземний сезонний (сніговий покрив, сніжники, полії),

3) наземний багаторічний (льодовики, сніжники-перелітки),

4) багаторічні полії,

5) плавучий сезонний (морський, озерний та річковий),

6) плавучий багаторічний (паковий лід, айсберги),

7) підземний в сезоннопромерзаючих ґрунтах та товщах багаторічномерзлих гірських порід.

Загальна маса льоду на Землі перевищує $2,5 \cdot 10^{16}$ т. Основна маса льоду зосереджена в льодовиках та льодовикових покривах.

Якби всі льодовики й льодовикові покриви розтанули, то рівень Світового океану піднявся б більш ніж на 60 м і всі портові міста були б затоплені. Другим за обсягом видом природного льоду є підземний лід. Інші види льоду за своєю масою мають більш скромну величину, тим не менш, вони поширені на величезній території і мають вирішальний вплив на глобальні кліматичні умови та умови життя на Землі.

Лід поширений переважно в полярних та приполярних районах. З віддаленням від полюсів відносна площа його розповсюдження зменшується (табл. 1.1). Максимальна площа розповсюдження льоду в Північній півкулі спостерігається в лютому, мінімальна – в серпні. У Південній півкулі спостерігається протилежна картина – максимум у серпні та мінімум в лютому.

Режим формування, об'єми та тривалість залягання снігового покриву відносяться до числа найбільш суттєвих показників клімату. При замерзанні вологи в атмосфері та утворення сніжинок виділяється багато тепла. Танення снігового покриву, навпаки, потребує витрат тепла (теплоти плавлення). Тому фазові переходи води при утворенні й таненні снігу зменшують амплітуду коливань температури повітря. Сніговий покрив охороняє ґрунт від сильного переохолодження, захищає озимі посіви від вимерзання та, будучи своєрідним сховищем води, регулює зволоження ґрунтів і розвиток багатьох рослин.

Сніговий покрив відбиває велику частину сонячних променів і таким чином сприяє вихолодженню поверхні та відносному зниженню

температури повітря над сніговою поверхнею. У тих місцях, де нагромадження снігу перевищує його танення, формуються багаторічні сніжники та льодовики, які, одного разу утворившись, сприяють розширенню площі зледеніння за певних умов. Гірські льодовики та льодовикові куполи впливають на клімат прильодовикових територій. Великі льодовикові щити змінюють напрямок повітряних потоків, викликають значне охолодження повітряних мас та призводять до глобальної зміни клімату.

Таблиця 1.1 – Розповсюдження льоду по широтам (Гляціологічний словник, 1984)

| Географічна широта, град. | Льодовики, % площі суші | Підземний лід, % площі суші | Морський лід, % площі океану | Льодовики, підземний та морський лід, % |
|---------------------------|-------------------------|-----------------------------|------------------------------|---|
| 90-80 пн.ш. | 68,5 | 31,5 | 92,5-97,3 | 93,2-97,6 |
| 80-70 пн.ш. | 35,8 | 64,2 | 66,1-86,9 | 79,1-90,8 |
| 70-60 пн.ш. | 4,5 | 80,3 | 22,8-65,2 | 67,7-79,0 |
| 60-50 пн.ш. | 0,30 | 45,3 | 7,6-35,1 | 29,3-41,1 |
| 50-40 пн.ш. | 0,07 | 5,7 | 4,1-13,1 | 5,0-9,3 |
| 40-25 пн.ш. | 0,47 | 1,7 | 0 | 0,91 |
| 25пн.-30 пд.ш. | 0,00 | 0,00 | 0 | 0,00 |
| 30-35 пд.ш. | 0,08 | 0,01 | 0 | 0,01 |
| 35-50 пд.ш. | 0,84 | 0,1 | 0 | 0,04 |
| 50-60 пд.ш. | 10,9 | 0,8 | 0,1-11,1 | 0,1917,8 |
| 60-90 пд.ш. | 99,3 | 0,07 | 24,5-84,2 | 55,2-90,6 |

Сніговий покрив, сніжники та льодовики інтенсивно впливають на рельєф поверхні та сприяють утворенню особливих форм рельєфу – льодовикових цирків, сніжникових карів, сніголавинних конусів та ін.

Періодично відбуваються підвищення й зниження рівня Світового океану пов'язані зі змінами об'ємів льодовикового покриву. Визначено, що 1млн. км³ льоду еквівалентний шару води в океанах товщиною близько 2,5 м. За даними досліджень вмісту ізотопів кисню в коралових терасах, встановлено, що в період між 115 і 130тис. років тому рівень океану був дещо вищий за сучасний, потім він знижувався, досягнувши найнижчого рівня (близько 120м нижче від сучасного) приблизно 20тис. років тому в епоху останнього максимуму зледеніння. У поточному столітті рівень океану підвищується зі швидкістю близько 1,5 мм/рік.

Фактичні зміни рівня океану не завжди відповідали змінам об'єму льодовикових покривів, оскільки на рівень океану впливають також рухи поверхні землі внаслідок зміни льодовикового навантаження, неотектонічні рухи узбережжя та зміни температури води в океані. Однак залежність рівня океану від об'єму льоду на Землі проявляється досить чітко.

Вивідні й шельфові льодовики, краї яких закінчуються в морі, та особливо айсберги, що утворюються від таких льодовиків, впливають на температурний режим морів та океанів, а також тваринних організмів, які мешкають в них. Так, виявлено, що найбільша різноманітність морських організмів і тварин в Південній півкулі спостерігається поблизу Антарктиди. У безпосередній близькості від краю льодовиків мешкає незчисленна кількість морських зірок, їжаків, голотурій, губок, коралів, водоростей та інших представників морської флори й фауни. Там же існують сприятливі умови для розмноження морських тварин – пінгвінів, тюленів, китів та ін.

Морський лід часом є вирішальним фактором, який впливає на кліматичні умови, як на території морів, так і в прибережних районах. Він впливає на температурний режим морської води і на життя мешканців моря.

Річковий лід в значній мірі визначає гідрологічні характеристики водних потоків та формування русел, впливає на мікроклімат, особливо в період льодоходу. Формування та прориви льодяних загорів і заторів можуть сприяти розмиву берегів, знищувати рослинність в прибережній смузі та спричиняти катастрофічні руйнування.

Танення підземного льоду призводить до утворення термокарстових провалів, соліфлюкційних спливів, зсувів та інших небезпечних явищ.

Полії активно впливають на структуру ландшафтів, трансформують мікроклімат, рельєф і рослинність, перерозподіляють ресурси поверхневих та підземних вод, змінюють склад та будову підстильних гірських порід.

1.2 Задачі гляціології

Гляціологія – наука про лід та природні системи, властивості та динаміка яких визначаються льодом. Гляціологія вивчає закономірності утворення льоду та його фізико-механічні властивості, поширення льоду на Землі, його генетичний розвиток і прогноз подальшої еволюції. Об'єктом вивчення є всі види природного льоду – в атмосфері, на поверхні землі, лід річок, водойм та морів і в літосфері. Гляціологія узагальнює ряд більш вузьких наукових напрямків – льодовикознавство, снігознавство, лавинознавство, льодознавство, полійознавство, палеогляціологію, гляціокліматологію, структурну гляціологію, динамічну гляціологію та ін.

Розвиваються також прикладні напрями гляціології, що

об'єднуються в інженерну гляціологію, завданням якої є розробка методів боротьби зі шкідливим впливом льоду та снігу на господарську діяльність людини, способів використання їх в інженерній практиці та прийомів управління гляціальними процесами.

До числа основних напрямків розвитку гляціології відносяться:

- 1) дослідження ролі льоду в еволюції природного середовища та глобальних змінах клімату;
- 2) вивчення нівально-гляціальних процесів та їх прогнозування;
- 3) оцінка сніжного покриву та льоду як ресурсів прісної води;
- 4) фундаментальне вивчення процесів льодоутворення та знаходження способів створення льодяних масивів із заданими характеристиками;
- 5) розробка способів штучного впливу на гляціальні процеси.

Гляціологія пов'язана з більшістю географічних наук про Землю та рядом геологічних наук.

Визначальну роль у формуванні та метаморфізмі снігового покриву й льоду відіграють температурний режим, атмосферні опади та інші показники метеорологічного режиму. Це зумовлює необхідність використання таких показників та проведення досліджень на стику гляціології і метеорології. Проблема взаємовпливу зледеніння Землі з кліматом і океаном потребує ув'язки гляціологічних досліджень з фізикою атмосфери, кліматологією та океанологією. Для визначення стоку з льодовиків необхідно використовувати досягнення гідрології суші. При складанні карт поширення льоду, його запасів та характеристик застосовуються новітні досягнення картографії, аеро- та космічної зйомки.

Методики, які застосовуються в *кристалографії та петрології*, використовуються при вивченні структури й будови льоду. Прогноз зміни зледеніння в районах проявлення вулканічної діяльності потребує врахування результатів досліджень в області *вулканології*. При вивченні льодовиків користуються методами, які розробляються в *геофізиці*. Дослідження термічного режиму підземного льоду і теплової взаємодії льодовиків з ложем пов'язані з *геотермією*. Крім цього гляціологія враховує методи і досягнення таких наук, як фізика твердого тіла, теплофізика, механіка, обчислювальна математика та деякі інші технічні науки.

У 1961р. в складі Міжвідомчого геофізичного комітету при Президії Академії наук СРСР було створено секцію гляціології, у завдання якої входили обробка та узагальнення матеріалів гляціологічних досліджень, отриманих під час проведення Міжнародного геофізичного року. Секція незабаром перетворилася на активне постійно діюче ядро гляціології та включала ряд підсекцій та робочих груп. У 1993р. Секція була перетворена в Гляціологічну асоціацію. Секція (і потім асоціація) організовує та регулярно проводить гляціологічні симпозіуми, наради й семінари, що

сприяють проведенню великих наукових проектів, здійснює багатосторонні наукові зв'язки з іншими організаціями, є національною частиною Міжнародної комісії снігу й льоду. Велика увага приділяється публікації результатів досліджень та узагальнюючих робіт.

В "Матеріалах гляціологічних досліджень", які регулярно видаються, публікуються результати робіт в області гляціології, нові методики досліджень, матеріали наукових симпозіумів та конференцій, хроніка подій, критика, бібліографія та інформація про діяльність гляціологічної асоціації. Також велика кількість матеріалів з результатами гляціологічних досліджень публікується в різних журналах та збірниках наукових статей. Короткі анотації літератури з гляціології опубліковані у випусках 48, 49 і 78 "Матеріалів гляціологічних досліджень" (Анотов. бібліогр., 1983, 1984, 1994).

1.3 Кріосфера

Поняття та межі кріосфери. За пропозицією польського вченого А.Б. Добровольського в наукову літературу було введено поняття кріосфери як оболонки Землі в області взаємодії атмосфери, гідросфери та літосфери, де можлива наявність води в твердій фазі, тобто льоду. Нижня межа кріосфери проходить під товщею мерзлих і охолоджених гірських порід та під льодовиками і льодовиковими покривами. Верхня межа кріосфери знаходиться біля нижніх шарів іоносфери на висотах до 100 км, де відсутня волога.

У кріосфері утворюються системи хмар, в яких зароджуються кристали льоду та формуються тверді опади, відкладається сніговий покрив, відбувається сезонне промерзання ґрунтів, утворюються крижані покриви на річках, озерах і в морях, виникають полії, поширені льодовики і товщі багаторічномерзлих гірських порід.

Кріосфера існувала впродовж всієї геологічної історії Землі, досягаючи найбільшого розвитку в епохи глобального похолодання та розвитку зледеніння Землі.

1.4 Хіоносфера та нівально-гляціальні системи

У російській гляціологічній літературі широкого розповсюдження набуло введене С.В. Калесником (1939) поняття хіоносфери як частини тропосфери, в межах якої на поверхні суші за сприятливих умов рельєфу можливе зародження багаторічних сніжників та льодовиків. Виходячи з такого визначення, хіоносфера є частиною кріосфери, де кількість твердих опадів, які випадають на гіпотетичну горизонтальну незатінену поверхню, перевищує їх спад, і створюються умови для виникнення сніжників та льодовиків [8].

Верхня межа хіоносфери розташовується вище за найвищі гори на рівні, де розрахункова річна сума твердих опадів, яка на перших кілометрах над рівнем моря збільшується з висотою, а на великих висотах зменшується, виявляється рівною спаду опадів унаслідок випаровування під дією сонячної радіації. Нижня межа утворює снігову лінію, нижче якої танення перевищує можливе накопичення твердих опадів.

Поняття хіоносфери носить дещо умовний характер. Так хіоносфера не має чітких меж, в горах важко чітко виділити снігову лінію, а в полярній області нижня межа хіоносфери може опускатися нижче за рівень океану. Проте, це поняття з успіхом застосовується при розробці теорії зледеніння Землі, особливо при визначенні можливих кліматичних меж виникнення льодовиків.

До поняття хіоносфери близько підходять терміни "нівальна область" (область розповсюдження льодовиків та багаторічних сніжників) та "нівально-гляціальний пояс гір" (розташований вище за снігову лінію). Нівальні області приурочені до полярних широт та верхніх частин гірських хребтів, де поширені нівально-гляціальні природні системи, в яких провідну роль виконують сніговий покрив та лід.

По розповсюдженню та охопленню природних явищ розрізняють чотири рівні нівально-гляціальних систем. Вищий рівень займає глобальна гляціосфера. Наступний рівень представляють регіональні нівально-гляціальні системи гірських областей та архіпелагів в полярних і субполярних районах. На нижчому рівні розташовані місцеві (локальні) системи на відносно відособлених ділянках крупних регіонів. На найнижчому рівні знаходяться системи, утворені окремими нівально-гляціальними системами, які характеризуються набором параметрів різних характеристик даної території. До таких параметрів в першу чергу відносять: абсолютні та відносні висоти рельєфу, висотне положення межі живлення льодовиків, суми додатних температур та величини акумуляції-абляції.

Головний метод дослідження нівально-гляціальних систем – створення реальних моделей, які описують динаміку всіх об'єктів, що входять до них, в їх взаємозв'язку один з одним та з іншими компонентами природного середовища. Існують три шляхи створення таких моделей: математичний опис фізичних процесів; фізичне моделювання і проведення природних експериментів на еталонних об'єктах; статистичне і картографічне моделювання (побудова карт окремих параметрів та їх взаємодії) [8].

1.5 Сучасне зледеніння земної кулі

Термін "зледеніння" має кілька тлумачень. У широкому сенсі воно відображає сукупність довгоіснуючого природного льоду різного

походження: морського, озерного, річкового, ґрунтового, печерного та льодовиків. Іноді говорять про наземне, морське та підземне зледеніння, кожне з яких є сукупністю багаторічного льоду різного генезису. Виділяють також зледеніння покривного, гірсько-покривного (перехідного, або сітчастого) та гірського типів.

Покривне зледеніння являє собою комплекс льодовикових щитів, куполів, льодяних потоків і шельфових льодовиків (наприклад, сучасне зледеніння Антарктиди); гірсько-покривне зледеніння – це поєднання локальних льодовикових щитів та куполів з великими долинами і передгірними льодовиками (наприклад, льодовикові системи острова Елсмір та південно-східної Аляски); гірське зледеніння включає системи льодовиків переважно долинного і карового типів (наприклад, сучасне зледеніння Альп та Кавказу).

Зледенінням називають також процес сильного збільшення маси льодовиків та іншого багаторічного льоду, що відображає загальнокліматичні зміни. В даному випадку зледеніння розглядається у вузькому значенні як наземне зледеніння, що включає всі види льодовиків.

Основними факторами для районування сучасного зледеніння служать широтне положення території, ступінь її континентальності, джерела та особливості живлення льодовиків. А.Н. Кренке та В.М. Котляков виділили десять провінцій, що розрізняються за джерелами живлення льодовиків вологою і напрямом руху повітряних мас, які приносять вологу. У межах зазначених провінцій виділяються льодовикові області, які співпадають з великими гірськими масивами або архіпелагами, де спостерігається деяка єдність режиму льодовиків (Котляков, 1968). Нижче наведено перелік виділених 10 гляціологічних провінцій з областями визначення всередині них (табл. 1.2).

Зледеніння Антарктиди. У районі Південного полюса розташований величезний материк – Антарктида, покритий потужним льодяним покривом. Площа Антарктиди близько 15 млн. км^2 , з якої лише менше 2,4% поверхні вільні від льоду. Середня товщина льодовикового покриву – близько 2000м, а максимальна перевищує 4700м. Загальний об'єм льоду – близько 30 млн. км^3 .

На льодовиковому покриві Антарктиди виділяються три великі структури: малорухомий масив льоду з декількома куполами та зі слабконахиленою поверхнею, швидко рухомі вивідні льодовики і шельфові льодовики (рис. 1.1).

Малорухомий наземний покрив складається з трьох пов'язаних між собою частин: величезного льодовикового щита Східної Антарктиди площею близько $9,9 \text{ млн. км}^2$, льодовикового щита Західної Антарктиди ($1,8 \text{ млн. км}^2$) та льодовикового щита Антарктичного півострова ($0,3 \text{ млн. км}^2$).

Таблиця 1.2 – Гляціологічні провінції та області

| № | провінція | область |
|------|---|--|
| I | Атлантико-Північноамериканська | Гренландська, Канадського архіпелагу |
| II | Атлантико-Північноєвропейська | Арктична, Скандинавсько-Уральська |
| III | Атлантико-Євразійська | Альпійська, Кавказька, Паміро-Алайська, Тянь-Шанська, Алтайсько-Саянська |
| IV | Тихоокеансько-Азіатська | Камчатсько-Корякська, Східно-Сибірська |
| V | Тихоокеансько-Північноамериканська | Аляскінська, берегових хребтів США та Канади |
| VI | Індоокеансько-Азіатська | Гіндукуш-Каракорумська, Гімалайська, Тибетська |
| VII | Тихоокеансько-Південноамериканська | Андійська, Патагонська |
| VIII | Тихоокеансько-Новозеландська | Новозеландська |
| IX | Екваторіальна провінція (в Мексиці, Африці, Новій Гвінеї) | |
| X | Антарктична | |

Льодовиковий покрив Східної Антарктиди представляє еліпсоподібну в плані височину з майже горизонтальною поверхнею в центральній частині. І лише при детальних геодезичних вимірах на поверхні щита було виділено кілька куполоподібних підвищень, розділених зниженнями.

Середня товщина щита оцінюється в 2120 м, а максимальна товщина покриву дорівнює 4776м. Середня товщина льодовикового щита Західної Антарктиди – 1100м.

Лід розтікається від куполів в центральній частині льодовикового щита до його периферії. У ряді місць, де напрямок підлідних долин збігається з ухилом льодовикового щита, швидкість руху льоду значно більша, ніж поза цих долин.

Тут утворюються потужні льодяні потоки – вивідні льодовики, які служать основними каналами стоку льоду з внутрішніх районів. Вивідні льодовики відрізняються великою різноманітністю форм та розмірів. Деякі

з них течуть у долинах зі скелястими берегами, що піднімаються над поверхнею льоду, а більшість льодяних потоків тече в крижаних берегах. Вивідні льодовики закінчуються в океані у вигляді крижаних обривів або живлять шельфові льодовики. Близько 17,8 тис. км із загальної протяжності берегової лінії в 31,9 тис. км узбережжя Антарктиди облямоване шельфовими льодовиками. Загальна площа шельфових льодовиків – 1,5млн. км², найбільші з них льодовики Росса (525тис. км²) і Ронне-Фільхнера (433тис. км²).



Рисунок 1.1 – Льодовиковий покрив Антарктиди

Шельфові льодовики отримують живлення за рахунок льоду, що надходить з льодовикового покриву та атмосферних опадів, які випадають безпосередньо на їх поверхню. Витрата льоду шельфових льодовиків відбувається шляхом відколу айсбергів, часом, досить значних розмірів (відзначалися гігантські айсберги площею більше 100км² і завтовшки більше 500м).

Ложе антарктичного льодовикового покриву має складний рельєф та частково розташоване нижче поверхні океану. У корінному рельєфі Східної Антарктиди є ряд підлідних гір, височин та рівнин із западинами, де поверхня знаходиться нижче рівня моря (до -1,5 км). Є також гірські пасма, що височіють над льодовиковою поверхнею: Трансантарктичні

гори та прибережні гірські системи. У Західній Антарктиді між гірськими масивами розташовані великі підлідні западини та рівнини, їх поверхня розташована на 0,5-2,5 км нижче рівня моря. Середній рівень ложа в Західній Антарктиді відповідає позначці -390м (рис. 1.2).

Льодовиковий покрив Антарктиди почав формуватися не пізніше 20 млн. років тому (за деякими оцінками, близько 37 млн. років тому або раніше). Максимальних розмірів зледеніння досягало в період між 17 і 21 тис. років тому. Об'єм льодовикового покриву під час останнього піку зледеніння оцінюється в 38 млн. км³. Відзначено, що потужність льодовикового покриву в деяких районах Антарктиди перевищує 5000 м. Об'єм льоду, зосередженого в Антарктиді, за А. Бауером, становить 29,5 млн. км³.

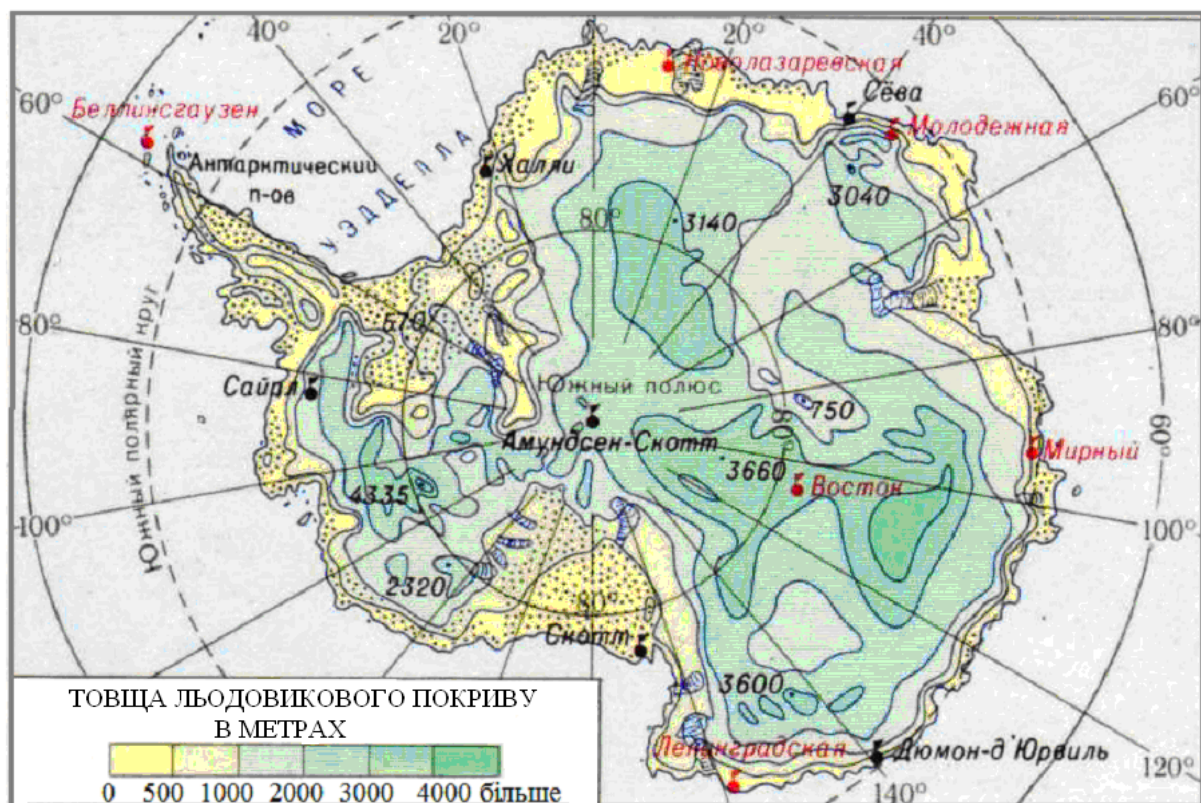


Рисунок 1.2 – Товща льодовикового покриву

Прийнято підрозділяти Антарктиду на Західну та Східну. Межа між цими зонами проходить по лінії, що з'єднує південний край шельфового льодовика Росса з південним краєм льодовика Фільхнера. Гіпсографічна крива Західної Антарктиди увігнута і нагадує за формою гіпсографічну криву інших материків, не покритих льодом, гіпсографічна крива Східної Антарктиди опукла та відповідає специфіці всього крижаного материка. У межах Західної Антарктиди виділяють п'ять фізико-географічних областей:

Антарктичний півострів, Льодовиковий купол, Малу Антарктиду, шельфовий льодовик Росса та шельфовий льодовик Фільхнера.

Площа, займана льодом, становить 3,532 млн. км². Підлідне ложе під льодовиковим щитом Західної Антарктиди розташоване нижче рівня моря. В окремих областях дефіцит поверхні корінної породи коливається від -1000 до -2000 м. Поверхня льодовикового щита Західної Антарктиди опущена нижче льодовикового купола Східно-Антарктичного щита на 1200 м.

Східна Антарктида являє собою монолітну платформу, оконтурену по окраїнах плато гірськими ланцюгами. В центральній частині висота плато досягає 4300 м над рівнем моря. Платформа Східної Антарктиди розмістилася на площі 10,443 млн. км². Підлідне ложе Східно-Антарктичного щита на ділянці Комсомольська – Восток – Південний полюс досить рівне з невеликими коливаннями висот відносно рівня світового океану (від +210 до -290 м). В Антарктиді зосереджено 90% прісної води в твердому вигляді по відношенню до всієї маси прісної води на земній кулі, 2/3 висоти материка щодо рівня океану заповнено льодом і 1/3 становить кам'яна основа. Середня висота кам'яної Антарктиди, що лежить вище рівня океану, знаходиться на другому місці після Азії.

Береги Антарктиди здебільшого обривисті та скелясті, переважно утворені прямовисними стінами льодовиків. Крайова зона Антарктиди складається з материкового льодяного бар'єра, шельфових та вивідних льодовиків і виходів скельних порід. Кліматична снігова лінія в Антарктиді розташована або на рівні моря, або навіть нижче цього рівня. Таким чином, весь сучасний льодовиковий щит знаходиться в зоні акумуляції. Але в ряді місць снігова лінія піднімається вище рівня моря в процесі вітрового переносу снігу в море. І все ж частка абляції в перетворенні маси льодовикового масиву вкрай незначна.

В Антарктиді простежуються чотири гляціологічні області, що відрізняються за своїм генезисом: материкового льоду; гірського зледеніння; прибережного зледеніння та острівного зледеніння.

Шельфові льодовики. Шельфові льодовики Антарктиди займають 12% площі материка. В полярній області Північної півкулі вони зустрічаються біля північно-східних берегів Гренландії та вздовж північних берегів о. Елсмір, але їх поширення в цих місцях не знайшло помітного розвитку.

Шельфові льодовики формуються головним чином як утворення, які плавають. Існує кілька уявлень про походження шельфових льодовиків:

1) утворення в результаті стикування в морі плавучих язиків, що спускаються в море з льодовикового щита, скріплених морським льодяним покривом; поверхня таких конгломератів згладжена за рахунок відкладів снігу;

2) у процесі змішаного утворення з морського льодяного покриву та осадовно-метаморфічного матеріалу – снігу, що випав з атмосфери;

3) шельфові льодовики складаються з окремих айсбергів серед морського льоду, зцементованих процесами змерзання, засипаних снігом. Потужність цих льодовиків коливається від 5 до 800 м. Поверхня їх згладжена, близька до горизонтальної, але простежується нахил від льодовикового щита до акваторії. На шельфових льодовиках виникають льодяні вали, що досягають 10 м. Як правило, вони витягнуті меридіонально, перпендикулярно до краю та пересічені численними тріщинами. Шельфові льодовики старих утворень складаються з сніго-фірної та льодяної маси.

Гренландія – найбільший острів земної кулі, що займає разом з сусідніми дрібними островами 2186 тис. км², з яких 1802,6 тис. км², тобто 83%, покриті льодом, який простягається в довжину на 2400 км, середня товщина льодовикового масиву 1515 м, а максимальна потужність його складає 3408 м (в центрі). Об'єм льоду сучасного зледеніння Гренландії 2,75 млн. км³. Повне танення такої маси льоду підняло б рівень Світового океану на 7 м. Більша частина Гренландії розташована в Арктиці і тільки південне узбережжя відноситься до Субарктики.

Гренландія обрамлена по обрису краю щита гірськими хребтами. Найбільш високі гори до висоти 3700 м зустрічаються на сході острова. Підлідне ложе має форму чаші. У центральній частині воно залягає на рівні моря, до периферії острова має місце підйом, що переходить у гори. За межами льодовикового щита зустрічаються інші форми зледеніння – льодовикові шапки, долинні, карові, висячі, омивані льодовики та інші льодяні утворення.

Гренландський льодовиковий щит прорізаний десятком великих вивідних льодовиків (не рахуючи дрібних) протяжністю від 50 до 200 км. Зустрічаються вивідні льодовики деревоподібної форми, що представляють собою злиття (приплив) декількох льодяних потоків (каналів).

У Гренландії східні береги більш холодні в порівнянні з західними, середня річна температура знаходиться в межах -30° , зареєстрований абсолютний мінімум температури -70° С. Якщо танення та випаровування в Антарктиді практично відсутні, то область абляції в Гренландії становить 16,5% від усієї площі льодовикового щита та оцінюється 315 км³ в рік.

У периферичній Гренландії 40-60% суми опадів випадає у вигляді дощів. Основна відмінність Гренландії від Східної Антарктиди полягає в тому, що кількість опадів на острові зростає від периферії до центру, тоді як на льодовиковому щиті Східної Антарктиди вони різко убують від крайової зони до центру. У центрі Гренландії танення відсутнє, в результаті чіткіше вимальовується річна шаруватість.



Рисунок 1.3 – Сучасне зледеніння Гренландії

Канадський архіпелаг. В архіпелаг входять острови Елсмір (82880 км²), Аксель Хейберг (13400 км²), Девон (16240 км²), Бай-лот (5180 км²), Баффінова Земля (36520 км²) та дрібні острова (780 км²). Загальна площа, займана островами архіпелагу, становить 155000 км². В основному льодяні покриття являють собою плоскогір'я висотою 600-2000 м, а на півночі о.Елсмір висота їх досягає 3300 м. Уздовж цієї частини узбережжя розташовуються шельфові льодовики. Фірнова лінія на островах архіпелагу розташовується на висотах від 670 до 1550 м. Значне число вивідних льодовиків проявляють свою діяльність на льодовикових полях Землі Гріннелл, острова Девон та Баффінової Землі. У деяких місцях льодовики доходять до моря і їх кінці часто занурюються у воду.

Шпіцберген (архіпелаг). В архіпелаг входять Північно-Східна Земля, о. Баренца, о. Едж, Земля короля Карла, о. Надії та о. Західний Шпіцберген. Площа всіх островів близько 62000 км², льодовиками покрито 58000 км², тобто понад 90% території. Найвища точка гори Ювтон 1717 м. У архіпелазі зустрічається цілий комплекс льодяних утворень: нагірні льодовики, льодовикові шапки, сітчасті льодовики, долинні, карові,

перекидні, льодовики гірських вершин, передгірні льодовики, фірнові поля та шельфові льодовики. Великий діапазон висоти фірнової лінії коливається від 325 до 800 м. Товщина льодяного панцира в межах 120-564 м. На островах багато вивідних льодовиків, частина з них спускається до моря до зони припливу. В основному льодовики малорухомі.

О. Ян-Маєн. Вулканічний острів висотою 2277 м. Загальна площа зледеніння 117 км² і становить 35% від усієї поверхні острова. Льодовики розташовані на схилах та радіально опускаються на всі боки, три з них доходять до моря і служать осередками утворення айсбергів.

Острови російської Арктики. Площа зледеніння займає майже 56000 км², більша частина розташована в західній частині Арктики. Найбільш крупні льодовики розміщені на Новій Землі, Північній Землі, Землі Франца-Йосифа, о. Де-Лонга, о. Ушакова.

Нова Земля, розділена пр. Маточкин Шар, знаходиться на межі Баренцева та Карського морів. Її поверхня вкрита льодовиками на площі 23 900 км². Середня потужність численних льодовиків коливається в межах 300-400 м, місцями сягає 700 м. Снігова лінія розташована на різних висотах, підвищуючись з півдня на північ від 300 до 600 м. На Новій Землі характер зледеніння проявляється у вигляді різних льодовиків. Край льодовикового щита розчленований на окремі відгалуження. Зустрічаються льодовики долинного типу, сітчасте зледеніння, трапляються передгірні та навіяні льодовики. Приблизно 25% контактують з морем.

Спостереження за станом льодовиків, здійснювані з кінця ХІХ ст., свідчать про їхнє скорочення. За останні 25 років зледеніння північного острова зменшилося на 430 км² при поступовому зниженні поверхні в середньому на 15 см/рік.

Північна Земля – архіпелаг в азіатському секторі Арктики складається з чотирьох великих островів та декількох дрібних. У архіпелазі переважає покривний тип зледеніння. Площа, зайнята всіма льодовиками, складає 16908 км², потужністю від 200 до 900 м. Загальний об'єм льодовиків Північної Землі дорівнює 3400 км³. Маса льоду розміщена на 22 льодовикових куполах, які займають 45% всієї площі архіпелагу. На Північній Землі зустрічається великий набір льодовикових утворень – достатньо вивідних льодовиків, є нагірні, острівні, карові льодовики, нерухомі фірнові поля та навіяні льодовики. Область акумуляції на Північній Землі переважає над зоною абляції. В силу цих причин ознак деградації зледеніння на Північній Землі не виявлено.

Земля Франца-Йосифа за характером зледеніння в основному відноситься до покривного типу. Площа, займана льодом, становить 14360 м². Лід розміщений на 150 островах цього архіпелагу. Головними формами зледеніння є льодовикові куполи потужністю від 100 до 500 м та вивідні льодовики, які майже повсюдно контактують з морем, формуючи

віялоподібний берег. Є також карові, передгірні, навіяні й інші різновиди льодовиків.

Невеликі льодовикові утворення у вигляді льодовикових куполів та малих льодовиків є на островах Вікторії, Ушакова, Шмідта, Врангеля і на островах Де-Лонга. Потужність льодовикових куполів від 800 до 150 м. Загальна площа льодовикових утворень на вищеназваних островах становить 16908 км².

Ісландія. Льодовики в Ісландії займають площу 11 785 км², тобто 11,5% території. Основні види льодяних утворень являють собою льодовикові куполи великих і малих розмірів, вивідні, карові льодовики, льодяні покриття гірських вершин та лід вулканічних конусів.

Середня висота льодяних куполів близько 1200 м, максимальна висота овального крижаного купола Хова-Юкуль 1700 м, найбільша товщина льоду 1036 м. Снігова лінія виявляється в Ісландії на різних висотах в межах від 530 до 1400 м. Область акумуляції займає 62% площі льодовиків. Об'єм льодовикової маси становить 3520 км³.

Скандинавський півострів. У Скандинавії переважають чотири основні форми зледеніння: льодовикові шапки, долинні, карові та висячі льодовики загальною площею близько 5000 км², 80% всієї цієї площі зледеніння припадає на льодовикові шапки. З головного льодовика, найбільшого в Європі, впливає 26 льодовиків. Висячих льодовиків в Скандинавії налічується близько 300. Снігова лінія в різних льодовикових регіонах знаходиться в інтервалі висот 1800-2000 м, потужність льоду льодяних плато коливається в межах 300-450 м.

Кольський півострів та Урал. На Кольському півострові налічується 4 невеликих льодовика, які займають площу 0,03 км². Їх слід віднести до навіяного типу.

На Полярному та Приполярному Уралі налічується близько 120 льодовиків загальною площею понад 25 км² (без багаторічних сніжників). Майже всі льодовики лежать в глибоких карах. Зустрічаються вони в трьох видах: карові, карово-долинні та карово-висячі. Льодовики із західною експозицією відсутні. Всі льодовики лежать нижче кліматичної снігової лінії (іноді на 100 м і більше).

Піренейський півострів, Альпи та Апенніни. Загальна площа зледеніння на Піренеях тільки 30 км² з каровими та висячими льодовиками.

Альпи – область розвиненого долинного зледеніння загальною площею 3600 км², що становить 2% від площі гірської системи. На цій площі розміщуються близько 1200 льодовиків. Снігова лінія розташовується на висотах від 2500 до 3350 м. У Альпах поширені гіллясті льодовики, що складаються з декількох льодяних потоків. Товщина долинних льодовиків змінюється від 237 до 792 м. Форми зледеніння

різноманітні, крім долинних льодовиків зустрічається багато карових, висячих та вершинних.

Кавказ. За характером зледеніння Кавказ розділяється на дві нерівні області: Великий Кавказ та Малий Кавказ.

Основна маса льодовиків знаходиться на Великому Кавказі з площею зледеніння 1780 км². Тут зосереджено до 2200 льодовиків з нерівномірним їх розміщенням. Вони концентруються в десяти вузлах на перетині Вододільного Хребта з найвищими його відрогами. Близько 75% кавказьких льодовиків відносяться до карових та висячих, а займають вони всього близько 25% від площі всіх льодовиків. Основний простір припадає на долинні льодовики зі складною формою розвитку. Зледеніння Ельбрусу та Казбека відноситься до типу вулканічних конусів. На Малому Кавказі і на Вірменському нагір'ї льодовики займають площу близько 17 км² з осередками зледеніння: вулкан Арагаш, Зангезурський хребет та Арарат. Найбільш поширені форми зледеніння зустрічаються у вигляді льодяних шапок, що покривають вершини, численних дрібних, карових та висячих льодовиків, сніжників і ряду фірнових полів. Снігові межі розташовані на висотах 3600-4500 м. Потужність найбільшого льодяного купола-шапки (гора Арарат) досягає 1 км.

Північ та Північний-схід Сибіру. На півночі та північному сході Сибіру налічується близько 540 льодовиків, площа яких сягає 477 км². Льодовики виявлені на Таймирському півострові, Становому нагір'ї, Верхоянському хребті, хребті Черського, гірському ланцюзі Дальбуду та хребті Пекульней. Льодовики відносяться до долинних, карових та висячих типів.

Коряцьке нагір'я та Камчатка. Площа зледеніння Коряцького нагір'я займає понад 180 км². У цьому регіоні налічується близько 460, за іншими відомостями 280 льодовиків. Переважають карові, зустрічаються льодовики долинного типу та зародкові льодовики у вигляді лінзоподібних скупчень фірну. Фірнова межа розташована на висоті 500 м. Загальна площа зледеніння Камчатки оцінюється в 866 км². На Камчатці поширені льодовики у вигляді вулканічних конусів, зіркоподібні, долинні, висячі, зустрічаються карові льодовики, фірнові поля та сніжники. Снігова межа коливається на схилах в межах від 1000 до 3000 м.

Тянь-Шань. Загальна площа сучасного зледеніння Тянь-Шаню 10175 км², вона складається з площі зледеніння радянської частини Тянь-Шаню, рівної 8474,2 км² (західна частина), та китайської (східна частина), рівної 1700,8 км². У західній частині Тянь-Шаню знаходяться 16 великих льодовиків (льодовик району Хан-Тенгри, включаючи й пік Перемоги, льодовики хребтів Терського-Алатау, Джунгарського Кокшаал, Алайського, Киргизького, Заїлійського Алатау, Ашгірака, Зеравшанського, Куйлю, Борколдой та ін.)

У східній частині Тянь-Шаню розташовуються сім великих гірських зледенінь, серед них Кокшаал, Ірен-Хабірга, Халик-Тау, Карлигтаг та ін. У Тянь-Шані зустрічається велика різноманітність льодовикових утворень: багато долинних, карових, висячих, шлейфових льодовиків, зледенілих плоских вершин, льодовиків гіллястої форми, улоговинних льодовиків, фірнових полів, сніжників. Товщина великих льодовиків коливається в межах від 100 до 400 м. Снігова лінія розташовується на висотах 3800-4000 м. Загальний запас води в гірському льоді понад 100 млрд м³.

Памір. Загальна площа льодовиків Паміру 10200 км². На частку Паміру в межах Радянського Союзу припадає 8040 км² льодовиків. Зледеніння Паміру в межах Китаю та Афганістану поширюється на площі 1880 км². На Памірі розміщується 1085 льодовиків, з них 45 довжиною понад 10 км, з площею більше 70 км² налічується 13. Найбільший льодовик Паміру – льодовик Федченко протяжністю близько 77 км, площею приблизно 990 км². У систему цього льодовика входить 127 льодовиків. В середній його частині потужність 700-1000 м. Кінець його язика прихований під мореною до 2 м завтовшки. На Памірі розвинені головним чином долинні, карові льодовики та фірнові поля. Висота снігової лінії змінюється в межах від 3800 до 5200 м. Понад 60% території Паміру розташовано вище снігової лінії на висоті 4800 м.

Гіндукуш. Загальна площа зледеніння тут досягає 6200 км². На цій площі розташовується багато льодовиків, серед яких виділяються три великих льодовика довжиною понад 30 км. Снігова долина лежить в межах 4650-5400 м.

Каракорум. Близько 37% території гірської країни займають льодовики, їх площа сягає 17800 км². У регіоні є 11 льодовиків площею понад 190 км². Найбільш великий з них Сіачен має площу 1180 км². Високі вершини гір Каракоруму є колекторами для величезних мас снігу. Більшість великих льодовиків відносяться до дендритових типів з безліччю льодовикових приток. Живлення інших льодовиків відбувається також за рахунок фірнових басейнів та снігових лавин. Снігова межа розташована на висотах 5000-6000 м. Потужність льоду окремих льодовиків досягає 670 м.

Гімалаї. Площа, зайнята в Гімалаях льодовиками, близько 33 250 км². Велика частина льодовиків відноситься до долинного типу. Снігова межа розташовується на висотах 4500-5500 м.

Тибет. Загальна площа зледеніння тут оцінюється в 32 150 км². Величезний простір усіяний зледенілими гірськими хребтами. Зустрічається багато фірнових улоговин і вершин з вічними снігами та льодовиками. Найбільш вивчене зледеніння – регіон Нань-Шаню, де виявлено 965 льодовиків площею 1280 км². З цього числа слід виділити ряд відносно крупних льодовиків площею від 161 до 500 км². Переважають

карові, долинні та висячі льодовики. Фірнова межа розташовується в межах висот від 4200 до 5600 м.

Іран та Мала Азія. За приблизними підрахунками, льодовиками покрито близько 100 км². Розміри льодовиків невеликі, зустрічаються у вигляді фірново-льодяних покриттів, льодовикових плато, висячих льодовиків. Снігова межа розташована на висотах 3200-3700 м.

Аляска. Площа зледеніння Аляски охоплює 52000 км², на якій представлені долинні, дендритові, передгірні, карові, висячі льодовики, фірнові поля. Найбільший долинний льодовик Аляски – Хаббард (довжина 145 км та ширина до 16 км), що спускається до моря, крім нього є 10 льодовиків довжиною від 20 до 70 км. Снігова межа в окремих регіонах Аляски розташована на різних висотах в межах від 300 до 1500 м.

Канада. Зледеніння материкової частини Канади займає площу близько 15000 км². У горах Берегового хребта і Скелястих горах є до десятка центрів зледеніння. Зустрічаються великі льодовикові формування, в їх числі льодовики Клінакліні протяжністю 40 км, Саскачеван – 10 км потужністю близько 425 км. У Канаді з великою різноманітністю льодовикових форм зледеніння найбільш поширені льодовикові шапки, передгірні, долинні, висячі, карові льодовики. Снігова межа розташована в межах від 2250 до 2400 м.

Сполучені Штати Америки та Мексика. Льодовики континентальної частини США розташовуються на площі від 513 до 650 км², об'єм льоду близько 65 км³. Поширеними льодовиковими формами є передгірні, карові, зіркоподібні льодовики, льодовикові шапки, зустрічаються фірнові утворення. Снігова межа розташована на висоті 2700-3000 м. Великі льодовики відсутні. Загальна площа льодовиків у Мексиці складає 11,5 км². Льодовики розосереджені по горах та вулканах на великій висоті (понад 5000 м) у вигляді сніго-льодяних та фірнових утворень з відгалуженнями в формі лопатей.

Південна Америка. Площа зледеніння Південної Америки становить близько 25 000 км². В екваторіальній та тропічній частині Південної Америки льодовики зустрічаються рідко. Найбільш поширеними формами зледеніння є льодовикові шапки, висячі льодовики, льодовикові поля з вивідними льодовиками. Особливо слід виділити потужне сітчасте зледеніння Патагонських Анд площею 13 500 км², де сніг і лід щільно покривають найбільш піднесену частину гір. З цього покривала виступають лише окремі скелясті гребені. У Південній Америці є значна кількість досить великих льодовиків – понад чотирнадцять з них протяжністю від 10 до 60 км. Снігова межа розташовується у великому інтервалі висот від 600 до 5400 м. Окремі льодовики досягають моря та стають джерелом утворення айсбергів.

Африка. Площа льодовикових утворень в Африці не перевищує 22,5 км². Лід зосереджений в трьох осередках зледеніння тропічної

Африки: в Кенії, Кіліманджаро та в гірському ланцюзі Рувензорі. Переважають долинні, висячі льодовики, зустрічаються окремі льодовикові шапки. Окремі льодовики мають загальне фірнове поле.

Нова Гвінея та Нова Зеландія. Загальна площа зледеніння в Новій Гвінеї близько 14,5 км². Снігова межа розташована на висоті 4420 м (пік Карстенс). Льодовики на Новій Зеландії розміщуються на площі понад 1000 км². Серед льодовиків виділяються своїми розмірами глетчер Тасмана протяжністю 29 км та льодовики Мерчісона довжиною 18 км, Мюллера – 13 км, Гукера – 12 км і Франца-Йосифа – 15 км. Відзначено, що в головному кратері Руапеху є лід. Снігова межа розташовується на висоті 1850-2400 м.

Загальні розміри сучасного зледеніння Землі: поверхня суші покрита льодом та вічним снігом на площі понад 15,5 млн. км². Об'єм льоду усіх льодовиків становить 26 660 тис. км³, якщо перевести цю масу льоду в воду, то рівень Світового океану підвищиться на 66,3 м, а якщо розподілити її рівномірно по суші, то остання виявилася б покрита шаром льоду товщиною 182 м.

1.6 Взаємозв'язок зледеніння з атмосферою, сушею та океаном

Зледеніння та його коливання визначаються взаємодіями ланок природної системи, що включає атмосферу, океан, поверхню суші, сніговий та льодяний покриви. Взаємодії ланок цієї системи формують клімат Землі та спрямованість змін зледеніння. Зовнішніми факторами, що впливають на систему, є зміни сонячної активності, тектонічні рухи земної кори та вулканічні викиди в атмосферу. Система знаходиться в нерівноважному стані, для неї характерні коливання.

Найбільш мінлива атмосфера. З нею пов'язані сезонні зміни розмірів та форми льодовиків, циклічні короткочасні та більш тривалі коливання льодовиків. Є багато чинників, які вказують на ритмічний характер коливань льодовиків, пов'язаний з сонячними циклами. Ці цикли та пов'язані з ними кліматичні коливання впливають на інтенсивність наступу та відступу льодовиків, причому спостерігається істотна інерція в прояві впливу атмосфери на коливання льодовиків, що часто ускладнює встановлення взаємозв'язку поведінки льодовиків з коливаннями клімату. Крім того, труднощі виникають внаслідок накладення коливань з різними кліматичними періодами.

Зафіксовано пов'язаний з сонячною радіацією цикл змін клімату з періодом 2,5 тис. років, що вплинув на поведінку багатьох льодовиків. У відповідності з ним холодні фази були 7,8; 5,3; 2,8 тис. та 300 років тому. При цьому не всі фази виявлялися однаково. У період 8-5 тис. років тому середні температури повітря були вищими від сучасних, що сприяло зменшенню зледеніння. 5-3 тис. років тому спостерігалось зниження

глобальних температур та збільшення зледеніння. X-XII ст. нашої ери характеризувалися відносно теплим кліматом (цей період іноді називають другим кліматичним оптимумом голоцену). У цей і подальший час спостерігалися короточасні коливання зледеніння з 11-, 22-, 35-ти 80-річними циклами, які впливали на інтенсивність наступу льодовиків під час малого льодовикового періоду та на інтенсивність відступу льодовиків в останньому столітті.

Ідея автоколивань зледеніння в системі земна поверхня – атмосфера як основного механізму чергування льодовикових епох була висловлена в 1930 р. капітаном далекого плавання Е.С. Гернетом. Згідно запропонованої ним теорії, поширення льодовиків не обов'язково має бути пов'язане зі змінами клімату під впливом якихось зовнішніх причин, а самі льодовики в ході свого розвитку можуть змінювати клімат. Збільшення площі зледеніння призводить до зменшення кількості одержуваного Землею тепла внаслідок збільшення альbedo на покритих снігом та льодом територіях, що спричиняє зниження температури земної поверхні і повітря та сприяє подальшому розширенню зледеніння, поки не почне відчуватися дефіцит атмосферної вологи, яка забезпечує живлення льодовиків. Е.С. Гернет стверджував, що льодовикові явища в планетарному масштабі є частковий перехід Землі зі стану безльодного в стан зледенілий і що лід, поширившись на Землі, сам у собі містить причину своєї «збереженості».

Вплив суші на зледеніння може суттєво та швидко проявлятися при крупних виверженнях вулканів та при землетрусах, а в інших випадках процеси їх взаємодії відбуваються відносно повільно та обмежені за своїми масштабами. Внаслідок льодовикової ерозії формується ложе льодовика, що призводить до зміни форми та розмірів льодовикового масиву. Тектонічні зсуви земної поверхні можуть підсилювати ерозійну та транспортуючу діяльність льодовиків. Зміни об'ємів великих льодовикових покривів призводять до опускання поверхні землі в районі покриву за рахунок збільшення льодяного навантаження або до підняття поверхні при його зменшенні.

Взаємодія зледеніння з океаном проявляється також відносно повільно. Найбільш чітко вона спостерігається при розгляді довгоперіодних змін рівня океану та температурних умов зледеніння. В міру того, як льодовикові покриви збільшуються, в них консервуються певні об'єми води, що спричиняє зниження рівня океану. При зменшенні зледеніння рівень океану піднімається. За розрахунками для зміни рівня Світового океану на 1мм потрібно додати або відняти приблизно 360-400 км³ води. Протягом XX ст. рівень світового океану неухильно підвищувався на 1,0-1,5мм/рік. Це певною мірою пов'язано з відступом льодовиків та із загальною деградацією зледеніння. Найбільш значне зниження рівня відбувалося 70 та 20 тис. років тому, а 120 тис. років тому рівень океану перевищував сучасний.

Більш чітко та відносно швидко океан впливає на "морські" та шельфові льодовики, які безпосередньо стикаються з морською водою. На контакті льодовика з морем відбувається танення льоду та його руйнування морськими хвилями. Приливи можуть створювати тріщини в льодовику та сприяти відколюванню айсбергів. Біля лінії накладення "морських" льодовиків та під шельфовими льодовиками припливи сприяють природному механізму, який отримав назву "припливного наносу". Під час припливу морська вода засмоктується під льодовиковий покрив, а при відпливі, коли льодовик осідає, вода вичавлюється.

Положення краю "морського" льодовика контролюється рівнем океану. Навіть відносно невелике підвищення рівня моря чи зниження ложа льодовика за рахунок тектонічного занурення земної кори чи ерозії поверхні ложа може призвести до переміщення лінії накладення в бік берега та спливання крайової частини льодовика. Це зменшує опір ковзання льодовика по ложу, збільшує швидкість його руху та може призвести до відступу і руйнування "морського" льодовикового покриття.

Контрольні запитання:

- 1 Дайте визначення кріосфери та хіюносфери.*
- 2 Опишіть чотири рівні нівально-гляціальних систем.*
- 3 На які групи за умовами утворення поділяється лід?*
- 4 Як відбувається формування кристалів внутрішньоводного льоду?*
- 5 Як змінює умови замерзання води присутність у воді розчинених солей?*
- 6 При яких умовах спостерігається процес формування ожеледі?*
- 7 Як залежить гранична температура поверхні твердого тіла, нижче якої починається обмерзання, від складу тіла та характеру його поверхні?*
- 8 Умови утворення натічного льоду.*
- 9 В яких випадках відбувається формування льоду-цементу, сегрегаційного ін'єкційного та жильного льоду?*
- 10 Який процес характерний для зародження сніжинок в атмосфері?*
- 11 Умови формування метаморфічного льоду.*

2 РОЛЬ ЛЬОДУ В ПРОЦЕСІ ФОРМУВАННЯ КЛІМАТУ

2.1 Кліматична роль зледеніння

Кріосфера – це сфера холоду. Вода за таких умов майже завжди знаходиться в кристалічному або сильно переохолодженому стані. Природні льодяні утворення – це системи льодяних хмар, сніговий покрив, сезонно-мерзлі ґрунти та горні породи, сезонні та багаторічні льодяні покриви водоймищ, річок, полії, льодовики та льодовикові покриви, багаторічномерзлі горні породи з підземним льодом.

Третина всього балансу зовнішнього теплообігу Землі витрачається на фазові перетворення льоду. Таким чином – вся природа Землі потребує тепла всього вдвічі більше, ніж його необхідно для танення снігу та льоду або виділяється при кристалізації води.

Теплота кристалізації, яка вивільняється при формуванні атмосферного льоду, та теплота танення, яка поглинається при падінні льоду до поверхні Землі та його перенесенні в низькі широти, – це потужніші фактори перерозподілу тепла на Землі. Витрати тепла на щорічне танення накопиченого за рік снігу та льоду досягають приблизно 0,2% від всього потоку сонячної радіації, яка поглинається Землею, а витрати тепла океаном на танення айсбергів та порушення льодяних берегів порівнянні з «тепловим стоком» рік в океан.

На земній кулі діє колосальна природна машина, головні частини якої – атмосфера, океан, суша та зледеніння. Взаємодія окремих частин цієї машини формує клімат Землі та зледеніння, спричиняє їх коливання. Енергетичними джерелами роботи служать зміни сонячної радіації на зовнішній межі атмосфери, корпускулярні та метеорні потоки з навколоземного космічного простору, тектонічні рухи земної кори, викиди продуктів вулканічної діяльності.

Якщо подивитися на роботу цієї "машини" в масштабі часу 10-100 тис. років, то видно, що вся планетарна система знаходиться в термічній нерівновазі. Вона зазнає великих автоколивань з великою інерцією, чому сприяють океан та материкові льодовики. Дослідити такі тривалі коливання можна слідами минулих зледенінь. Розрізняється наземне, підземне та морське зледеніння, характерні для Землі впродовж багатьох тисячоліть.

У сучасну епоху на Землі природний суцільний лід займає на земній поверхні і у верхніх шарах земної кори площу 72,4 млн.км², що становить 14,2% площі планети та майже половину поверхні суші. Рік від року площа під сніговим покривом та льодом змінюється від 53,6 до 91,2 млн.км², абсолютний максимум останніми роками досягав 99,2 млн.км². Якщо до цих цифр додати площу поширення айсбергів та розрідженого льоду, то

визначимо загальну площу поширення льоду на Землі 100млн.км² (19,6% земної поверхні) з щорічними коливаннями від 81 до 119 млн.км² [3].

Високе альbedo сніго-льодяних поверхонь перебудовує радіаційний баланс усієї земної кулі. Оскільки одним з головних законів природи Землі є широтна зональність, а сніго-льодовиковий покрив також займає зони, прилеглі до полюсів, то альbedo закономірно розподіляється по поверхні земної кулі (рис. 2.1); в середньому альbedo Землі дорівнює 35.

В порівнянні з цією середньою величиною відбита в космос сонячна радіація через високе альbedo збільшена над материковими льодовиковими покривами в 2,5 разу, над фірновими областями гірських льодовиків в 2 рази, над островними льодовиковими куполами на 1/3, а над язиками гірських льодовиків на 1/5. Фактичне значення радіаційного балансу над льодовиками сильно залежить від умов хмарності. Таким чином, значна частина сонячної радіації, що надходить до льодовика, відбивається в атмосфері.

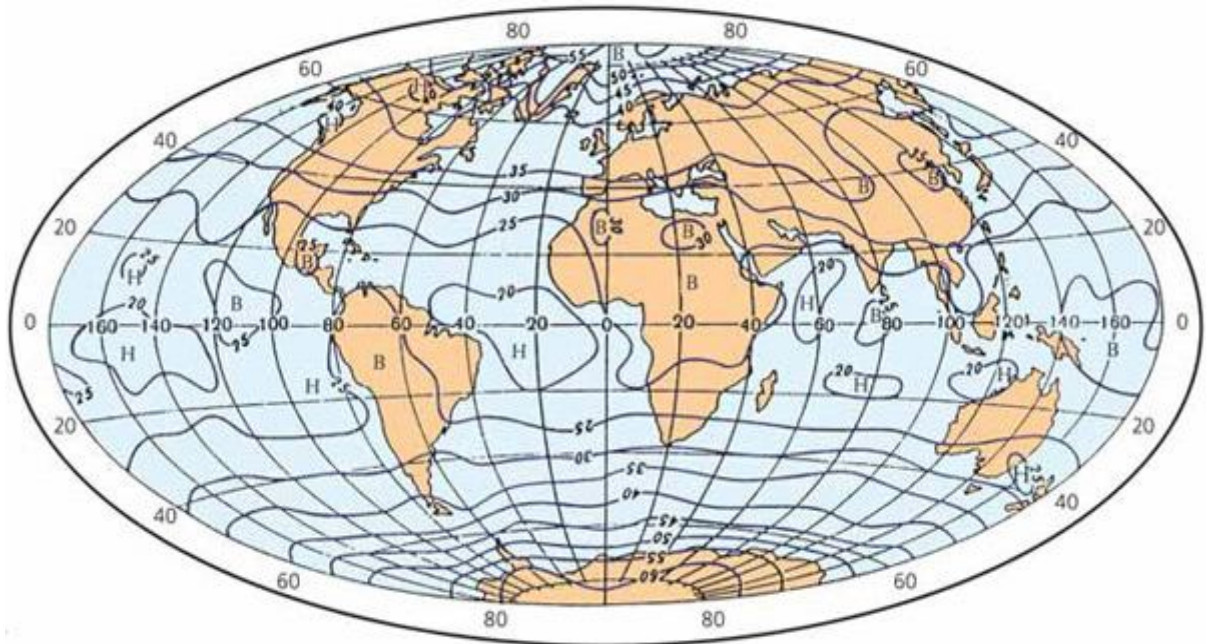


Рисунок 2.1 – Альbedo Землі (%), визначене за супутниковими спостереженнями

Через малу теплоємність лід не може накопичувати теплову енергію, що властиво воді. Тому однакову кількість тепла вода зберігає дуже довго, тоді як сніг втрачає його за лічені хвилини. А в теплий період року, коли відбувається танення снігу й льоду, усе тепло, що надходить, витрачається на цей процес та на випаровування, оскільки сніго-льодяна поверхня нагрітися вище 0,0°C не може.

Завдяки цим особливостям, льодовики існують при певних поєднаннях тепла та вологості, у своєрідному льодовиковому кліматі. Цей

клімат відрізняється нижчими температурами повітря, ніж над сусідніми не льодовиковими просторами, та великою кількістю твердих опадів, в порівнянні з долинами, розташованими нижче льодовиків. При цьому чим більше випадає опадів, тим при більш високій температурі повітря можуть існувати льодовики.

Великі льодовикові покриви впливають на енергетику атмосфери. Розрахунок для всього Гренландського льодовикового покриву показує: річний радіаційний баланс тут від'ємний, він становить $-4,9 \cdot 10^{17}$ кДж/рік; на танення Гренландського льодовика витрачається щорічно ще $0,7 \cdot 10^{17}$ кДж тепла. Щоб підтримувати постійну середню річну температуру льоду, наведені теплові витрати повинні поповнюватися теплом, рівним $5,6 \cdot 10^{17}$ кДж/рік, яке надходить до Гренландії з низьких широт [3].

Охолоджувальний вплив льодовиків залежить від їх розмірів. Гренландський льодовиковий покрив вихолоджує в середньому на $1,0^{\circ}\text{C}$ шар повітря завтовшки 1500 м. Насправді вихолодження часто досягає $5,0^{\circ}\text{C}$ і воно захоплює лише 300 м. Новоземельський льодовиковий покрив охолоджує на $3,0^{\circ}\text{C}$ шар повітря над собою завтовшки 70 м, а велика гірсько-льодовикова система, наприклад, Великого Кавказу, охолоджує на $1,0^{\circ}$ п'ятдесятиметровий шар повітря. У відносно сухих районах льодовики випаровують вологу та зволожують атмосферу, а у вологіших вона конденсується на льодовику, і атмосфера висушується.

Найбільші льодовикові покриви впливають навіть на циркуляцію атмосфери. Так, Гренландський покрив займає площу близько $1,7$ млн. км^2 та має висоту близько 2000 м над рівнем моря. Коли в цьому районі проходять порівняно невеликі баричні хвилі, розміром до 1000 км, за Гренландським льодовиковим покривом створюється "тінь" завдовжки 4000 км, в той же час величезні планетарні баричні хвилі завдовжки 5000 км плавніше обтікають льодовиковий покрив.

Завдяки Гренландському льодовиковому покриву та Східно-гренландській холодній течії Ісландський мінімум атмосферного тиску існує цілорічно, тоді як інший відомий мінімум тиску – Алеутський, розташований далеко від льодовикових покривів, має сезонний характер.

2.2 Режим формування, об'єми та тривалість залягання снігового покриву

Якщо взяти середню за рік площу снігового та льодяного покривів в обох півкулях рівною 62 млн. км^2 , то при незмінних хмарності й надходженні сонячної радіації, її частина, що поглинається всією планетою, знижується завдяки сніговому покриву більш ніж на 4%. Це сприяє значній широтній диференціації клімату [3].

Оскільки температура снігової поверхні не може бути вищою за $0,0^{\circ}\text{C}$, над снігом сильно зменшене або зовсім відсутнє конвективне прогрівання повітря. В той же час безперервно відбувається поглинання (при випаровуванні й таненні снігу) та виділення (при конденсації й замерзанні води) значної кількості тепла, яке бере участь у фазових перетвореннях води. У результаті теплообмін повітря, яке надходить зі снігової товщі, стримує різкі коливання температури.

Підвищення температури повітря при надходженні теплих повітряних мас швидко припиняється в міру поглинання тепла снігом, сильно охолодженим від попередніх похолодань. І навпаки, сильне похолодання зменшується за рахунок запасів тепла, що зберігаються в сніговому покриві. Але завдяки інтенсивному відбиттю та випромінюванню енергії, снігова поверхня взимку сильно охолоджується і вихолоджує приземний шар повітря. Поверхня стає холоднішою за повітря відразу ж, як тільки встановлюється сніговий покрив. Упродовж зими ця різниця змінюється й досягає максимуму в січні-лютому, коли середній мінімум температури на поверхні та в повітрі відрізняється на $3,0-4,0^{\circ}\text{C}$, а абсолютний мінімум – на $5,0-10,0^{\circ}\text{C}$.

Зниження температури повітря над сніговим покривом не обмежується приземним шаром, а нерідко охоплює увесь нижній шар тропосфери. Такі умови складаються над великими просторами суші в середніх та високих широтах, особливо в Сибіру, на північному сході Північної Америки й в Антарктиді. В результаті формуються дуже холодні повітряні маси при слабкому вітрі та ясному небі, в їх нижньому однокілометровому шарі температура зростає з висотою. У системі загальної циркуляції атмосфери в Північній Америці та Євразії такі повітряні маси рухаються в південно-східному напрямку та сприяють охолодженню помірних широт.

Холодний та щільний шар повітря, що формується над сніговою поверхнею, утруднює прогрівання повітряних мас, тому надовго зберігається стійкий антициклонльний стан атмосфери. Якщо в цих умовах утворюються хмари, то потік розсіяної радіації над засніженою територією виявляється на 50% більше ніж над голою землею. Зазвичай між сніговою поверхнею та основою хмар виникає багатократне відбиття, що призводить до збільшення розсіяної сонячної радіації, яка надходить до снігового покриву. Межа снігового покриву в Північній півкулі навесні та раннім літом відступає на північ повільніше, ніж восени наступає на південь. У цьому позначається охолоджувальна роль самого снігового покриву. В осінні місяці положення межі мінливіше, ніж у весняні, хоча в континентальному кліматі вона займає стабільніші позиції, ніж в морському. Терміни руйнування снігового покриву, як правило, тісно пов'язані з термінами його встановлення: чим раніше утворюється сніговий покрив, тим довше він лежить [3-5].

Великою є роль снігового покриву у формуванні й розвитку льодовиків та в існуванні всього зледеніння. Очевидно, що холодні й сніжні періоди випереджали та супроводжували льодовикові епохи, а в механізмі виникнення й деградації зледенінь була велика роль зворотних зв'язків, властивих сніговому покриву. Будь-яке тривале глобальне похолодання призводить до зростання площ і тривалості залягання снігового покриву, тим самим збільшує планетарне альbedo та сприяє подальшому похолоданню. І навпаки, якщо станеться скорочення снігового покриву на Землі, планетарне альbedo зменшиться та спричинить ще більше потепління [3-6]. Зимовий сніговий покрив в плейстоцені займав в Північній півкулі набагато більші площі як на суші, так і на морі. У четвертинний період сніг покривав, певно, до 35% площі Північної та 24% площі Південної півкуль, тоді як відповідні значення для нашої епохи складають 25 і 14% (рис. 2.2).

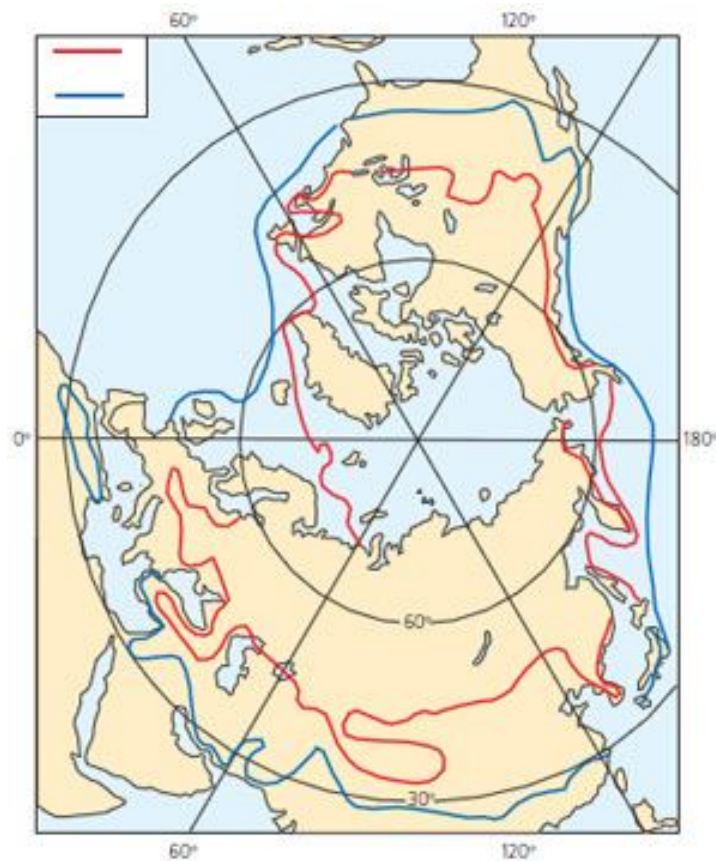


Рисунок 2.2 – Поширення сезонного снігового покриву на суші (червона лінія) та на морському льоді (синя лінія) в січні 1980 р. [3-6]

Режим формування, об'єми й тривалість залягання снігового покриву відносяться до числа найсуттєвіших показників клімату. При замерзанні води в атмосфері та утворенні сніжинок виділяється багато тепла. Танення снігового покриву, навпаки, потребує витрат тепла (теплоти

плавлення). Тому фазові переходи води при утворенні й таненні снігу зменшують амплітуду коливань температури повітря.

Сніговий покрив оберігає ґрунт від сильного переохолодження, захищає озимі посіви від вимерзання та, будучи своєрідним сховищем води, регулює зволоження ґрунтів й розвиток багатьох рослин. Сніговий покрив відбиває велику частину сонячних променів і таким чином сприяє вихолодженню поверхні та відносному зниженню температури повітря над сніговою поверхнею. У тихий місцях, де накопичення снігу перевищує його танення, формуються багаторічні сніжники та льодовики, які, одного разу утворившись, за певних умов сприяють розширенню площі зледеніння. Гірські льодовики та льодовикові куполи впливають на клімат прильодовикових територій [3-6].

Великі льодовикові щити змінюють напрям повітряних потоків, спричиняють значне охолодження повітряних мас й призводять до глобальних змін клімату. Сніговий покрив, сніжники й льодовики інтенсивно впливають на рельєф поверхні та сприяють утворенню особливих форм рельєфу – льодовикових цирків, сніжникових карів, сніголавинних конусів та ін.

2.3 Зледеніння та рівень Світового океану

Останніми роками наша планета переживає епоху глобального потепління. Ця епоха почалася близько 150 років тому, змінивши так званий малий льодовиковий період, тобто період похолодання, що досяг свого максимуму десь в середині XIX століття. Зростання глобальної температури повітря в останнє століття становило трохи більше $0,7^{\circ}\text{C}$. Проте за останні 30 років це зростання посилилось, особливо різко над континентальними районами Євразії та Північної Америки, а найбільше – в Арктиці [3, 7].

У минулому, поза сумнівом, головним чинником значних коливань рівня моря були зміни зледеніння на Землі. Зниження рівня океану відбувалося в льодовикові епохи, коли значні маси води консервувалися в льодовикових покривах; навпаки, в міжльодовикові епохи, коли льодовикові покриви скорочувалися, рівень підвищувався.

Зміни рівня океану, пов'язані з коливаннями маси льодовиків, називаються гляціоевстатичними. Їх визначають декількома методами. Геологічний метод полягає у визначенні глибин, висот та абсолютного віку затоплених та піднятих стародавніх берегових ліній в тектонічно стабільних берегових зонах. Ізотопно-кисневий метод ґрунтується на визначенні важкого ізотопу O в морській воді, вміст якого збільшується в епохи зледеніння.

Зростання відносного відхилення $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в глибоководних бентосних форамініферах на 0,1 відповідає падінню середнього рівня океану на 10 м.

Причина цього явища полягає у вилученні ізотопної легшої води з океану в результаті її випаровування та акумуляції в льодовикових покривах.

Нарешті, гляціологічний метод використовує реконструкції об'ємів давньольодовикових покривів, що дозволяє розрахувати зниження рівня океану, виходячи з еквівалентності 1 млн. км³ льоду дорівнює шару океанічної води приблизно в 2,5 м. За останні тисячі років відбувалася деградація зледеніння, що призвело до підйому рівня Світового океану. Проте завдяки неотектонічним та гляціоізостатичним рухам земної кори, які відбувалися неоднаково в різних частинах земної кулі, зміни рівня океану на всій його поверхні проходили по-різному, лише в середньому демонструючи загальне зростання.

Як показує гляціоевстатична крива (рис. 2.3), востаннє рівень океану був вищий від сучасного 120-125 тис. років тому – в останню міжльодовикову епоху. Усю решту часу він був нижчий, що свідчить про збереження великого зледеніння Землі впродовж останніх 100 тис. років [3].

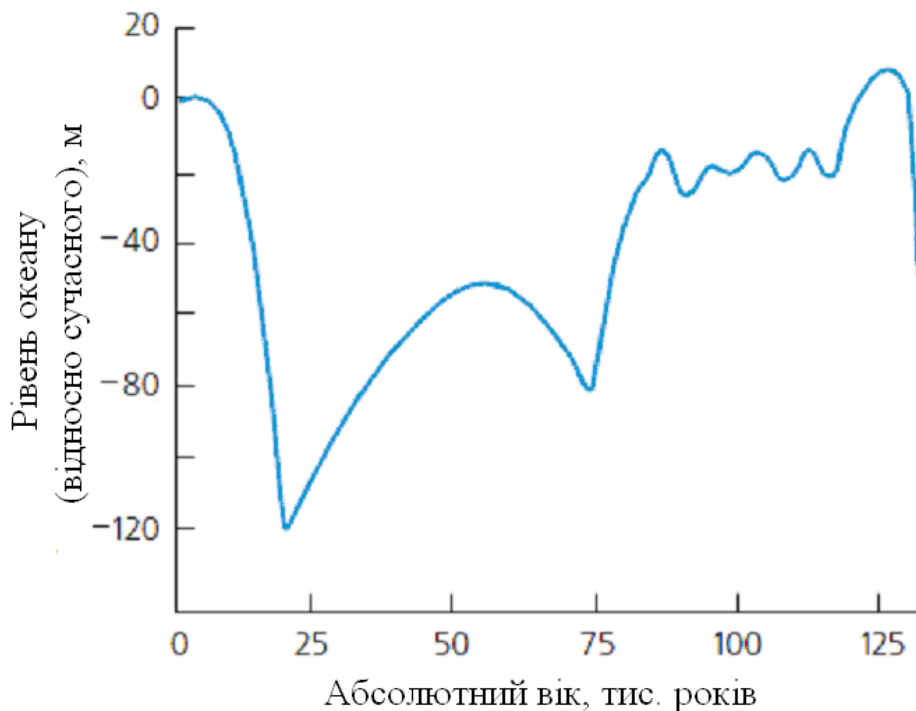


Рисунок 2.3 – Осереднені гляціоевстатичні зміни рівня Світового океану за останні 130 тис. років

В останні 150 років було відзначено підвищення рівня Світового океану (рис. 2.3, 2.4) [3]. Реконструкції положення цього рівня у кінці XIX – початку XX століття, а потім берегові виміри та, нарешті, глобальна супутникова альтиметрія свідчать про зростання рівня Світового океану на 1,7 мм на рік в XX сторіччі, проте, в останні десятиліття підвищення рівня моря посилюється й дорівнює зараз 3 мм за рік.

Причини цього підйому рівня, очевидно, пов'язані з підвищенням температури, яке, з одного боку, веде до розширення теплішої поверхневої товщі океану, а з іншої – спричиняє танення льодовиків і тим самим збільшення об'єму води в океані.

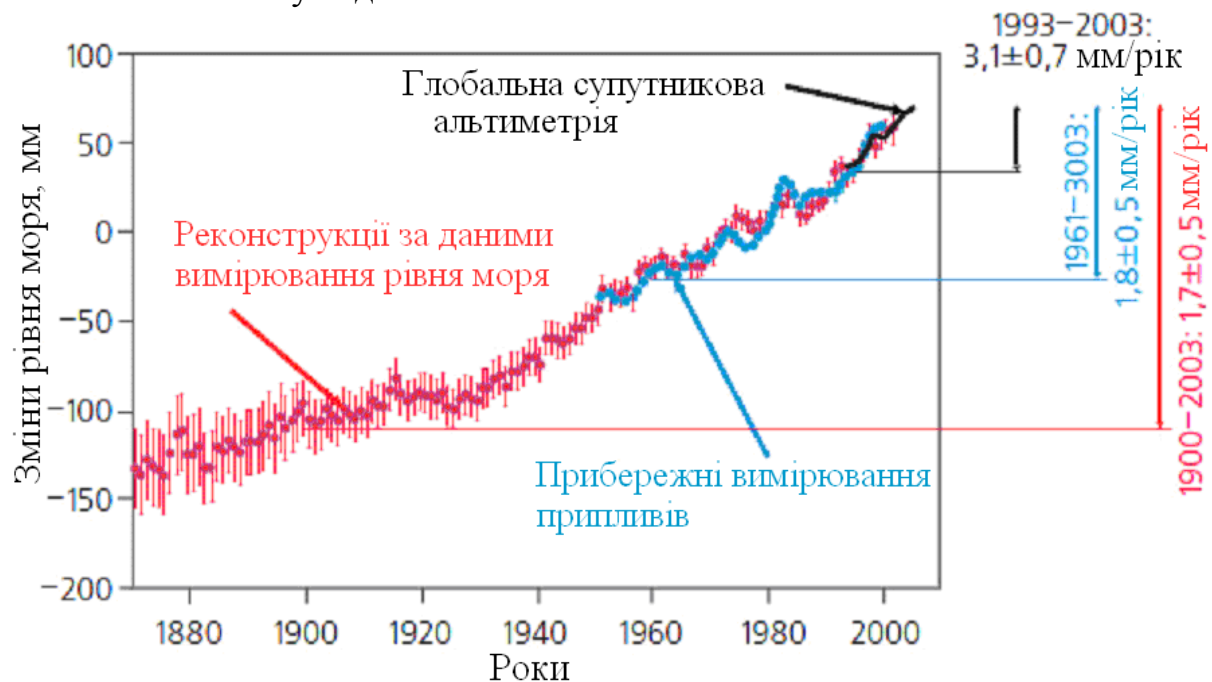


Рисунок 2.4 – Зростання рівня Світового океану

Потепління, яке відбувається, найсерйознішим чином впливає на стан багаторічного льодяного покриву в Північному Льодовитому океані. Ще нещодавно важкий лід серйозно ускладнював судноплавство по Північному морському шляху, а Північно-західний прохід в Канадському Арктичному архіпелазі був практично непрохідний. В наші дні лід згуртованістю більше 7 балів зберігається лише в приполюсному районі та на півночі Канадського архіпелагу. А загальна площа льодяного покриву за останні 20 років неухильно скорочується. В цілому за останні 10 років площа багаторічного льоду Арктики стала менше приблизно на 40%. При цьому середня товщина морського льоду в жовтні, за даними супутникової лазерної альтиметрії, починаючи з 2004 р., зменшилася з 2 до 1,4 м, його площа скоротилася на 26%, а об'єм зменшився на 50% [3].

Подивимося тепер, що відбувається з арктичними льодовиками. Нині льодовики та льодовикові куполи на високоширотних арктичних архіпелагах займають площу майже 250 тис. км², у тому числі більше 150 тис. км² в Канадському Арктичному архіпелазі, більше 36 тис. км² на Шпіцбергені та більше 55 тис. км² на трьох архіпелагах, що належать Росії. Проте основні маси льоду знаходяться в Гренландії, де Гренландський льодовиковий покрив займає площу більше 1,7 млн. км², та, крім того, окремі льодовики й льодовикові куполи покривають ще близько

50 тис. км². Отже в цілому в Арктиці знаходяться величезні маси льоду на площі більше 2 млн. км².

У дослідженнях Гренландії зараз застосовуються абсолютно нові високотехнологічні дистанційні методи: радарна альтиметрія з супутника ERS, супутникова гравіметрія з супутника GRACE та дистанційна лазерна альтиметрія з супутника ICESat. Проте тут ми знаходимося на самому початку шляху та отримуємо абсолютно нові, ще недостатньо апробовані дані, які, ймовірно, далекі від реальних. Для десятирічного періоду спостережень кінця минулого століття отримані результати дають навіть різний знак змін мас льоду: від приросту в 75 км³/рік до втрати в 70 км³/рік. Ще істотніша відмінність результатів, отриманих за допомогою супутникової гравіметрії. Тут ми бачимо розкид цифр в 3 рази: від – 80 до – 240 км³/рік. Достовірніше можна говорити про неухильне розширення в останні роки області танення Гренландського льодовикового покриву, яка за чверть століття зросла на 54% [3].

Льодовики Російської Арктики за останні 50 років скоротилися як мінімум на 725 км², у тому числі на Землі Франца-Йосипа на 375 км², на Новій Землі – на 284 км² та на Північній Землі на 65 км². Це дорівнює спаду усієї площі зледеніння на 1,3%. Ці втрати льоду в Арктиці (без Гренландського льодовикового покриву) на 70% пов'язані з поверхневим спадом маси (кліматичні втрати), а на 30% – зі стоком льоду в морські басейни (динамічні втрати). Зовсім іншу картину ми бачимо в Антарктиді. Порівняння балансу маси Антарктичного льодовикового покриву в середині та у кінці минулого століття показує зростаючу активність: і надходження, і втрата маси льоду тут зросли. Але при цьому загальний підсумок залишився додатним, тобто впродовж останніх 50 років маса льоду в Антарктиді продовжує наростати, що, очевидно, стримує підвищення рівня Світового океану. Таким чином, підвищення й зниження рівня Світового океану, які періодично відбуваються, були пов'язані зі змінами об'ємів льодовикових покривів (рис. 2.5) [3, 8, 9].

Визначено, що 1 млн. км³ льоду еквівалентний шару води в океанах товщиною близько 2,5 м. За даними досліджень вмісту ізотопів кисню в коралових терасах, встановлено, що в період між 115 та 130 тис. років тому рівень океану був дещо вищий від сучасного, потім він знижувався, досягнувши найнижчого рівня (близько 120 м нижче сучасного) приблизно 20 тис. років тому в епоху останнього максимуму зледеніння. В поточному сторіччі рівень океану підвищується зі швидкістю близько 1,5 мм/рік.

Фактичні зміни рівня океану не завжди відповідали змінам об'єму льодовикових покривів, оскільки на рівень океану впливають також рухи поверхні землі внаслідок зміни льодовикового навантаження, неотектонічні рухи узбережжя та зміни температури води в океані. Проте залежність рівня океану від об'єму льоду на Землі виявляється достатньо чітко.

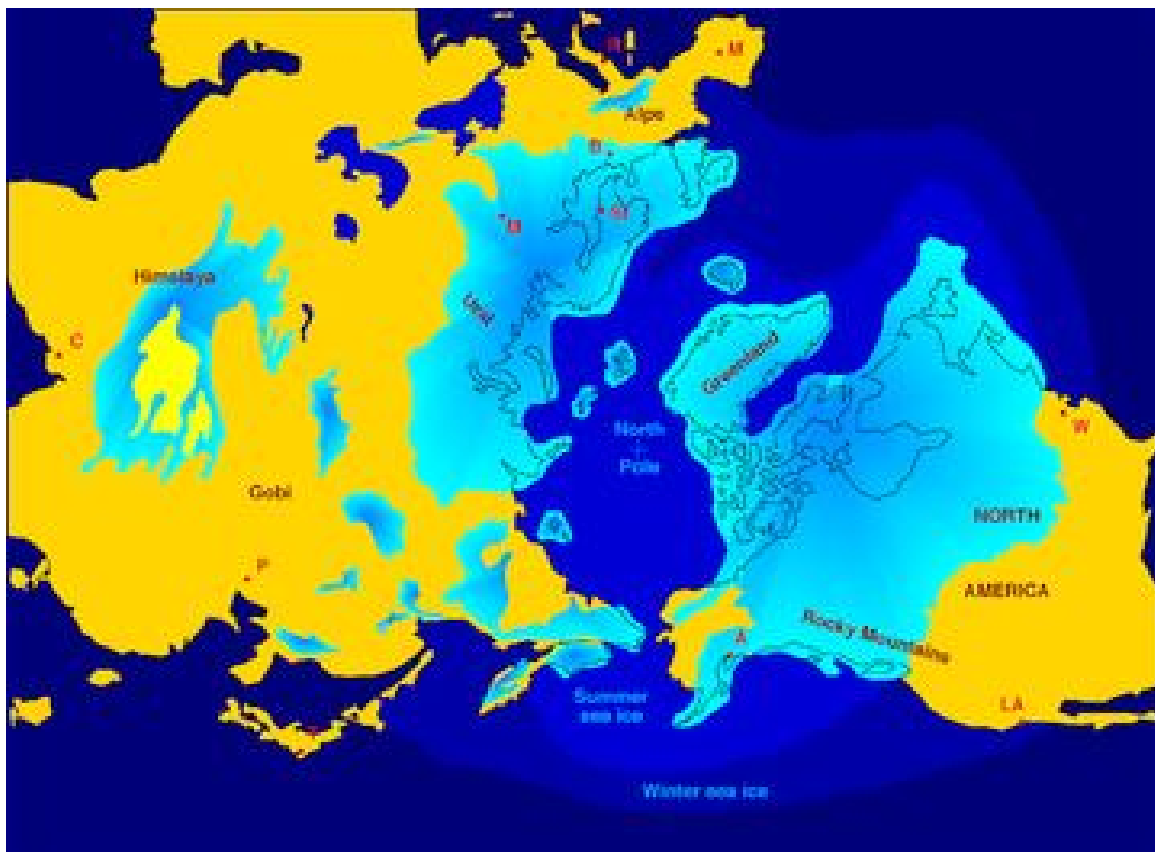


Рисунок 2.5 – Північна півкуля Землі під час останнього зледеніння. Рівень Світового океану впав на 120 м через витрату води на 3–4 – кілометрові льодовики. Льодом були покриті Альпи та Гімалаї. Зимовий лід в морі поширювався не так далеко. Одна з «компромісних палеогляціологічних реконструкцій»

Вивідні та шельфові льодовики, краї яких закінчуються в морі, та особливо айсберги, які утворюються від таких льодовиків, впливають на температурний режим морів й океанів та тваринних організмів, що мешкають в них. Так, виявлено, що найбільша різноманітність морських організмів і тварин в Південній півкулі спостерігається біля Антарктиди. В безпосередній близькості від краю льодовиків мешкає незчисленна кількість морських зірок, їжаків, голотурій, губок, коралів, водоростей та інших представників морської флори й фауни. Там же існують сприятливі умови для розмноження морських тварин – пінгвінів, тюленів, китів та ін.

Морський лід інколи є вирішальним чинником, що впливає на кліматичні умови як на території морів, так і в прибережних районах. Він впливає на температурний режим морської води та на життя мешканців моря. Річковий лід значною мірою визначає гідрологічні характеристики водних потоків та формування русел, впливає на мікроклімат, особливо в період льодоходу (2.6).



Рисунок 2.6 – Підлідна річка

Формування та прориви льодяних загорів і заторів можуть сприяти розмиву берегів, знищувати рослинність в прибережній смузі та спричиняти катастрофічні руйнування. Розтавання підземного льоду призводить до утворення термокарстових провалів, соліфлюкційних спливів. Полії активно впливають на структуру ландшафтів, трансформують мікроклімат, рельєф та рослинність, перерозподіляють ресурси поверхневих і підземних вод, змінюють склад та будову підстильних гірських порід.

Контрольні запитання:

- 1 Кліматична роль зледеніння.*
- 2 Роль снігового покриву в існуванні всього зледеніння?*
- 3 Що таке гляціоевстатичні зміни рівня океану?*
- 4 Як впливає зледеніння на рівень Світового океану?*

3 ВЛАСТИВОСТІ ЛЬОДУ

3.1 Утворення льоду в природі

Утворення льоду з рідкої фази води називається конжеляційним льодоутворенням. Спонтанна об'ємна кристалізація води можлива лише при значному переохолодженні. В атмосфері неодноразово спостерігалася наявність рідких крапель води при температурі до $-40,0^{\circ}\text{C}$. Невеликі об'єми дистильованої води вдавалося охолодити до $-72,0^{\circ}\text{C}$, і лише після цього кристалізація починалася відразу в численних точках рідини.

У воді зазвичай існує деяка кількість чужорідних ядер (завислі тверді частинки, полімерні молекули, виступи на поверхні твердих тіл, що контактують з водою та ін.), які стають центрами кристалізації при значно меншому переохолодженні, часто в межах $-1,0^{\circ}\text{C}$. Після утворення зародків кристалів виникають умови для вимушеної кристалізації, коли на межах кристалічної фази встановлюються термодинамічні умови переходу від неврегульованого розташування молекул води до впорядкованого розташування молекул в кристалах [8].

Залежно від умов охолодження первинні кристали льоду у воді можуть бути скелетними або суцільними. Для утворення скелетних кристалів необхідне швидке відведення тепла, яке виділяється при кристалізації, що можливо лише при переохолодженні води. Скелетні кристали розвиваються переважно поблизу від поверхні води у вигляді довгих і загострених голок. Від берегів або від твердих предметів, на яких розвиваються центри кристалізації, по поверхні води швидко розростається плоске і широке листоподібне або шаблевидне проміння. Таке строкате проміння розвивається асиметрично. У випадках малої кількості первинних зародків кристали можуть досягати крупного розміру. Так, відмічалось проміння завдовжки до декількох метрів, яке росло від берега.

Якщо переохолодження захоплює великий шар води, то загострені голки, які швидко розрослися по поверхні, продовжують рости вниз, утворюючи вертикальні пластинки. В процесі зростання голок переохолодження води швидко зменшується, і скелетне зростання змінюється зростанням суцільних кристалів. Між голками утворюються тонкі крижані диски, що лежать на поверхні води, після чого формується шар суцільного поверхневого льоду.

У річках та водоймищах зародками кристалів часто виявляються сніжинки, які випадають на переохолоджену поверхню води, що сприяє прискореному формуванню поверхневого шару льоду. Подальше льодоутворення пов'язане зі зростанням кристалів тільки у напрямі нормалі до поверхні кристалізації, без зародження нових кристалів. В цьому випадку переохолодження води незначне, воно відбувається лише з боку кристалів льоду, які зростають, і спричиняється відведенням тепла через ці кристали.

При повільному замерзанні спокійної водної поверхні у верхньому шарі льоду кристали орієнтовані переважно у напрямі нормалі та частково паралельно поверхні замерзання. При замерзанні швидко рухомої води орієнтування осей кристалів хаотичне.

В умовах інтенсивного перемішування переохолодженої води та наявності ядер кристалізації в товщі води формуються кристали внутрішньоводного льоду у вигляді губчастої рихлої маси з прошарками води та домішок. Внутрішньоводний лід утворюється на річках із швидкістю руху води більше 0,3 м/с та у водоймищах з хвилюванням понад 2 бали.

Кристали льоду мають форму пластинок круглої й неправильної форми, іноді зустрічаються також кристали сочевицеподібної і кульової форми. Різновидом внутрішньоводного льоду є донний лід, який спостерігається найчастіше на камінні на дні гірських потоків малої глибини, наприклад, на кам'янистих перепадах. Нерідко донний лід зустрічається на занурених у воду предметах.

Утворення льоду відбувається як в результаті кристалізації переохолодженої води, так і за допомогою примерзання завислих в потоці кристалів внутрішньоводного льоду. Накопичуючись у великих кількостях, донний лід може набути плавучості та спливати на поверхню у вигляді шуги [8].

Присутність у воді розчинених солей змінює умови її замерзання. Розчин при охолодженні втрачає свою однорідність. Якщо він має малу концентрацію, то при охолодженні нижче точки замерзання чистої води з нього починає виділятися чистий лід, а концентрація розчину збільшується. Розчин з високою концентрацією при охолодженні стає перенасиченим, з нього починають виділятися кристали солі. Таким чином, для кожної температури розчину нижче точки замерзання чистої води, є дві граничні рівноважні концентрації солей, за межами яких з розчину виділяються кристали льоду або солей.

Температура, яка відповідає точці перетину цих меж, називається евтектичною. При цій температурі та відповідній концентрації розчину виділяються одночасно обидві складові частини, і склад розчину протягом цього часу замерзання залишається незмінним, тобто розчин замерзає цілком. В результаті утворюється евтектична суміш кристалів льоду та солі.

Якщо початкова концентрація розчину була менше евтектичної суміші, то після охолодження нижче евтектичної температури утворюється суміш евтектики та льоду – гіпоевтектика, а якщо початкова концентрація розчину вища за евтектичну температуру, то утворюється суміш евтектики з сіллю – гіперевтектика. Солі при температурі льоду вище за евтектичну містяться у вигляді рідкого розсолу, концентрація якого в міру охолодження зростає, а кількість зменшується. При малому вмісті солей майже весь розсіл в льоді зосереджений у вигляді плівок або ізольованих

вкраплень на межах кристалів. Збільшення вмісту солей призводить до утворення прошарків розсолу усередині кристалів в базисних площинах, що розділяють кристали на ряд пластинок.

При випаданні переохолоджених дощових крапель в умовах від'ємної температури повітря на гілках дерев, дротах, дорожніх покриттях та інших поверхнях утворюється тонкий шар щільного льоду – ожеледь. Процес формування ожеледі спостерігається при температурі повітря від 0,0 до $-3,0^{\circ}\text{C}$, рідше – при нижчій температурі. Товщина кірок льоду може досягати декількох сантиметрів і спричиняти обломлення гілок на деревах і обрив дротів, ускладнювати рух на автомобільних дорогах і аеродромних покриттях.

Повторні короточасні контакти води з холодною поверхнею твердих тіл можуть призводити до процесів обмерзання. Відомі випадки загибелі від обмерзання риболовецьких суден і випадки аварії літаків. Багато технічних ускладнень виникає при обмерзанні гідротехнічних споруд, причалів та берегових споруд.

При достатньо низькій температурі поверхні твердого тіла та відведенні тепла кристалізації води на поверхні формуються зародки кристалів льоду, які під час надходження нових порцій води зростають й створюють приконттактний шар льоду. Гранична температура поверхні твердого тіла, нижче якої починається обмерзання, залежить від складу тіла та характеру його поверхні. Чим рівніша поверхня, тим нижча температура утворення льоду. Так, на полірованій поверхні мармуру гранична температура становить близько $-5,0^{\circ}\text{C}$, а на шорсткій поверхні вона підвищується до $-3,8^{\circ}\text{C}$.

Найбільш низька температура потрібна для утворення льоду на матеріалах з погано змочуваною поверхнею, наприклад, на фторопласті намерзання льоду починається при температурі нижче $-10,0^{\circ}\text{C}$, а на добре змочуваній дерев'яній поверхні лід починає утворюватися при від'ємній температурі всього в декілька десятків градусів. Після появи первинного льоду процес обмерзання прискорюється, оскільки наростання нових кристалів на первинний льодяний шар вже не потребує значного охолодження поверхні, як при формуванні зародків кристалів [8].

Вивчення закономірностей обмерзання має важливе значення для вжиття захисних заходів, які розвиваються в чотирьох напрямках. Найвідомішим та технічно простішим, але трудомістким способом є механічне видалення первинного шару льоду. Другий спосіб – обігрів поверхні, яка піддається обмерзанню, до температури небагато вищої за граничну: це дозволяє уникнути початкового утворення зародків кристалів.

Ефективною виявилася розробка спеціальних лакофарбних покриттів, які знижують граничну температуру льодоутворення, та хімічних речовин, що розчинюють кристали льоду. Зарекомендував себе так званий "конструктивний" напрям, що включає застосування захисних конструкцій та всіх перерахованих

вище заходів. Так, поверхні літака, які піддаються обмерзанню, роблять гладкими, покривають антиобмерзальними покриттями і обладнують пристроями, що дозволяють створювати імпульсну вібрацію зовнішньої оббивки і таким чином руйнувати і "скидати" крижану скориночку, яка зароджується. Застосовуються також хімічні реагенти, які перешкоджають утворенню зародків кристалів. На суднах прагнуть застосовувати захисні екрани, що зменшують площу контакту води з надпалубними надбудовами та устаткуванням. Такі екрани покриваються антиобмерзальними речовинами та можуть частково обігріватися. Для захисту гідротехнічних споруд застосовуються конструктивні рішення, що включають хімічні дії та обігрів.

При замерзанні крапель, що розтікаються по твердій основі, струменів та безумовних водних потоків утворюється натічний лід. Такий лід значно поширений в природі у вигляді самостійних утворень, а також у складі льодяних тіл складного генезису. Джерелами води є танення льоду й снігу, виходи підлідних і підземних вод. Пошарове наростання натічного льоду призводить до утворення поліїв.

Замерзання води в замкнутих просторах при всебічному охолодженні призводить до утворення оточеного льодом водного ядра. Внаслідок збільшення об'єму води при її кристалізації в жорсткій замкнутій системі підвищується тиск, що знижує температуру замерзання водяного льоду. Підвищення тиску найчастіше призводить до деформації або руйнування місткості або стінок замкнутої системи.

При замерзанні води в ґрунтах утворюються лід-цемент, сегрегаційний ін'єкційний та жильний лід.

Кристалізація льоду з водяної пари може відбуватися шляхом конденсації води та подальшого її замерзання або безпосередньо минути рідку фазу. У гляціології кристалізація льоду з пари називається сублімацією водяної пари або сухою конденсацією. Термін "сублімація" в даному випадку не відповідає вживаному у фізиці аналогічному терміну, що характеризує зворотний процес – перехід речовини з твердого стану в пароподібний, минаючи стадію рідини, яку в гляціології прийнято називати випаровуванням або сублімацією льоду.

Спонтанне утворення зародків кристалів льоду безпосередньо з пари не спостерігається. В процесі охолодження водяної пари зазвичай спочатку досягається можливість конденсації води у вигляді маленьких крапель води. Ці крапельки за наявності в них центрів кристалізації у вигляді частинок твердих, рідких і газоподібних речовин замерзають та стають центрами сублімаційної кристалізації. Такий процес характерний для зародження сніжинок в атмосфері. Сублімаційний лід утворюється також у вигляді кристалічної паморозі та інею на поверхні землі, рослин і предметів, на стінках підземних виробок.

Основну масу льоду на Землі представляє метаморфічний лід, що утворюється в результаті процесів зміни структури, щільності і

властивостей снігу за рахунок внутрішньої енергії і зовнішніх дій та перетворення його на фірн і лід [8].

3.2 Основні властивості льоду

Лід відноситься до низькотемпературних мономінеральних порід. У порівнянні з іншими породами лід в звичайних умовах поширення на Землі знаходиться в стані, близькому до фазового перетворення у воду. Лід вельми стійкий щодо чужорідних домішок, не вступає з ними в хімічну взаємодію і не утворює твердих розчинів та зростків з кристалами інших речовин. Тому, як правило, сторонні домішки відтісняються зростаючими кристалами до їх країв, в простір між базисними площинами (відстань між базисними площинами найбільша в ґратах льоду в порівнянні з відстанями в інших площинах перетину).

Молекули H_2O в ґратах пов'язані між собою молекулярними силами, рухливість атомів водню в ґратах льоду значно вища від рухливості атомів кисню. Цим і пояснюється відсутність в льоді тривалої міцності при температурних умовах на поверхні нашої планети, а також притаманна льоду властивість текучості. На відміну від металів, які складаються з дрібних кристалів, вимірюваних частками міліметрів в поперечнику, кристали льоду мають великі розміри. Поперечний розмір їх змінюється від декількох міліметрів до декількох сантиметрів. До основних властивостей відносяться:

1) щільність та пористість; термодинамічні характеристики (теплове розширення, теплоємність, теплопровідність, температуропровідність, теплота фазових перетворень: пара-вода, пара-лід, вода-лід);

2) ентропія, ентальпія; дифузія; адсорбція; поверхневий натяг; механічні характеристики; пружні, пластичні, реологічні властивості (тертя, в'язкість, релаксація, пружна післядія),

3) адгезія до чужорідних тіл, твердість; оптичні властивості (поглинання, відбиття та проходження променевої енергії, власне випромінювання);

4) електричні властивості (діелектрична проникність, електропровідність, термоелектричний та фотоелектричний ефекти, швидкість електромагнітних хвиль, їх поглинання і віддзеркалення) та ін.

3.3 Пористість, щільність та повітропроникність

Пористістю льоду та снігу називають об'єм газових порожнин, виражений у відсотках, щодо об'єму всієї породи. Природний лід (кріосфера) завжди містить пори, заповнені повітрям, газом та водяною парою. Вміст пор сильно коливається від вкраплень одиничних пор, які майже не впливають на щільність, до пор, що займають понад 90% всього

об'єму льодяного тіла. В середньому пористість кріосфери становить приблизно 3%.

Пористість підрозділяється на сполучені між собою пори (відкриті) та замкнуті повітряні включення (бульбашки). В залежності від співвідношення відкритої та замкнутої пористості змінюється проникність льодяної породи по відношенню до води та повітря.

Різке коливання пористості відбивається на фізико-механічних властивостях льодяної породи, які в свою чергу визначають несучі здібності породи, її супротив впливам руйнуючих зусиль та деформацій. З пористістю пов'язані структурна рухливість окремих кристалів, процеси метаморфізму та внутрішній перерозподіл речовини в твердому, рідкому та газоподібному стані (міграція). Стійкість пор зумовлена контактним зчепленням кристалів, процесами агрегатних перетворень і солей, що містяться в льоді, міграцією речовини, ущільненням.

Основними причинами, які викликають зміну розміру й форми пор, є термодинамометаморфізм, фізико-хімічні та хімічні процеси, що протікають в льодяному тілі.

В результаті різних умов формування та зростання льодяного тіла створюється нерівномірний розподіл пористості в його товщі. Пористість з плином часу зазнає помітних змін. Приріст пористості всередині вже сформованої породи будемо називати вторинним або епігенетичним процесом на відміну від первинного (сингенетичного) утворення пор.

Пористість льоду кріосфери коливається в різних межах залежно від їх генезису (табл. 3.1).

Таблиця 3.1 – Пористість льоду кріосфери

| Лід кріосфери | Пористість, % | | |
|------------------|---------------|------------|---------|
| | максимальна | мінімальна | середня |
| Сніг | 92,5 | 45,5 | 75,0 |
| Фірн | 50,0 | 30,0 | 40,0 |
| Льодовиковий лід | 4,0 | 1,0 | 2,5 |
| Айсберги | 15,0 | 7,0 | 11,0 |
| Морський лід | 8,0 | 0,7 | 3,0 |

Пористість льоду можна розрахувати за формулою (3.1):

$$n = \frac{\rho_0 - \rho}{\rho} , \quad (3.1)$$

де n – пористість льоду, яка виражає відношення об'єму пухирців повітря або газу, укладених в лід, до загального об'єму льоду;

$\rho_0=0,9168 \text{ г/см}^3$ – щільність компактного льоду, позбавленого бульбашок;
 ρ – щільність льоду, який досліджується.

В.І.Арнольд-Аляб'єв ввів поняття про коефіцієнт пористості ε , який пов'язаний з пористістю та щільністю через вираз (3.2):

$$\varepsilon = \frac{n}{1-n}. \quad (3.2)$$

Залежність щільності чистого льоду (без смужок) від температури визначається виразом (3.3):

$$\rho_{T,0} = \frac{\rho_0}{1 + \beta T}, \quad (3.3)$$

де $\rho_{T,0}$ – щільність чистого льоду при температурі T ,
 $\beta=0,000165$ – коефіцієнт об'ємного теплового розширення в інтервалі температур від $0,0$ до $-20,0^\circ\text{C}$;
 T – температура.

Пористість, щільність і повітропроникність осадового льоду.

Розміри пор осадового льоду (снігу) первинної форми залежать від величини і форми зерен, що складають льодяну породу. З плином часу зміна форми пор, поверхні та величини зерен і кристалів не тотожні.

У свіжому снігу форма пор складної звивистої будови. Це зумовлено скелетною будовою первинних кристалів та їх агрегатів. З плином часу в процесі ущільнення перекристалізації зерна округлюються і в результаті їх зближення зростає площа контактів між ними. Система сполучених пор в снігу спрощується, і збільшується вплив розміру зерен на пористість. Відрізнити пористість літніх шарів снігу від зимових в холодній інфільтраційній зоні вкрай важко, оскільки змінюється будова зимової товщі в результаті літнього танення. Однак, завдяки нерівномірному таненню зимових шарів, вони менш однорідні, більш ущільнені, добре оформлені лінзи літнього льоду. Зимові шари відрізняються більшою пористістю.

Менш щільні літні шари утворилися під дією більш інтенсивних процесів розпушення, ніж це має місце в зимових умовах. Процес ущільнення снігу зумовлений збільшенням навантаження за рахунок безперервного накопичення опадів. У свою чергу збільшення потужності верхніх шарів снігу супроводжується підвищенням температури розглянутого горизонту, процесами зменшення ефективної поверхні (поверхня розділу між кристалом снігу і повітрям) та збільшенням сумарної контактної поверхні (поверхня розділу між кристалами).

Восени і навесні з підвищенням температури повітря та зниженням сили вітру сніг відкладається менш щільним. Потім разом з ущільненням в процесі сублімаційної перекристалізації відбувається зростання кристалізації, що супроводжується зменшенням сумарної поверхні. В результаті первинна горизонтальна шаруватість, утворена під вітровим впливом, до осені набуває вертикально-стовбчатої текстури.

Пористість і щільність морського льоду. Пористість визначає проникність льоду по відношенню до води та повітря. Вона особливо різко проявляється в початковий період утворення льодяного покриву, коли молодий лід пронизаний наскрізними капілярами. При утворенні первинного льоду, який виникає в результаті змерзання окремих кристалів, відбувається захоплення повітря, яке потрапляє в лід частково з атмосфери і частково з води, що містить розчинене повітря. Кількість захопленого повітря залежить від швидкості процесу замерзання. Велика швидкість наростання льоду сприяє розвитку скелетних форм кристалів. При змерзанні таких кристалів виникають значні простори з повітрям і розсолом.

Пористість морського льоду коливається в широких межах від декількох до $50 \text{ см}^3/\text{кг}$. Формування та подальший метаморфізм зумовлені рядом факторів. До них в першу чергу, відносять температурний режим промерзання і теплообмін між морем та атмосферою через лід, фазові перетворення, міграцію розсолу, розширення та стиснення твердої і рідкої фаз, що відбуваються всередині льодяного тіла, вплив променистої енергії на лід та регенерація цієї енергії в теплову. Щільність солоного льоду відрізняється від щільності прісного, оскільки морський лід містить рідку фазу зі змінюваним складом і концентрацією. Максимум щільності ($0,915 \text{ г/см}^3$ для льодяного покриву Карського моря) припадає на середні шари льодяного покриву, а мінімум – на верхні й нижні.

3.4 Теплопровідність і температуропровідність

Теплопровідністю називається перенесення теплоти тепловим рухом мікрочастинок у середовищі, зумовлене нерівномірним розподілом температури. В аналітичній теорії теплопровідності речовина розглядається як суцільне середовище і не враховується мікроскопічна неоднорідність тіла. Існує відома залежність між щільністю ρ , коефіцієнтом теплопровідності λ , коефіцієнтом температуропровідності a і теплоємністю C (3.4)

$$\lambda = a\rho C. \quad (3.4)$$

Теплопровідність морського льоду залежить від теплопровідності окремих складових, тобто від кристалів прісного льоду, розсолу і повітря, що заповнює пори, та їх розташування (композиції). Теплопровідність твердих солей та інших вкраплень можна не враховувати через їх малу кількість. Теплопровідність основних головних частин різна: теплопровідність розсолу λ_r приблизно в 4 рази менше ніж чистого льоду λ . Теплопровідність останнього на 2 порядки вище, ніж молекулярна теплопровідність газу, що заповнює пори. Багато що залежить від конструкції складових частин льодяного тіла. При одному й тому ж вмісті пор та розсолу теплопровідність буде залежати від перетину льодяних містків, що з'єднують льодяні агрегати, та від щільності контактів осередків з розсолом з крижаною конструкцією.

3.5 Лід – специфічна гірська порода

Гірська порода – частина земної кори, складеної щільними та пухкими агрегатами, мономінеральними та полімінеральними за своїм складом, які поділяються на осадові, магматичні (вивержені) та метаморфічні породи. Вони утворюються в результаті геологічних процесів при певних обставинах та умовах всередині земної кори і на її поверхні. Таке визначення застосовується і до природного льоду різного утворення – снігу, фірну, льоду льодовиків, морських та прісних водоймищ та льоду пухких порід.

Отже, льодяні утворення, які не розділені на самостійні окремі кристали або дрібні частинки, є мономінеральними гірськими породами, що містять, як правило, невелику кількість домішок. Виняток становить лід мерзлих порід, в якому сторонні домішки можуть досягати великих значень. Льодяні утворення атмосфери, які представляють собою дрібні окремі утворення, не можуть називатися гірською породою. Вони стають складовою частиною земної кори в тому випадку, якщо відбудеться осадження частинок на поверхню породи.

Розглядаючи фізико-генетичні та петрографо-генетичні основи формування льодяних порід, можна розділити їх на три основні групи:

- 1) конжеляційний лід, утворений в результаті замерзання води;
- 2) осадовий;
- 3) метаморфічний.

Конжеляційний лід утворюється в результаті замерзання води. До нього відносяться: льодяний покрив, який виник на поверхні вод; внутрішньоводний або донний лід; льодяні ядра горбів пучення; льодяні утворення у вигляді ефузивних порід, сталактитів і сталагмітів; повторно-жилний лід, що сформувався в пухких гірських породах, та інтрузивні пласти льоду в мерзлих породах. До осадових видів відносяться снігові утворення.

Осадовий лід поділяється на п'ять видів:

- 1) пухнастий сніг, що утворився з твердих опадів без вітру;
- 2) хуртовинний сніг, складений твердими атмосферними опадами при вітровому впливі (хуртовинне перенесення, вітрове ущільнення);
- 3) дрібнозернистий сніг, що виник в процесі змерзання, сублімаційного округлення та ущільнення;
- 4) зернистий сніг, що утворився в результаті сублімації перекристалізації та ущільнення (осідання);
- 5) сніг-пливун, що сформувався в процесі сублімаційного виносу, який супроводжувався утворенням глибинної паморозі.

Тверді продукти швидкого замерзання переохолодженої води в атмосфері у вигляді льодяної крупи, льодяного дощу та граду, хоча і мають конжеляційне походження, але при випаданні частинок в інше середовище та утворенні з них нової конструкції – льодяної породи, останню слід віднести до осадового льоду.

Метаморфічні льодяні породи формуються в процесі зміни внутрішньої енергії або під впливом зовнішніх сил. Такого впливу зазнає в тій чи іншій мірі весь лід. Ми ж будемо відносити до метаморфічного льоду тільки такі льодяні породи, які за певний період зазнали докорінних перетворень в будові основної маси породи. Ці породи поділяються на чотири підгрупи: фірн, первинний осадово-метаморфічний лід, динамометаморфічний та термометаморфічний лід.

У свою чергу фірн як порода підрозділяється на:

- рекристалізаційний, що утворився в результаті ущільнення з дробленням розпушених шарів та при рекристалізації;
- режіляційний, що виникає в процесі ущільнення з перекристалізацією в бік зменшення питомої поверхні,
- інфільтраційний, що утворюється в результаті інфільтраційного ущільнення та зростання кристалічних зерен.

Первинний осадово-метаморфічний лід розчленований на первинно-рекристалізаційний, інфільтраційно-рекристалізаційний, інфільтраційний та інфільтраційно-конжеляційний.

Первинно-рекристалізаційний лід утворюється в процесі ущільнення та рекристалізації. Інфільтраційний лід утворюється при заповненні пор талою водою з подальшим її замерзанням. Інфільтраційно-конжеляційний лід формується при замерзанні води в шарах танення.

Динамометаморфічний лід виникає під впливом високого тиску, причому він може бути всебічним і орієнтованим у вибірному напрямку. Розрізняють динамометаморфізм пластичний, коли відбувається тільки перекристалізація без дроблення, та катакlastичний, що супроводжується дробленням породи. В останньому випадку приплив ззовні надходить із більшою швидкістю, ніж відбувається перебудова кристалічних ґрат. Виникаючий при цьому надлишок енергії в тілі витрачається на утворення

нових поверхонь розділу – так виникає дроблення. Процес цей зворотний. При укрупненні кристалів виділяється надлишкова енергія, що відповідає зменшенню поверхні. Льодяні породи, які піддавалися різним динамометаморфічним перетворенням, можна розділити на п'ять характерних видів:

- 1) вторинно-рекристалізаційний лід;
- 2) фрикційно-режеляційний лід;
- 3) компресійно-режеляційний лід;
- 4) фрикційно-катакластичний лід;
- 5) компресійно-катакластичний та уламковий лід.

Для вторинно-рекристалізаційного льоду, який знаходиться під орієнтованим тиском, характерними є перекристалізація та подрібнення, що супроводжуються течією видавлювання. Утворення фрикційно-режеляційного льоду починається з плавлення льоду під дією сил тертя та закінчується повторним замерзанням. При цьому в зонах різких зрушень можливе дроблення кристалів. Компресійно-режеляційний лід виникає в результаті плавлення в ділянках під тимчасовим надлишком тиску та повторного замерзання. Утворення такого льоду пов'язане з дробленням породи в частинах, які примикають до площин насування або скидання (льодяні брекчії), і перетиранням в цих областях (мілонітизація), що спричиняються силами тертя. Компресійно-катакластичний лід утворюється при стисненні, супроводжуючись дробленням, скочуванням, зрощенням та утисканням окремих частин одного тіла в інше (різні види льодяного покриву рухомих вод). В конусах винесення льодяних лавин виникає уламковий лід (брекчії, конгломерати, мілоніти). У процесі руху льодовиків, спричинених гравітаційними силами, відбувається дроблення та скочування уламків.

Під впливом теплових процесів, які виникають в льодяній породі під впливом зовнішніх сил або в результаті зміни енергії за рахунок внутрішніх перетворень, відбуваються термометаморфічні перетворення. Як правило, динамометаморфізм льоду супроводжується і тепловими змінами (адіабатичне стиснення, тертя, зміна поверхні, агрегатні та фізико-хімічні перетворення, спричинені коливаннями в тиску, та ін.) Термометаморфічний лід підрозділяється на режеляційний (перекристалізація в результаті повторного замерзання) та деструкційний, пов'язаний з явищем вибірного нерівномірного танення, зумовленого впливом на адсорбцію променистої та теплової енергії мінеральних, рідких та газоподібних включень.

Специфіка льодяної породи, яка відрізняє її від інших гірських порід, полягає в тому, що вона складається з найбільш легкого мінералу з вельми низькою, порівняно з іншими, температурою агрегатних перетворень. Ці особливості льоду визначають область його розповсюдження на нашій планеті (верхні шари земної кори, гідросфери та нижні шари атмосфери).

Межі температурного режиму на більшій частині поверхні землі включають область плавлення та кристалізації льоду. Беручи до уваги періодичність зміни температури протягом року з переходом вище і нижче 0°, створюються умови агрегатних перетворень води (льоду), що супроводжуються величезною зміною енергії на поверхні землі та відбиваються на планетарному кругообігу води в трьох її фазах.

Особливість кристалічних ґратах льоду полягає в тому, що при існуючому на поверхні землі температурному режимі атоми водню в ґратах досить рухливі. Це посилює реологічні властивості льоду, робить його рухомим, знижує в'язкість, підвищує плинність і наближає лід в цьому відношенні до властивостей рідини. Різна рухливість атомів водню і кисню в ґратах льоду також відбивається на особливостях його структури.

На відміну від інших мінералів, з яких складаються гірські породи, структура льоду під термодинамічним впливом на поверхні землі та завдяки рухомому шару в примежовій області зазнає істотних змін, що позначається на швидкості течії льодовиків.

Деякий природний лід, і в першу чергу льодяний покрив морських водойм, містить значну кількість рідкої фази, що помітно відбивається на його будові, властивостях та процесах, що протікають в льодяному тілі, і відрізняє такий лід не тільки від інших гірських порід, але й від льоду інших утворень.

Лід є одним з найпоширеніших твердих тіл на земній поверхні. Приблизно 20 млн. км³ (1,7 % всього об'єму води на Землі) знаходяться у вигляді льоду, не рахуючи лід в літосфері. Льодовиками покрито близько 16 млн. км², або 10,8 % поверхні суші, що становить 3,1 % всієї площі Землі. Крім цього, більш ніж 14 млн. км² займає вічна мерзлота (основним елементом складу мерзлих порід є лід), причому 9,5 млн. км² припадає на частку колишнього СРСР, складаючи 47 % його території. З урахуванням площі, яку займають сезонні снігові та льодяні покриви, поверхня всієї суші земної кулі буває покрита льодом від 30 до 50 % протягом року.

Закономірності поширення льоду на Землі зумовлені тим, що лід є найлегшим та найбільш низькотемпературним матеріалом з усіх широко поширених породоутворюючих мінералів (він також легше води – свого розплаву). Тому більш важкі породи розташовані в глибині літосфери, а більш легкі (в тому числі й лід) – на поверхні та в гідросфері.

3.6 Систематика природного льоду

В наш час не існує єдиної, загальноприйнятої генетичної класифікації льоду, побудованої з урахуванням комплексу ознак, властивих кожному виду льодяного утворення в природі. С. В. Колесник

[8, 9] склав критичний огляд різних класифікацій природного льоду. Ми ж розглянемо систематику льоду.

Систематика конжеляційного льоду. Початковою формою льодяних утворень, де вже можна спостерігати текстуру, є млинчастий лід з діаметром приблизно 15см і товщиною до 10см. Він має темно-сталевий колір завдяки великій кількості в ньому розсолу й бульбашок повітря, має скелетно-сітчасту будову, переважно складається з кристалів голчастої форми, з переважним орієнтуванням оптичних осей в площині замерзання.

При снігопаді на охолодженій воді утворюється сніжура у вигляді грудок, які мають білястий вигляд. Текстура такого льоду пластівцевидно-пориста. Сніжура є змішаною осадово-конжеляційною формою утворення, тому складається з кристалів різної форми (голчастої, пластинчастої, стовпчастої та прихованозернистої) з хаотичним орієнтуванням.

Склянка – тонкий, прозорий та крихкий лід у вигляді кірки утворюється при спокійному стані водойми. Вона складається з досить великих кристалів гіпідіоморфної форми з поясним орієнтуванням оптичних осей.

В результаті змерзання млинчастого льоду та сніжури, а також безпосереднього замерзання води з проміжним утворенням шуги та сала, виникає або нілас, або молодик в залежності від умов охолодження. Характерна особливість ніласу – значна кількість в ньому розсолу, що додає еластичності льоду. Він має скелетну форму будови з переважанням голчастих кристалів в основному поясного орієнтування. Молодик утворюється зі сніжури, млинчастого льоду, склянки та ніласу. Товщина молодика коливається від 10 до 30см. Він містить значну кількість розсолу та пор переважно сферичної форми, має скелетну будову з поясним орієнтуванням кристалів. Далі при спокійному зростанні молодик перетворюється на однорічний лід, який складається з горизонтальних шарів з малою пористістю. Межі кожного шару відзначаються скупченням дрібних бульбашок повітря, розташованих в тонких проміжних прошарках горизонтального простягання. Бульбашки переважно витягнуті у напрямку теплового потоку. Крижане тіло пронизують вертикальні повітряні прожилки-капіляри. Межі шарів зумовлені процесами фронтального виклинювання. Однорічний лід складається кристалами пластинчастої та стовпчастої форми, що відносяться до алотриоморфно-зернистої або до гіпідіоморфно-зернистої структур з переважним поясним орієнтуванням у верхніх шарах та полярним в решті маси льодяного покриву. Текsturний склад нижнього шару, що межує з водою, характеризується збільшенням розмірів кристалів, зростанням пористості та солоності в порівнянні з шарами, розташованими вище.

В однорічному *морському льодяному покриві* спостерігаються короткоперіодні льодяні утворення на межі розділу лід – вода, які виникли в результаті замерзання талої води, що просочилася крізь лід. Тривалість

існування такого льоду коливається від декількох днів до місяця. Він має пористо-скелетну текстуру, складену кристалами голчастої форми з хаотичним їх розміщенням.

Багаторічний морський лід, який не зазнавав розломів і торосіння, являє собою більш складне утворення, ніж однорічний. У ньому майже відсутня видима неозброєним оком шаруватість (за винятком верхніх шарів) та міститься значно менше солей і розсолу (рідкої фази) в порівнянні з більш молодими утвореннями льоду. З плином часу встановлюється динамічна рівновага між швидкістю танення зверху і наростанням знизу, яка визначається термічним режимом на межі розділу лід – вода та лід – атмосфера в даній місцевості. В результаті досягається гранична потужність *несторошеного пакового льоду* приблизно 4м для більшої частини арктичної акваторії. У регіонах з більш суворим кліматом (арктичні райони, що примикають до Північної Америки), скоріш за все, можливі утворення змішаних видів конжеляційно-осадового льоду.

Багаторічний (паковий) лід завдяки процесам танення зверху та наростання знизу постійно оновлюється з повною заміною речовини через 5-10 років. Поверхня такого льоду горбиста та утворюється в процесі нерівномірного танення при різній потужності ізоляційного снігового покриву, виникненні льодяних горбів випинання при промерзанні сніжниць, а також оплавленні та згладжуванні торосів.

Міграція солей і розсолу, процеси внутрішнього часткового танення та повторного замерзання, виклинювання, вибіркового зростання та змерзання, зміна пористості, що відбуваються в льодяному тілі, призводять до помітної зміни будови, складу та властивостей багаторічного льоду. Збільшується хаотичність в орієнтуванні кристалів, їх розміри коливаються в більш широкому діапазоні, ніж у однорічного льоду. Переважає гіпідіоморфно-зерниста структура, хоча зустрічаються ділянки та шари з алотриоморфно-зернистою будовою, переважно в зонах підвищених напруг, які спричиненні термічними та динамічними процесами.

Катакластичний лід розрядження утворюється в результаті розломів різновікового льодяного покриву під дією вітру, течій та інших сил з утворенням брекчій (льодяна каша, дрібно- і крупнобитий лід), льодяних полів та їх уламків.

Льодяні утворення, в яких горизонтальні розміри переважають над вертикальними та досягають в поперечнику не менше 2 км, називаються льодяними полями. Лід протяжністю від 200м до 2 км називаються малими льодяними полями. Як правило, вони виникають в результаті розлому великих полів. Крупнобитим льодом прийнято вважати льодяні утворення протяжністю 20-200м, а дрібнобитий – крижини з поперечником менше 20м.

Катакластичний лід стиснення виникає після розлому з утворенням безладного нагромадження крижин у вигляді торосів та їх пасм у разі фронтального стиснення, що досягають 20-метрової потужності. Один з видів торосіння – утворення багатошарових напластунків в горизонтальному напрямку в результаті підсувів або насувів. Причини, що викликають торосіння, можуть бути різними. Основні з них: вітровий рух льодяних полів, рух під впливом течії та деформація льодяного покриву, спричинена термічним розширенням.

У процесі злому й торосіння льодяного покриву та подальшого змерзання уламків окремі крижини можуть виявитися у найрізноманітніших положеннях в масиві. У змерзлом льодяному конгломераті під впливом температурного поля та інших сил виникають процеси міграції, фазові переходи, метаморфізм, що супроводжуються змінами будови, пористості та солоності. Таким чином, формується складна текстура льоду, утворюється картата і смугаста будова зі старих та нових текстур.

Стиснення і торосіння можуть призвести до мілонітизації льоду в місцях контактів льоду з гірською породою (берегом). Подальше замерзання кашоподібної маси призводить до утворення текстури конгломерату, що складається з уламків, відокремлених один від одного мілонітовим льодом, зцементованого молодим льодом – брекчія тертя (режеляція). Подібна текстура може виникнути в осінній період в результаті утворення молодого льоду з вкрапленням в нього дрібних уламків старого льоду. Торосіння найчастіше призводить до утворення багатошарового льоду, який формується у процесі підсунення одного пласта під інший або насунання одного пласта на інший. Простір між пластами, який виникає через нещільне стикання нагромаджених крижин, заповнюється морською водою. Після її замерзання утворюється потужний льодяний покрив, що складається з шарів льоду різночасного формування, які відрізняються один від одного текстурою та структурою.

У невеликих областях, прилеглих до контактів стиснення, виникають спотворення в текстурі, які проявляються в зміні пористості, розташуванні шарів та утисненні більш твердих конгломератів у відносно рихлий зі слабким зчепленням лід. Створюється сланцювата текстура. Значні зміни відбуваються в структурі льоду в зонах стиснення за рахунок деформації, дроблення, переорієнтування кристалів та їх часткового танення на контактах з розсолоним льодом. Відзначено також виникнення двоосності кристалів.

Текстура морського та прісноводного льоду ускладнюється ще попаданням в нього твердого мінерального матеріалу та органіки. Нерідко в арктичних морях поблизу річок можна зустріти серед морського льоду вкраплення річкового льоду, винесеного в море весняним льодоходом.

Льодяні бугри випинання. Невеликі горби висотою до 1м виникають переважно в процесі випинання при замерзанні сніжниць. Структура

льодяного бугра пучення відрізняється від структури інших видів конжеляційного льоду. Кристали орієнтовані оптичними осями приблизно під кутом 45° до поверхні льодяного покриву. Таке орієнтування виникло під радіальною дією теплового потоку охолодження.

Лід підводного та внутрішньоводного утворення. Для утворення підводного або внутрішньоводного льоду необхідно певне переохолодження води, наявність ядер кристалізації та видалення теплоти агрегатного переходу води в лід. При виникненні підводного льоду із замерзаючого приземного шару води останній може охолоджуватися за рахунок теплопровідності підстилаючої гірської породи, якщо вона набрала від'ємної температури, або через шар води завдяки теплопровідності, конвективних струмів та випромінювання дна, а також за рахунок проникнення холодних повітряних мас в придонний шар води в процесі сильного турбулентного перемішування водою.

Як правило, *підводний та внутрішньоводний лід* виникає на невеликих глибинах. Найбільш ймовірний механізм утворення підводного льоду такий. При наявності великої кількості ядер кристалізації, сильного турбулентного перемішування води та проникнення у воду холодного повітря відбувається переохолодження, що призводить до утворення шуги у всій водній масі. Зародкові елементи льоду підіймаються з дна і прикріплюються до твердих предметів (режеляція), вони стають осередками кристалізації та подальшого зростання льоду при видаленні теплоти кристалізації за рахунок турбулентного перемішування. Підтвердженням режеляційного походження підводного льоду можуть бути дослідження В. В. Піотровича, який показав, що лід практично не відкладається на гідрофобних (не змочуваних водою) поверхнях. Підводний лід, як правило, складається досить великими кристалами з хаотичним орієнтуванням. Іноді під дією холодного потоку на нього осідає шуга, яка має характерну губчасту будову. Підводний лід має велику підйомну силу. Спливаючи, він вириває і піднімає валуни, сваї та інші предмети.

Утворення внутрішньоводного льоду на межі розділу між морською водою з температурою нижче $-1,0^\circ$ та річковою відмічено в районі впадання Єнісею в Карське море.

Натічний лід. Натічний лід утворюється при замерзанні води на поверхні твердого тіла, яким поряд з чужорідним тілом може бути також і лід. До натічного льоду відносяться гідроефузиви (полії), сталактити, в тому числі й бурульки, сталагміти та ожеледь. На відміну від утворення льодяного покриву водою натічний лід формується в процесі порційних надходжень води, що певним чином відбивається на його структурі та текстурі. У природі натічний лід у вигляді поліїв найчастіше зустрічається в районах холодного та різко континентального клімату. Вони утворюються в результаті замерзання річкової або підземної води, що

вилилась на поверхню. Розрізняють полії річкових, підземних вод та змішані. Вилив води на поверхню відбувається за рахунок звуження живого перерізу потоків річкової та підземної води і зменшення замкнутого об'єму води всередині горбів випинання.

Викопний лід (кам'яні глетчери). Вони зустрічаються в багатьох місцях. Підземний лід може бути різного походження. До кам'яних глетчерів відносяться «мертві» льодовики, які не одержують живлення, поверхня яких суцільно засипана мореною. До викопного льоду відносяться річковий та морський лід, полії, снігові замети, замерзла вода в тріщинах та підземних водоймах, засипаних землистими наносами. Загальний об'єм підземного льоду на Землі досягає 0,5 млн. км³.

Контрольні запитання:

- 1 Механізми утворення льоду в природі.*
- 2 Назвіть основні властивості льоду.*
- 3 Що таке пористість, щільність та повітропроникність льоду?*
- 4 На які три групи поділяються льодяні породи за фізико-генетичними та петрографо-генетичними основами формування?*
- 5 Що таке катакластичний лід розрядження, стиснення?*
- 6 За яких умов виникає підводний та внутрішньоводний лід?*
- 7 Механізми утворення підводного або внутрішньоводного льоду.*
- 8 Які процеси призводять до мілонітизації льоду в місцях контактів льоду з гірською породою?*

4 УМОВИ ВИНИКНЕННЯ ЛЬОДОВИКІВ

4.1 Типи льодовиків

Льодовик – це багаторічний масив природного снігу, фірну та льоду у формі потоку або системи потоків, куполів або плаваючих плит. Багато гляціологів при визначенні поняття "льодовик" особливо відзначають, що мова йде про масив льоду переважно атмосферного осадового походження (тобто зі снігу) і що цей масив відчуває в'язко-пластичну течію під дією сили тяжіння. Так, за визначенням С.В. Колесника (1963), «льодовик – це природна маса фірну і льоду, яка має постійний власний рух, розташована головним чином на суші, існує тривалий час, має певну форму і значні розміри та утворена шляхом накопичення та перетворення різних твердих атмосферних опадів».

Розрізняють наземні льодовики, які налягають на кам'яне ложе вище рівня океану, "морські" льодовики, які налягають на ложе нижче рівня океану, та шельфові льодовики, що представляють собою плаваючі периферійні частини "морських" льодовиків. Виділяють також вивідні льодовики, які представляють собою або потоки льоду, що відносно швидко рухаються серед льодовикового покриву, або потоки льоду в скельних долинах, що впливають з льодозбірних басейнів, розташованих в межах льодовикових щитів.

Серед наземних льодовиків виділяються такі морфологічні типи:

1. Льодовики гірських вершин. Конічні вершини, в тому числі діючі та згаслі вулкани, яких з усіх боків покривають льодовики. Якщо схили вершин розчленовані слабко, то льодовик може мати відносно рівний нижній край. При розчленовуванні схилів льодяні потоки стікають по балках та радіальних западинах і льодовик має в плані зіркоподібний вигляд.

2. Льодовики плоских вершин. На плоских вершинах льодовик набуває форми купола, на краях розташовуються круті обриви або вивідні язики, що спускаються по балках.

3. Льодовикові куполи та щити. Льодовиковим куполом називають великий куполоподібний льодовик, що покриває відносно рівне ложе. Льодовикові куполи в полярних широтах іноді цілком покривають острови, їх деколи називають льодовиковими шапками. Вони можуть по краях налягати на ложе нижче рівня океану, тобто набувати характеру "морських" льодовиків. У Центральній частині поверхня льодовика близька до горизонтальної, на периферії її нахил збільшується. Льодовиковими щитами називають аналогічні плоскокуполовидні льодовики, що характеризуються значною товщиною (більше 1000 м) і великою площею (понад 50 тис. км²). Ця назва застосовується для льодовикових покривів Антарктиди та Гренландії.

4. Льодовики схилів. Розрізняють схиліві, присхиліві, висячі та карові льодовики. Схиліві льодовики зазвичай займають простір слабо розчленованого гірського схилу та спускаються з хребта до підніжжя схилу. Присхиліві льодовики – це як правило невеликі льодовики біля підніжжя крутих схилів, що утворюються за рахунок відкладів хуртовинного снігу або сходу снігових лавин. Висячі льодовики – невеликі льодовики, які залягають в слабко виражених западинах на крутих схилах гір та закінчуються високо над дном долини у вигляді льодяних обривів. Карові льодовики – порівняно невеликі льодовики, що утворюються в карах (чашоподібних заглибленнях схилу). У виникненні карових льодовиків велику роль відіграє хуртовинне перенесення снігу та сходження лавин. Язики карових льодовиків можуть спускатися в долину.

5. Долинні льодовики зазвичай починаються в карах і спускаються на дно долини, утворюючи лінійно витягнуте тіло, що заповнює дно річкової долини. Часто складаються з мережі льодовиків бічних долин, які з'єднуються і утворюють основний долинний льодовик. Серед долинних льодовиків виділяють льодовики Туркестанського типу, які лежать на дні глибоких вузьких долин та позбавлені фірнового басейну. Їх живлення відбувається за рахунок сходу снігових лавин та обвалів з висячих льодовиків.

6. При дуже великому живленні потужність льодовиків може настільки збільшитися, що лід, переповнивши долини, починає "перетікати" через знижені ділянки хребтів. У цьому випадку виникає сітчасте зледеніння – тип зледеніння, який є перехідним від гірського до покривного. Таке зледеніння характеризується тим, що долини майже повністю заповнені льодом, а найбільш високі ділянки гірських хребтів зберігаються у вигляді гребенів і нунатаків – ізольованих піків або пагорбів, які піднімаються над поверхнею льодовика. Сітчасте зледеніння поширене лише в полярних гірських масивах, особливо на архіпелазі Шпіцберген. Тому сітчасте зледеніння іноді називають Шпіцбергенським типом льодовиків.

7. Морські льодовики найчастіше є продовженням наземних льодовиків там, де вони поширюються на ділянки, розташовані нижче рівня океану. Такі умови спостерігаються на арктичних островах, близько Гренландії та навколо Антарктиди.

8. Шельфові льодовики зазвичай є продовженням "морських" льодовиків і являють собою плавучу плиту, завершену урвищем. У поодиноких випадках шельфові льодовики утворюються шляхом накопичення снігу на морському льоді та за допомогою цементування снігом і льодом скупчень айсбергів. Шельфові льодовики характерні для районів з низьким відносно рівня моря положенням межі живлення. Вони поширені майже виключно в Антарктиді. Найбільші з них – льодовики Росса та Фільхнера-Ронне, площа кожного з яких по кілька сотень тисяч

квадратних кілометрів. Дрібні шельфові льодовики зустрічаються в Канадському Арктичному архіпелазі та на арктичних островах.

9. Утворення вивідних льодовиків пов'язане з розчленуванням льодовикового ложа, що сприяє прискоренню руху окремих потоків льоду. Так, при наявності поздовжніх льодовикових долин, де товщина льодовикового покриву та відповідно напруги зсуву більші, ніж на решті частини льодозбірного басейну, виникають умови для прискореного руху льоду. Вивідні льодовики поширені в Антарктиді та Гренландії. Через швидкий рух льоду на їх бортах та верхів'ях виникають системи тріщин. Закінчуючись в морі, вивідні льодовики утворюють плавучі льодовикові язики, схожі на дрібні шельфові льодовики. Від них відколюються численні айсберги невеликих розмірів. Вивідні льодовики підрозділяються на льодяні потоки, які витікають з льодяних берегів, і на долинні льодовики, які витікають з льодозбірних басейнів та протікають в скельних долинах.

4.2 Виникнення льодовиків

Для того щоб виник льодовик, потрібно поєднання кліматичних умов та рельєфу, при яких на якійсь ділянці річна кількість твердих опадів, які відклалися з урахуванням вітрового снігопереносу та снігових лавин, перевищує зменшення за рахунок танення і випаровування. У цьому випадку з часом виникає масив снігу, фірну та льоду, який починає перетікати на розташовані нижче ділянки. Для орієнтовної оцінки частини тропосфери, в межах якої на поверхні суші при сприятливому рельєфі можливе зародження та існування багаторічних сніжників і льодовиків, С.В. Колесник ввів поняття хіоносфери.

За нижню межу хіоносфери береться рівень, де на горизонтальній незатіненій поверхні повинен спостерігатися нульовий баланс твердих опадів. Г.К. Тушинський (1968) запропонував розглядати цю межу як "рівень 365". Це означає, що нижче від цього рівня сніговий покрив зберігається лише протягом частини року, а вище – впродовж року (365 днів). Визначити "рівень 365" можна шляхом екстраполяції довідкових кліматичних даних про тривалість залягання снігового покриву, виміряних на метеостанціях, розташованих на різних рівнях. Нижня межа хіоносфери на екваторі знаходиться на висотах близько 4,5 км, в сухих тропіках, на Тибетському нагір'ї і в Південно-Американських Андах вона піднімається до 6,5 км. В Арктиці вона знаходиться на кілька сот метрів вище рівня моря, а в Антарктиці опускається до рівня моря. Верхня межа хіоносфери розташована на висоті близько 10 км, що вище рівня найвищих гір. Кількість твердих опадів зазвичай збільшується з висотою до 5-7 км, а вище – зменшується. Верхня межа хіоносфери відповідає рівню, де річна сума опадів на гіпотетичну

горизонтальну поверхню виявляється рівною їх зменшенню під дією сонячної енергії.

При оцінці умов утворення льодовиків необхідно враховувати конкретні характеристики рельєфу та локальні особливості сукупності гляціологічних факторів. Так, велику роль відіграють форми гірської вершини та хребта. На відкритих вітрах вершинах акумуляція твердих опадів зменшується через хуртовинний снігоперенос, на крутих схилах сніг не утримується. Відповідно там різко зменшується можливість для утворення льодовику, хоча вершина може знаходитися значно вище "рівня 365". Плоскі ж й увігнуті форми рельєфу особливо зручні для акумуляції твердих опадів, тому в таких умовах льодовики можуть зароджуватися і нижче "рівня 365". Звичайно, основну роль при цьому відіграють загальні кліматичні показники та особливо конкретна обстановка, що створюється різними формами рельєфу.

4.3 Снігова лінія

Розрізняють декілька видів снігових ліній. Лінія перетину нижньої межі хіоносфери ("рівня 365") з поверхнею гір та височин називається кліматичною сніговою лінією. Це розрахункова лінія, яка лише наближено виділяє ділянки, де теоретично кількість твердих атмосферних опадів на горизонтальній незатіненій поверхні перевищує величину їх танення і випаровування. Оскільки горизонтальні поверхні в горах зустрічаються рідко, то й кліматична снігова лінія рідко збігається з фактичною сніговою лінією на реальній поверхні. Нижня межа поширення снігового покриву протягом теплого періоду істотно змінюється. Її положення в заданий момент часу називають сезонною сніговою лінією. У літній час в процесі танення снігового покриву вона піднімається вгору по льодовику. Найвище положення цієї межі в кінці літа називають істинною сніговою лінією. Її можна визначати як середнє положення за багаторічний період та як середнє з її положень в різних умовах рельєфу досліджуваного району.

Поняття сезонної та істинної снігових ліній застосовуються в основному для характеристики льодовиків, де ці лінії є видимими. Їх можна відзначати візуально на місцевості або за фотографіями. Для територій поза льодовиків можна визначати положення орографічної снігової лінії, що характеризує нижню межу постійних сніжників. Орографічна снігова лінія може розташовуватися значно нижче істинної. Льодовики, що виникають у результаті поєднання сприятливих для цього кліматичних факторів і форм рельєфу, самі створюють додаткові умови, які сприяють їх подальшому існуванню та розвитку. В міру збільшення своїх розмірів вони починають впливати на мікроклімат. При цьому може знижуватися середня температура повітря, збільшуватися кількість твердих опадів та змінюватися положення снігової лінії.

Істинна снігова лінія на льодовиках формується під впливом кліматичних особливостей території, перш за все співвідношення тепла та вологи, а також макро- і мезорельєфу. У реальних умовах земної поверхні снігова лінія знижується в холодних і вологих районах та піднімається в теплих і посушливих. В Антарктиці вона опускається до рівня моря, а в Арктиці розташовується на кілька сотень метрів вище. Найбільшої висоти снігова лінія досягає в сухих тропіках і субтропічних районах.

4.4 Фактори та гляціокліматичні показники зледеніння

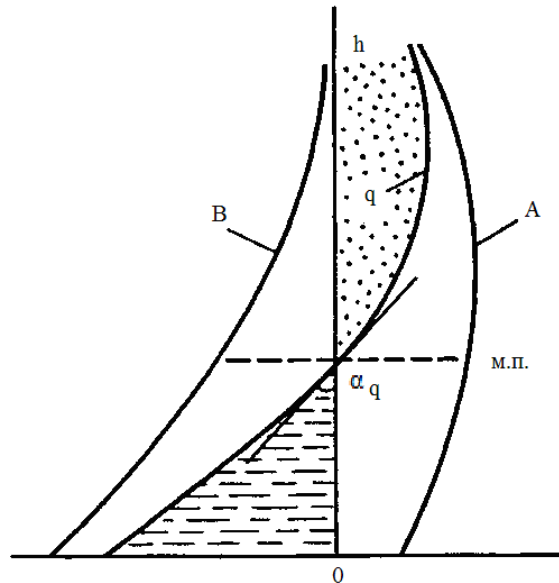
Фактори зледеніння поділяються на дві основні групи: фактори, пов'язані з кліматом, і чинники, зумовлені рельєфом. Природно, що обидві ці групи проявляються спільно. Закономірності зміни циркуляційних процесів та радіації у зв'язку з висотою місцевості та розташуванням хребтів характеризуються за допомогою загальнокліматичних показників. Для характеристики невеликих частин льодовиків необхідно враховувати особливості мікроклімату. Серед факторів, зумовлених рельєфом, виділяють: загальні розміри гірської території та висоту над рівнем моря, розташування хребтів, долин і плоскогір'їв, висоту, крутизну та експозицію схилів. Важливу роль відіграють форми розчленування схилів, які безпосередньо вміщують льодовикові тіла.

Поняття про гляціокліматичні показники зледеніння було введено М.В. Троновим (1966). До їх числа відносяться:

- 1) загальні характеристики зледеніння в розглянутому районі, (включаючи розподіл льодовиків на схилах різної орієнтації), напрямки вітрів і потоків вологи, умови зволоження;
- 2) висоти снігової лінії, межі живлення та зон льодоутворення;
- 3) характеристики акумуляції та абляції на різних рівнях;
- 4) висотні градієнти акумуляції та абляції, що визначають енергію зледеніння;
- 5) суми середніх добових додатних температур повітря, що визначають інтенсивність та сумарну величину танення снігу і льоду, а також суми від'ємних температур;
- 6) тривалість періоду абляції та літніх снігопадів;
- 7) зміна площ відкритого льоду на льодовику в період абляції;
- 8) градієнтні показники зниження температури повітря та збільшення кількості опадів з висотою.

Комплексним показником активності льодовика, який відображає умови клімату та рельєфу в їх взаємодії, служить вертикальний градієнт питомого балансу маси, який називають енергією зледеніння. Теорія і значення цього показника були розроблені П.А. Шумським (1947). Величина показника енергії зледеніння E визначається сумою градієнтів

аккумуляції A та абляції B , тобто збільшенням річного приросту маси снігу і льоду q з підняттям над сніговою лінією (рис. 4.1):



A – аккумуляція,
 B – абляція,
 q – баланс маси льодовика,
 м.п. – межа живлення

Рисунок 4.1 – Енергія зледеніння льодовика

Величина показника енергії зледеніння E визначається виразом (4.1):

$$E = \frac{dA}{dh} + \frac{dB}{dh} = \frac{dq}{dh} = \operatorname{tg} \alpha_q \quad (4.1)$$

Чим більша енергія зледеніння, тим більшу активність проявляє льодовик, тим інтенсивніше в ньому відбувається обмін речовини. Найбільші значення E відзначалися в гірських районах з підвищеною кількістю атмосферних опадів. Так, для прибережних хребтів Аляски E досягає 22 мм/м, а на Тибетському нагір'ї $E = 2 \sim 3$ мм/м. У межах однієї гірської країни значення E завжди більше на льодовиках зовнішніх навітряних схилів, ніж на льодовиках внутрішніх частин гір. У загальних рисах енергія зледеніння зростає від полюсів до екватора і від континентальних областей до морських.

4.5 Джерела живлення

Основним джерелом живлення льодовиків служать тверді атмосферні опади, які відкладаються в областях їх живлення. Вологі потоки повітря, зустрічаючи на своєму шляху гірські перешкоди,

піднімаються вгору і охолоджуються, залишаючи на навітряних схилах гір велику кількість твердих опадів. Вологі потоки часто рухаються по долинах, як по своєрідних каналах, і живлять льодовики у верхів'ях. Особливу роль відіграють літні снігопади, які збільшують альbedo поверхні льодовиків і цим зменшують їх абляцію.

Додатковими джерелами живлення льодовиків служать хуртовинний снігоперенос, снігові лавини, сублімація водяної пари і тала вода, що утворює накладений лід. Хуртовинні перенесення снігу можуть спричиняти велику концентрацію снігу, що забезпечує утворення льодовиків нижче кліматичної снігової лінії. Особливо потужні накопичення снігу виникають на підвітряних схилах. На покривних льодовиках хуртовинні перенесення призводять до суттєвого перерозподілу снігу на їх поверхні. Снігові лавини, які сходять з льодовиків, обрамлених високими крутими схилами, можуть вносити істотний вклад у живлення льодовиків. У деяких випадках лавинне живлення є основним, зокрема, для льодовиків на дні глибоких вузьких долин.

При русі відносно теплого вологого повітря над поверхнею льодовика відбуваються процеси сублімації водяної пари, що призводить до утворення кристалів паморозі. Паморозь має істотне значення в живленні льодовикового покриву в центральних районах Антарктиди, де частка сублімаційного льоду може досягати 40%.

Суттєвою є частка сублімаційного льоду в живленні антарктичних шельфових льодовиків і на льодовиках полярних островів, де вона може досягати 10%. В інших районах роль паморозі у живленні льодовиків невелика. У горах помірно континентальних та морських областей відкладені паморозі на льодовиках складають лише декілька відсотків від загальної суми твердих опадів. А на льодовиках в континентальних областях в цілому за період акумуляції випаровування переважає над сублімацією.

За рахунок намерзання води в суміші зі снігом на охолодженій поверхні льодовика нижче фірмової лінії (в зоні льодяного живлення) можуть формуватися шари накладеного льоду. Такий процес відбувається переважно в нічний час. Накладений лід відрізняється від основного льодовикового льоду характерною шаруватістю, яка паралельна поверхні льодовика. На цьому заснований структурний метод знаходження межі живлення льодовика, нижче якої (в області абляції) шари льоду викинюються.

4.6 Області живлення та абляції

Наземний льодовик можна розділити на дві частини, верхню – область живлення та нижню – область абляції. Лінія, що розділяє ці

області, називається межею живлення льодовика. Ця межа не є постійною, вона може переміщатися в залежності від кліматичних умов. Межа живлення іноді збігається з фірною лінією, яка відокремлює в кінці літа область льодовика, покриту фірном, від області оголеного льоду. Межа живлення часто розташовується нижче фірної лінії, між ними знаходиться смуга накладеного льоду (зона льодяного живлення). В області живлення відбуваються перетворення снігу на фірн та лід, і накопичення льоду в кількості, яка переважає об'єм снігу і фірну, що тане. Чим інтенсивніше накопичується тут лід, тим більша його кількість перетікає в область абляції. Процеси льодоутворення на конкретному льодовику можуть істотно змінюватися залежно від висотного положення ділянки.

Величина сумарного надходження маси льоду за рік на одиницю горизонтальної проекції поверхні льодовика називається питомою акумуляцією, яка виражається в кілограмах, поділених на квадратний метр, або в висоті шару водного еквівалента. Для характеристики конкретного льодовика використовують значення вертикального градієнта акумуляції. Однак цей показник не завжди дає правильне уявлення про області живлення, через те що акумуляція значною мірою залежить від рельєфу льодовикової поверхні і навколишніх гір.

В області абляції весь сезонний шар снігу тане і на поверхню виходить глетчерний лід. Розрізняють три види абляції за місцем її проявлення: підлідну, внутрішньолідну та поверхневу. Підлідна абляція створюється геотермічним потоком тепла, тертям льоду по ложу і водою, яка проникає до дна льодовика.

Усередині льодовика відбувається часткове танення за рахунок тепла, що виділяється при в'язкому русі та відносних зрушеннях шарів і брил льоду, а також внаслідок циркуляції води та повітря. За даними спостережень та непрямих розрахунків, підлідна і внутрішньолідна абляція відносно невеликі й не перевищують 5% від загальної абляції. Основну роль відіграє танення льоду на поверхні. Випаровування дає істотний внесок у абляцію лише в умовах високогір'я (гори Центральної Азії, Анди). Сума всіх видів зменшення маси льодовика за балансовий рік, віднесена до одиниці проекції поверхні льодовика, називається питомою річною абляцією. Вона, так само як і акумуляція, зазвичай визначається висотою водного еквівалента. Величина абляції збільшується у напрямку від межі живлення до кінця льодовика, вертикальний градієнт абляції на языках більшості середньозірних гірських льодовиків коливається від 6 до 10 мм/м, а в арктичних районах знижується до 3-5 мм/м.

Відношення площі області живлення льодовика $S_{ак}$ до площі області абляції $S_{абл}$ називають льодовиковим коефіцієнтом $K = S_{ак}/S_{абл}$. Льодовиковий коефіцієнт – величина непостійна і може змінюватися залежно від умов живлення та абляції. Для долинних льодовиків в Альпах,

на Кавказі та в горах Середньої Азії він найчастіше дорівнює 1,2 – 3,0, а на карових льодовиках він менше одиниці. Іноді визначають об'ємний льодовиковий коефіцієнт, що характеризує відношення об'ємів льоду в областях акумуляції та абляції. У зарубіжній гляціологічній літературі вживається поняття "частка площі живлення", що представляє собою відношення площі акумуляції до загальної площі льодовика. Льодовикові коефіцієнти можуть служити своєрідним критерієм для оцінки багаторічних змін стану льодовиків та порівняння їх характеристик.

4.7 Основні характеристики льодовиків

Найбільш поширеними характеристиками льодовика є розміри його площі та довжини. Для багатьох льодовиків ці характеристики залишаються єдиними. Льодовики досить добре відображаються на аерофото- і космічних знімках, особливо, якщо вони зроблені в період абляції. Це дозволило зафіксувати всі великі й маленькі льодовики на земній поверхні та визначити їх площу і внести в каталог.

Найважливіша характеристика льодовика, крім площі – висота залягання його меж. Для спостережень найбільш доступні кінці льодовиків, і їх положення зазвичай фіксується більш точно, ніж верхні межі. Проте положення кінця не стабільне і може зміщуватися відповідно до наступу або відступу льодовика.

Істотною характеристикою льодовика є експозиція його поверхні, яка значно впливає на процеси абляції. На південних схилах поверхня льодовика, звичайно, отримує більше сонячної енергії, ніж на північних, і там тане більш потужний шар льоду. Експозиція впливає і на акумуляцію снігу. Правда, тут залежність більш складна. Відіграє роль не стільки орієнтація льодовика по відношенню до сторін світу, скільки відношення до напрямку переважаючих повітряних потоків, які приносять вологу, з урахуванням розташування гірських хребтів.

Товщина льодовика визначається найкоротшою відстанню від його поверхні до ложа. Часто замість товщини визначають потужність льодовика (H) як різницю відміток поверхні льодовика та його ложа.

При складанні карти поверхні льодовика необхідно враховувати мінливість поверхні: вона зміщується внаслідок руху льодовика, підвищується за рахунок відкладення твердих опадів та знижується внаслідок ущільнення фірну й танення льоду. Зйомку льодовика найкраще проводити в кінці періоду абляції, коли чітко видно контури більшої частини льодовика і положення його поверхні порівняно легко визначається щодо положення скель та виступів, які обрамляють льодовик.

Значну інформацію про льодовик дає його поздовжній профіль. Величина кута нахилу поверхні та його зміна на різних ділянках, навіть при повній відсутності відомостей про товщину льодовика, дають

можливість для наближеної оцінки цих величин і орієнтовної характеристики підлідного рельєфу.

Розподіл температури в льодовику та її зміни в часі визначаються процесами тепло- і масообміну на поверхні, тепловими потоками з надр землі, виділенням тепла за рахунок в'язкої течії та ковзання глиб льоду, таненням та замерзанням фірну й льоду та їх температуропровідністю. У верхніх шарах льодовика виділяється активний шар, де відбуваються внутрішньорічні зміни температури. Добові коливання температури можуть проникати до глибин 1 м. Сезонні коливання температури зменшуються з глибиною і затухають на нижній межі активного шару, глибина якого, в залежності від комплексу кліматичних умов і умов живлення льодовика, становить від 5 до 20 м.

У сніговій та сніго-фірновій зонах льодоутворення межа активного шару знаходиться на глибині 12-16 м. Температура фірну на цій межі від'ємна, вона близька або трохи нижча за середньорічну температуру повітря над поверхнею льодовика, в нижніх шарах льодовика температура підвищується з глибиною. В області абляції в літній час шари льоду тануть, і по всій товщині льодовика температура дорівнює нулю. У зимовий час температура у верхніх шарах до глибини нульових амплітуд знижується і стає від'ємною.

Стаціонарний льодовик характеризується тим, що щорічне танення льоду в області абляції врівноважується накопиченням твердих опадів в області живлення та перетіканням відповідної маси льоду. Внаслідок змін і коливань клімату стаціонарний стан не є типовим, найчастіше льодовики або наступають або відступають. Наступ пов'язаний з підвищенням об'єму живлення та збільшенням площі, товщини і довжини льодовика, а відступ – з від'ємним балансом маси льодовика і проявляється в зменшенні його розмірів. Таким чином, спостерігаються різноперіодні коливання льодовиків.

С.В. Колесник (1963) виділив чотири види коливань льодовиків:

- 1) сезонні – зумовлені внутрішньорічними змінами режиму акумуляції та абляції;
- 2) вікові та багатовікові – характеризуються тривалими змінами клімату та умов зледеніння;
- 3) циклічні – відносно короткочасні, зумовлені коливаннями клімату;
- 4) випадкові – не зумовлені кліматом, наприклад пов'язані з вулканічними виверженнями або місцевими обвалами.

Є дані, що вказують на ритмічний характер коливань 11-, 22-, 35- і 80-річного циклів, а також більш тривалих, наприклад 1850-річного циклу. Кожен цикл складається з двох фаз – короткого інтенсивного наступу та порівняно тривалого і повільного відступу. Цикли коливань різної тривалості часто накладаються один на одного, що ускладнює їх вивчення.

За своїм генезисом коливання льодовиків поділяють на дві групи – змушені коливання та релаксаційні автоколивання. Перші являють реакцію на зміни зовнішніх умов, які прямо відображаються на балансі маси льодовиків. Другі відображають результати процесів, що відбуваються всередині самих льодовиків без істотної зміни загальної маси льоду, що характерно для пульсуючих льодовиків. Коливання льодовиків найбільш чітко проявляються в зміні положення і форми кінців льодовиків. Тому, зважаючи на складність проведення комплексних спостережень за коливаннями льодовиків, часто доводиться обмежуватися спостереженнями за кінцями льодовиків, які найбільш доступні. Для решти гірських льодовиків характерна наявність мореновмісного льоду та мореного чохла. Моренний покрив скидається до підніжжя льодовика, а на мертвому льоді він набуває вигляду пагорбів, розділених зниженнями.

При відступі льодовика залишаються вали кінцевих морен. Якщо відступ відбувається переривчасто, то утворюється кілька дуг кінцевих морен, розділених плоскими зниженнями. Кожен вал відповідає затримці, а кожна депресія – періоду швидкого відступу. При наступі льодовик переміщує поперед себе кінцеву морену, в такому випадку вона називається мореною напору. Краї "морських" та шельфових льодовиків мають вигляд льодяних обривів, для оцінки їх змін фіксуються положення в плані та висота льодяного бар'єру над рівнем моря. Спостереження за кінцем льодовика дозволяють оцінити, в якій фазі коливань знаходиться льодовик, і орієнтовно визначити загальні тенденції його зміни.

4.8 Баланс маси та енергообміну льодовиків

Процес і результат збільшення маси льодовика називають *аккумуляцією*. Основним її джерелом служать тверді опади, які випадають на льодовик. Їх кількість на різних ділянках льодовика може істотно розрізнятися, маса опадів зазвичай збільшується з висотою. Внаслідок хуртовин кількість снігу, що акумулюється на поверхні льодовика, не завжди відповідає кількості опадів, на ряді ділянок аккумуляція зменшена за рахунок знесення снігу, в інших місцях спостерігається концентрація опадів, які відкладаються. Істотний вклад іноді вносить сніг, принесений з навколишніх льодовикових схилів та сусідніх басейнів внаслідок хуртовин та сходу сніжних лавин. До числа другорядних джерел відносяться: утворення на поверхні льодовика інею, твердого нальоту та паморозі, конденсація та сублімація водяної пари і рідкі опади. Загальне збільшення маси льодовика відбувається в зимовий період. Однак при визначенні питомої аккумуляції у верхніх частинах льодовиків, а також на льодовиках внутрішньоконтинентальних гірських систем у ряді випадків відчутну добавку дає річна аккумуляція.

Максимальні значення питомої річної акумуляції характерні в центральній частині фірнового басейну, а також біля задньої стінки та по бортах гірського льодовика, де істотну добавку дають хуртовинні перенесення снігу та снігові лавини. Збільшення акумуляції з висотою оцінюється градієнтом акумуляції, проте, необхідно враховувати, що для різних частин льодовика він може чисельно відрізнятися, оскільки акумуляція, крім загальних змін з висотою, залежить від рельєфу льодовикової поверхні та навколишніх гір.

В сумарну річну акумуляцію деякі дослідники включають внутрішнє живлення льодовика, яке відбувається за рахунок повторного замерзання талої води в товщі фірну й льоду. На ряді гірських льодовиків внутрішнє живлення становить 10-20% загальної кількості талих вод, а на льодовиках з холодним фірновим типом льодоутворення може досягати 50%, але оскільки внутрішнє живлення відбувається за рахунок води, що утворюється при таненні льодовика, і не пов'язане з надходженням маси ззовні, то його не можна включати в загальний обсяг акумуляції, а слід враховувати при розрахунках балансу маси як ту частину води, яка утворилася при таненні льоду та не бере участі в льодовиковому стоці. Ця вода служить джерелом інфільтраційного льодоутворення у фірні нижче шару поточного року. Таким чином, внутрішнє живлення можна виміряти переміщенням льодяної маси з поверхневого шару в більш глибоко розташовані шари фірну.

До внутрішнього живлення відносять також і масу накладеного льоду в зоні льодяного живлення між фірною лінією та межею живлення льодовика.

Процес і результат зменшення маси льодовика називається *абляцією*. Основними процесами абляції є танення та випаровування снігу й льоду, обвали льоду і відколювання айсбергів. За місцем прояву розрізняють три види абляції: поверхневу, внутрішньольодовикову та підлідну.

Поверхнева абляція зумовлюється таненням та сублімацією снігу, фірну і льоду. Визначальну роль відіграє танення, а сублімація має істотне значення лише в умовах високогір'я при сонячній погоді, від'ємній температурі та сухості повітря.

Кількісні показники танення і сублімації визначають на основі спостережень та розрахунків теплового балансу на поверхні льодовика. Поверхнева абляція, так само як і акумуляція, вимірюються в грамах на квадратний сантиметр або в міліграмах водного еквівалента. На льодовиках абляція зазвичай зменшується з висотою. Градієнт зменшення абляції на языках льодовиків в середньоширотних гірських країнах дорівнює 6-10 мм/м, а в арктичних районах він знижується до 3-5 мм/м. При оцінці абляції необхідно враховувати, що частина води, яка утворюється при таненні поверхневого шару снігу і фірну, витрачається на інфільтраційне льодоутворення. У зв'язку з цим фактичне зменшення маси

льодовика дорівнює різниці між величинами поверхневої абляції і інфільтраційного льодоутворення.

Підлідна абляція відбувається на межі льодовика з ложем під впливом геотермічного теплового потоку та тепла, яке виділяється при ковзанні льодовика по ложу. Внутрішньольодовикова абляція відбувається всередині льодовика за рахунок тепла, яке виділяється при в'язкопластичних деформаціях льоду та відносних зсувах льодяних блоків, а також при попаданні в тріщини й порожнини льодовика води і повітря.

Практичних способів вимірювання підлідної та внутрішньольодовикової абляції не існує, тому їх інтенсивність визначають лише за результатами непрямих розрахунків. Ці два види абляції в найбільшій мірі проявляються на гірських льодовиках, на тих ділянках, де спостерігаються великі швидкості ковзання глиб, зокрема, на пульсуючих льодовиках.

За орієнтовними оцінками, вони не перевищують 5% поверхневої абляції. Спад маси льодовика внаслідок обвалів та відколювання айсбергів називається механічною абляцією. Вона характерна для висячих, "морських" та шельфових льодовиків.

Балансом маси льодовика називається співвідношення приходу і витрати маси снігу, фірну та льоду на льодовику за певний час, тобто різниця між величинами акумуляції та абляції. Його можна обчислити в грамах на квадратний сантиметр або в міліметрах водного еквівалента для будь-якої точки поверхні льодовика. Аналогічним чином визначається осереднений баланс маси для обраних ділянок, висотних зон та льодовика в цілому. У деяких випадках визначають сумарний баланс маси для областей акумуляції, абляції та льодовика в цілому в одиницях маси (тонна). Наростання маси від літньої поверхні до наступаючого в кінці зими максимуму снігонакопичення називається зимовим балансом маси, а зменшення маси від максимуму снігонакопичення до кінця танення, коли формується нова літня поверхня (поверхня льодовика в момент закінчення періоду абляції), називається річним балансом маси. Алгебраїчна сума акумуляції та абляції дає річний баланс маси. Підрахунки балансу маси ведуться на основі конкретних вимірів акумуляції та абляції на поверхні льодовика на обраних для цього точках.

Існує два основних види польових вимірювань балансу маси – *стратиграфічна система та система фіксованих дат*.

Стратиграфічна система ґрунтується на отриманні даних шляхом вимірювань в шурфах, свердловинах та по мережі рейок. В якості основного маркуючого горизонту береться річна поверхня, яка формується до моменту існування найменшої маси. Час її утворення вважається за перехід від одного балансового року до іншого і відповідно розрахунок балансу проводиться щодо цього рівня. Акумуляція і абляція відбуваються протягом усього року, а балансова крива ділиться на дві ділянки: зимовий

та літній баланси. Деякими труднощами при використанні цієї системи розрахунків є те, що початок зимового сезону та балансового року на різних висотних рівнях конкретного льодовика спостерігаються в різний час. Через це дуже важко виявити момент, до якого дійсно приурочений максимум водозапасу великого льодовика в цілому, і не можна точно визначити фактичний максимум водозапасу.

В системі *фіксованих дат* основним показником часу служить розрахунковий рік з конкретною для заданого льодовика датою його початку. Підсумковою величиною служить річний баланс маси, що становить алгебраїчну суму акумуляції та абляції за рік, яка може відрізнятися від суми зимового і літнього балансів у зв'язку з розбіжністю початку та кінця балансового року з датами відліку сезонних балансів. Обидві системи вимірювань пов'язані між собою і доповнюють одна іншу.

При організації спостережень за балансом маси льодовик ділиться на висотні зони (найчастіше через 100 м), для кожної зони визначаються свої показники балансу. В області акумуляції баланс додатний, а в області абляції – від'ємний. Загальний баланс льодовика визначається як сума балансів по виділених висотних зонах. Зміни річного балансу маси льодовика тісно пов'язані з кліматом, і, перш за все зі змінами атмосферної циркуляції, і аномаліями опадів та температури повітря. При цьому не завжди вдається виділити чіткі закономірності. Наприклад, підвищення середньорічної температури повітря збільшує абляцію та відповідно зменшує річний баланс маси. Однак при цьому може збільшуватися кількість твердих опадів, що призведе до збільшення балансу. Такі випадки спостерігалися на льодовиках у південній частині Норвегії та в найбільш зволжених районах Альп.

4.9 Радіаційний та тепловий баланси поверхні льодовика

Для кількісної оцінки поверхневої абляції льодовика потрібно проводити комплексні метеорологічні та гляціологічні спостереження і розрахунки радіаційного і теплового балансів. Радіаційний баланс дозволяє оцінити сумарну кількість тепла, яку поверхня льодовика отримує або втрачає за рахунок сонячної радіації та випромінювання (4.2):

$$R = (I + D)(1 - A) - E_{\text{дх}} + E_n, \quad (4.2)$$

де R – радіаційний баланс (різниця між поглинутою льодовиком сумарною радіацією та ефективним випромінюванням поверхні льодовика);

I – пряма радіація;

D – розсіяна радіація;

A – альбедо;

$E_{\text{дх}}$ – довгохвильове випромінювання поверхні льодовика;

E_n – противипромінювання атмосфери (залежить від вологості, температури повітря та хмарності).

Радіаційний баланс льодовиків за рік, як правило, від'ємний. Річні значення радіаційного балансу на льодовику Федченко зафіксовані до -64000кДж/м^2 , а в центрі Гренландського льодовикового покриву до -380000кДж/м^2 . У літні місяці льодовики зазвичай отримують більше радіаційного тепла, ніж витрачають. Добові суми радіаційного балансу на язиках льодовиків в південних районах становлять до 15000кДж/м^2 і більше, а в полярних – областях 3200кДж/м^2 . В областях живлення вони відповідно дорівнюють 3900 і 650кДж/м^2 .

Тепловий баланс поверхні льодовика враховує співвідношення потоків тепла, що приходять до поверхні льодовика і ті, що відходять від неї, різниця між цими потоками визначає фазові переходи на поверхні (точніше, в приповерхневому шарі до глибини проникнення радіації). Рівняння теплового балансу має вигляд (4.3):

$$m_T L_{\Pi} \pm m_{исп} L_{исп} \pm m_v L_v = R \pm q_1 \pm q_2, \quad (4.3)$$

де m_m – маса снігу, фірну та льоду, що тоне на одиниці горизонтальної поверхні льодовика;

$m_{исп}$ – маса льоду, що випаровується (возгонка) або маса льоду, одержуваного в результаті сублімації водяної пари (береться зі знаком плюс для сублімації та зі знаком мінус для возгонки);

m_v – маса води, що випаровується (від'ємна величина) або маса води, одержуваної при конденсації водяної пари;

L_{Π} – питома теплота плавлення;

$L_{исп}$ – питома теплота возгонки;

L_v – питома теплота випаровування води;

R – радіаційний баланс;

q_1 – турбулентний теплообмін з повітрям (додатній при потоці тепла в льодовик);

q_2 – потік тепла в товщу льодовика за рахунок кондуктивної теплопровідності.

Величина m_m в даному випадку включає весь об'єм талої води, у тому числі ту частину, яка витрачається на внутрішнє живлення льодовика (повторно замерзає). Процеси сублімації льоду і сублімації пари відбуваються при від'ємній температурі повітря. При додатній температурі повітря відбуваються випаровування води або конденсація пари.

4.10 Рух льодовиків, швидкість руху льодовиків

Рух – характерна риса льодовиків. Вивчення закономірностей руху льодовиків почалося ще наприкінці XVIII ст. Завдяки працям багатьох

дослідників, до теперішнього часу накопичені численні відомості про швидкості руху ряду конкретних льодовиків. Виявилося, що їх поверхнева швидкість руху може змінюватися в широких межах. Для гірських льодовиків зафіксовані швидкості від сантиметрів до кількох метрів на добу або від метра до кілометра на рік. Для вивідних льодовиків в Гренландії та Антарктиді характерні значно більші швидкості – до 10 км на рік. У пульсуючих льодовиків швидкість руху льоду під час переміщень досягає 300 м на добу. Швидкість руху льодовика не постійна, вона може істотно відрізнятись для різних ділянок та змінюватися в залежності від сезону року та відповідно з багаторічними циклами коливань льодовиків.

Більшість вимірювань швидкості було зроблено геодезичними методами. З цією метою на льодовиках закладалися серії маркерів у вигляді дерев'яних рейок, металевих трубок, прапорців або забарвлених каменів, які розташовувалися по поздовжньому і поперечному профілях поверхні. Шляхом періодичних вимірювань визначалося зміщення маркерів і обчислювалася швидкість переміщення поверхні льодовика за відповідні проміжки часу. Широке застосування знайшов стереофотограмметричний спосіб псевдопаралаксів. Він ґрунтується на тому, що при стереоскопічному розгляді знімків, отриманих в різний час з однієї і тієї ж точки, ділянки льоду, що змістилися, сприймаються у вигляді рельєфної стереоскопічної моделі, а нерухомі об'єкти – плоскими. Таким чином, зокрема, були визначені швидкості руху льоду на поверхні ряду льодовиків Ельбрусу та побудовані карти їх розподілу (Заледеніння Ельбрусу, 1968).

Крім спостережень за рухом поверхні робилися спроби безпосередньо виміряти швидкості руху льоду всередині льодовика та розподілити ці швидкості по вертикальному розрізу. У 1948 р. на Алечському льодовику в Швейцарських Альпах була пробурена свердловина глибиною 130 м, в яку була занурена сталева труба. Після цього проводилися вимірювання величини зміщення верху труби, а за допомогою інклінометрів визначався ступінь викривлення труби. На основі цих вимірів були побудовані криві, що характеризують зміну переміщень льоду по глибині. Ці криві відповідають епюрам швидкостей і показують, що швидкість руху верхніх шарів льодовика до глибини близько 40 м практично однакова, а нижче вона зменшується з глибиною, причому біля ложа залишається досить значною. Аналогічні результати були отримані на ряді інших льодовиків.

Спостереження за рухом внутрішніх і придонних шарів льоду підтвердили, що рух льодовика зумовлений спільною дією процесів в'язкопластичної течії та ковзання глиб льодовика по ложу, до яких можуть додаватися процеси порушення суцільності льодяного масиву, тріщиноутворення та режеляції льоду. Швидкість переміщення поверхні

складається з суми швидкостей в'язкопластичної течії та ковзання льодовика по ложу.

Контрольні запитання:

- 1 Які морфологічні типи виділяють серед наземних льодовиків?*
- 2 Опишіть механізми виникнення льодовиків.*
- 3 Що таке снігова лінія?*
- 4 Яка існує різниця між кліматичною, сезонною та істинною сніговою лінією?*
- 5 Назвіть основні гляціокліматичні показники зледеніння.*
- 6 Назвіть основні джерела живлення льодовиків.*
- 7 На які види за місцем проявлення розділяють абляції?*
- 8 Дайте визначення процесам акумуляції та абляції льодовиків.*
- 9 Назвіть основні характеристики льодовиків.*
- 10 Дайте визначення балансу маси льодовика.*
- 11 Які ви знаєте види польових вимірювань балансу маси льодовика?*
- 12 Назвіть основні закономірності руху льодовиків.*

5 ПЛАВУЧИЙ ЛІД

5.1 Основні характеристики льодяного покриву

Час початку і тривалість льодоставу залежать від кліматичних умов, температурного і вітрового режимів, товщини снігового покриву на льоді та конкретних характеристик води даного регіону. В період льодоставу відбуваються зміцнення рухомих мас льоду, наростання товщини льоду шляхом кристалізації води на нижній поверхні льодяного покриву і промерзання шуги під покривом, а також змерзання просоченого водою снігу, який знаходиться на покриві.

Товщина крижаного покриву починає збільшуватися після початку льодоставу. Потім товщина покриву зменшується, найчастіше спочатку за рахунок підтаювання на нижній поверхні, а потім унаслідок танення з поверхні. За наявності снігового покриву загальна товщина льоду може збільшуватися за рахунок водно-снігового льоду і ущільненого снігу [8].

Міцність снігового і шугового льоду істотно менша за міцність кристалічного водного льоду, тому при характеристиці льодяного покриву, крім відомостей про його загальну товщину, бажано мати дані про будову, щільність та товщину всіх шарів, з яких складається покрив.

Цілісність льодяного покриву характеризують наявністю в ньому тріщин, ополонк, промивин та проталин. Формування і розвиток льодяного покриву пов'язані з утворенням термічних тріщин, які виникають при швидкому зниженні температури повітря. Такі тріщини найчастіше розповсюджуються лише у верхніх шарах льодяного покриву, наскрізні тріщини зустрічаються рідко. При підвищенні температури тріщини "заліковуються". При зміні рівня води виникають тріщини вздовж берегів. В льодяному покриві невеликої товщини, поширеному на значній площі, тріщини можуть утворюватися під дією сил стиснення, які виникають внаслідок дії вітру. В період танення цілісність льодяного покриву порушується через утворення сніжниць, проталин і промивин.

Розподіл температури в льодяному покриві та її зміна значною мірою визначають характеристики міцності льоду і покриву в цілому. Температура нижньої поверхні льодяного покриву нульова, а верхнього шару льоду за відсутності на ньому снігу близька до температури повітря. Відповідно до добових і більш тривалих коливань температури повітря в льоді розповсюджуються температурні хвилі, які затухають з глибиною. Якщо льодяний покрив був покритий снігом, то температура поверхні льоду вища за температуру повітря і її коливання значно менші ніж в безсніжному покриві на тій же глибині [8].

Протягом зимового періоду температура верхніх шарів льоду звичайно значно нижча за температуру середніх шарів. У весняний період температура льоду у верхніх шарах підвищується і стає вищою, ніж у

середніх. Подібний розподіл спостерігається і під час відлиги. До періоду руйнування льодяного покриву температура всієї товщі льодяного покриву наближається до нульової.

5.2 Умови утворення морського льоду

Специфічна особливість замерзання морської води на відміну від прісної полягає в зниженні температури кристалоутворення при збільшенні солоності води. З солоністю пов'язані також і відмінності в процесі формування льодяного покриву. При солоності менше 24,7‰ процес охолодження і замерзання води відбувається так само, як в прісних водоймищах. Охолодження водної поверхні спричиняє вертикальне перемішування води, яке продовжується до тих пір, поки температура всієї товщі води не досягне температури найбільшої густини (табл. 5.1).

Такі води називають солонкуватими. При солоності більше 24,7‰ (солоні води) вертикальне перемішування не припиняється, аж до того часу, коли температура в перемішуваному шарі дійде до температури замерзання води при заданій солоності. Крижані голки утворюються у всьому цьому шарі, поступово спливаючи на поверхню моря [8].

Середня солоність вод Світового океану становить приблизно 35‰. В арктичних морях солоність коливається від 30 до 35‰, але в деяких місцях відбувається часткове розпріснення морської води річковими водами.

Таблиця 5.1 – Характеристики солонкуватих та солоних морських вод

| Показники | Солоність, ‰ | | | | | | |
|--------------------------------------|--------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 1 | 4 | 10 | 20 | 24,69 | 30 | 35 |
| Температура найбільшої густини, °C | 3,74 | 3,13 | 1,86 | -0,31 | -1,33 | -2,47 | -3,52 |
| Температура замерзання, °C | -0,05 | -0,21 | -0,53 | -1,07 | -1,39 | -1,63 | -1,9 |
| Найбільша густина, кг/м ³ | 1000,8 | 1003,3 | 1008,2 | 1016,1 | 1019,8 | 1024,1 | 1028,2 |

В процесі утворення первинного шару льодяного покриву кристали льоду, оточені плівками солоної води, змерзаються. При зниженні температури первинного шару в ході зростання його товщини між кристалами залишається розсіл у вигляді замкнутих плівок і каналів. Продовжується зростання кристалів льоду за рахунок виморожування розсолу, при цьому його концентрація збільшується.

Подальше охолодження сприяє випаданню деяких солей. Так, сіль CaSO_4 випадає з розсолу при $-1,9^\circ\text{C}$, а Na_2SO_4 – при $-7,6^\circ\text{C}$. Основну частину солей морської води складає хлористий натрій (близько 80%), для якого евтектична температура рівна $-22,6^\circ\text{C}$. Деякі солі зберігаються у вигляді розсолу і при більш низькій температурі, так, CaCl_2 випадає тільки при $-55,0^\circ\text{C}$.

Морський лід представляє складну чотирьохкомпонентну систему, яка складається з чистого льоду, солей, які викристалізувалися, рідкого розсолу та газоподібних включень. Солоність морського льоду істотно менша за солоність замерзаючої води, оскільки спочатку ростуть кристали чистого льоду, а включення розсолу, що залишилися, між кристалами частково мігрують у бік фронту замерзання.

Кількість солей і розсолу в льоді залежить як від солоності води, так і від інтенсивності льодоутворення. При швидкому наростанні льоду в ньому зберігається більша кількість розсолу, ніж при повільному льодоутворенні, оскільки в другому випадку збільшується час для міграційного витікання розсолу з пір між кристалами.

При підвищенні температури льоду об'єм розсолу, який знаходиться в ньому, збільшується, солоність зменшується, і підвищуються можливості для міграції розсолу та розпріснення льоду. В результаті цього солоність багаторічного льоду знижується, особливо в частинах льодяних торосів, які підносяться над поверхнею, де лід може майже повністю розпріснитись [8].

При спокійній поверхні моря після охолодження верхнього шару води до температури замерзання відбувається інтенсивне формування крижаних голок, які утворюють льодяне сало у вигляді плям, смуг або суцільного шару сірувато-свинцевого кольору. Якщо на водну поверхню, яка має температуру нижче нуля, випадають значні маси снігу, то він не тоне і утворює снігову кашу, яка називається сніжурою. При вітрі і хвилюванні з сала, сніжури і внутрішньоводного льоду утворюється шуга у вигляді скупчень крихких пористих грудок білястого кольору.

Льодяне сало, змерзаючись і потовщуючись за рахунок наростання льоду з нижньої поверхні, перетворюється на тонку еластичну кірку. При товщині кірки до 5 см вона має темний колір і називається темним ніласом. При збільшенні товщини кірки її колір стає більш світлим, така кірка називається світлим ніласом. При достатній кількості сніжури та шуги світлий нілас може утворитися, оминувши стадію темного ніласа. При деформаціях льодяного покриття і стисненні частини одного льодяного поля насуваються одна на одну і утворюють нашарований лід.

Після утворення суцільного шару льоду швидкість подальшого його наростання визначається величиною температурного градієнта в крижаній

товщі. Молодий льодяний покрив завтовшки 10-15 см називають сірим льодом через те, що на його поверхні з'являються "сольові квіти", сірі кристали льоду, просочені тими солями, які викристалізувалися на поверхні льоду. При стисненні сірий лід нашаровується і може утворювати невеликі тороси. В міру збільшення товщини до 20-30 см льодяний покрив набуває більш світлого кольору і його називають сіро-білим льодом. При подальшому збільшенні товщини його поверхня як правило покривається снігом, такий покрив називають білим льодом [8].

В льодяному покриві безперервно відбувається деякий рух розсолів під впливом градієнтів температури і пружності водяної пари, гідростатичного тиску, динамометаморфізму та інших чинників. Характер міграції, її інтенсивність залежать від того, в якому вигляді знаходиться розсіл (замкнуті осередки, міжкристалічні прошарки або крізні капіляри). В початковій стадії формування верхнього шару льодяного покриву залишаються крізні капіляри, що з'єднуються з морською водою і сприяють інтенсивній міграції розсолу та зменшенню солоності льоду. В міру збільшення товщини покриву у верхній і середній його частинах зростає кількість замкнутих пор і осередків, які в міру зниження температури зменшуються в об'ємі унаслідок вимерзання води та збільшення солоності укладеного в них розсолу.

В арктичних морях з настанням полярного дня температура льодяного покриву починає підвищуватися унаслідок проникаючої сонячної радіації. Це призводить до збільшення рідкої фази та утворення крізних капілярів, що інтенсифікують міграцію розсолів і розпріснення льоду. Солоність однорічного льоду до кінця зимового періоду у верхньому шарі до 1 м становить приблизно 5‰, а в більш глибоких горизонтах – 5-9‰. В льодяному покриві, що зберігся протягом літнього періоду, солоність зменшується до 2-1‰.

5.2.1 Типи морського льоду

Типи морського льоду можна визначити за відомою класифікацією Черепанова М.В., який в 1976 році виділив 9 типів морського льоду, які розрізняються за своєю будовою залежно від умов льодоутворення (рис. 5.1). Деякі характеристики виділених типів льоду були приведені в таблиці 5.2.

Тип В1. Утворюється при стійкому термічному режимі прильодового шару води з добре розвиненою вертикальною конвекцією. Зустрічається в припаї поза зоною розповсюдження річкових вод. Має чітко виражену просторову впорядкованість кристалів, які ростуть зверху вниз на всю товщу льодяного покриву. Лід світло-сірого кольору через велику кількість дрібних (0,1 – 0,5 мм) сольових і повітряних включень, розташованих вертикальними ланцюжками. Кристали мають форму волокон.

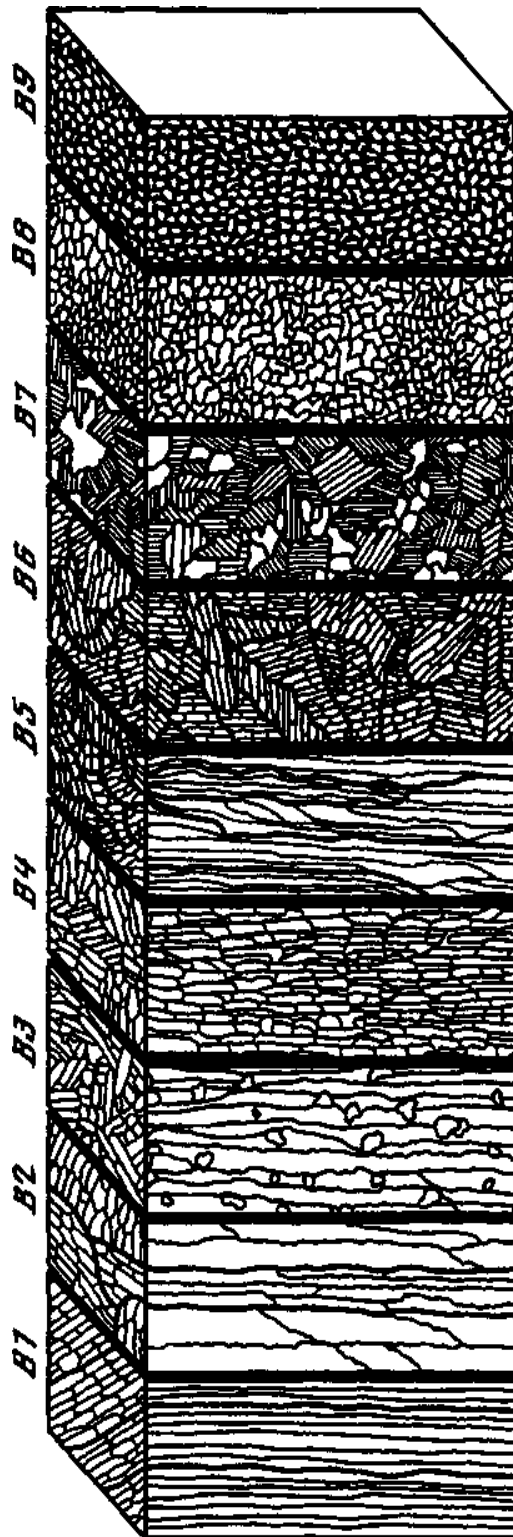


Рисунок 5.1 – Типи морського льоду

Тип В2. Утворюється при невеликих порушеннях стабільності орієнтованого зростання кристалів через різкі коливання температури і солоності прильодового шару води. Цей тип льоду характерний для значних полів дрейфуючого льоду в Арктиці та частини припайного льоду в Антарктиці. Лід має волокнисту структуру, як і лід типу В1, тільки

кристали у вертикальному напрямі обмежені своїми розмірами (близько 200-300 мм). Відрізняється складнішою гіллястою системою розташування сольових і повітряних включень.

Тип В3. Утворюється при порушенні стабільності зростання кристалів та інтенсивному надходженні до фронту кристалізації внутрішньоводного льоду. Цей тип дуже поширений серед дрейфуючого і припайного льоду в Арктиці в зонах інтенсивних переміщень та наявності ополонок. Характерні два види кристалів: волоконисті, як у льоді типу В2, та ізометричні, які розташовані хаотично або створюють скупчення на певних горизонтах.

Тип В4. Утворюється в районах стаціонарних ополонок в дрейфуючому і припайному льоді. Відрізняється від типу В3 тим, що кристали льоду в ньому дрібніші і напрямі їх осей не впорядковані.

Тип В5. Утворюється за наявності на поверхні води великої кількості центрів кристалізації, а також при замерзанні води в зимовий період в умовах низької температури і інтенсивного льодоутворення. Солоність такого льоду в порівнянні з іншими типами підвищена.

Таблиця 5.2 – Характеристики морського льоду (Черепанов, 1976)

| Тип льоду | Середній об'єм кристалів в м ³ | Солоність, ‰ | Густина, кг/м ³ | Міцність на вигин дискових пластин при -10,0°C, МПа |
|-----------|---|--------------|----------------------------|---|
| В1 | 2,8 10 ³ | 1,5-4,0 | 910-930 | 1,1-1,6 |
| В2 | 250 | 1,5-4,0 | 910-930 | 0,9-1,6 |
| В3 | 130 | 1,6-3,5 | 910-950 | 1,1-1,4 |
| В4 | 50 | 1,6-3,0 | 930-950 | 0,7-1,2 |
| В5 | 10 | 4,0-15,0 | 900-920 | 0,7-1,4 |
| В6 | 150 | 2,0-5,5 | 900-935 | 0,7-1,5 |
| В7 | 50 | 2,0-6,0 | 850-900 | 0,7-1,0 |
| В8 | 35 | 2,0-7,0 | 880-900 | 0,5-1,0 |
| В9 | 1 | 2,0-14,0 | 850-900 | 0,6-0,7 |

Тип В6. Утворюється при замерзанні морської води в умовах різких змін гідрологічного режиму – при змінах швидкостей і напрямку течій, різких коливань температури та солоності води. Є характерним для околичних морів, проток і районів, прилеглих до гирл річок. Структура льоду хаотична.

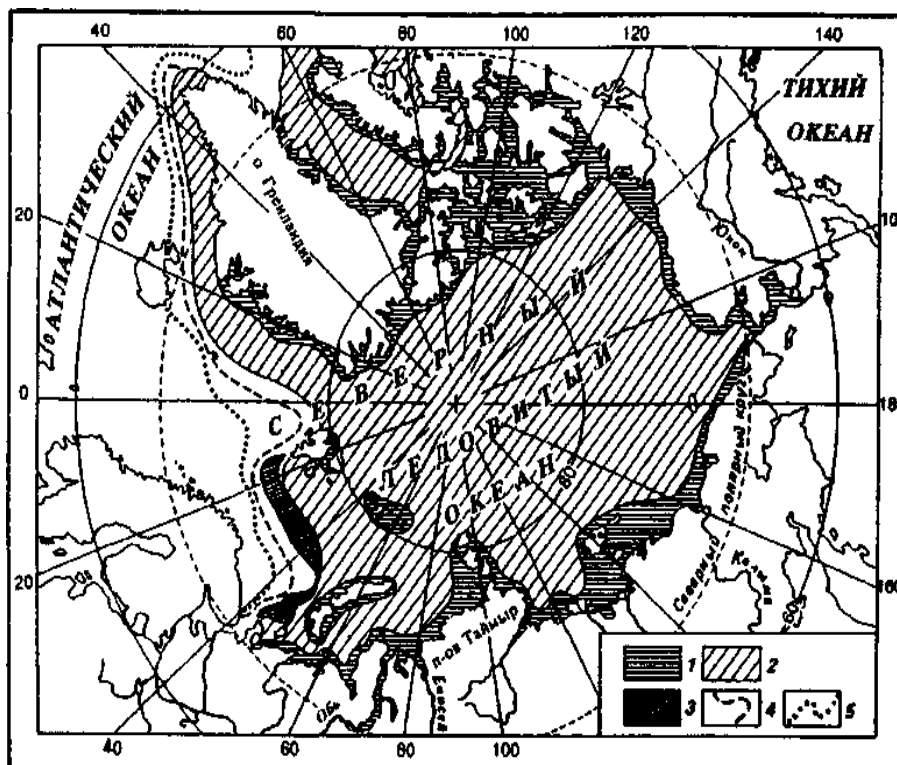
Тип В7. Формується при сильному вітровому перемішуванні води на мілководних ділянках моря, яке супроводжується інтенсивним утворенням шуги і внутрішньоводного льоду. Структура хаотична.

Тип В8. Утворюється при змерзанні зерен снігу з дрібними кристалами внутрішньоводного льоду. Поширений скрізь, особливо широко в Антарктиці. Структура хаотична.

Тип В9. Утворюється в процесі поступової інфільтрації в сніг і замерзанні морської води, яка виступає на поверхню льоду під вагою снігового покриву. Лід дрібнозернистий хаотичної структури. Лід цього типу широко поширений в Антарктиці, де складає більше чверті всього об'єму морського льоду.

5.2.2 Розповсюдження морського льоду

Площа розповсюдження морського льоду змінюється по сезонах від 9 до 18 млн. км² в Північній півкулі і від 5 до 20 млн. км² в Південній. Максимальний розвиток льодяного покриву в Північній півкулі спостерігається в лютому-березні, а в Антарктиці – у вересні-жовтні. В цілому на земній кулі морський лід з урахуванням сезонних коливань покриває 26,3млн. км² при середній товщині покриву близько 1,5 м. Морський лід утворюється у всіх морях Північного Льодовитого океану (рис. 5.2).



1 – припай, 2 – лід, 9-10 балів, 3 – лід, 5-8 балів;
4 – межа максимального розповсюдження льоду згуртованістю 5 балів і більше; 5 – межа максимального розповсюдження льоду згуртованістю 1 бал і більше

Рисунок 5.2 – Розповсюдження морського льоду в Північному Льодовитому океані

Взимку він формується також в Беринговому, Охотському, Азовському, Аральському і Білому морях. У Фінській, Ботнічеській та Ризькій затоках Балтійського моря, в північних частинах Японського та Каспійського морів і часом на північно-західному узбережжі Чорного моря [8].

В Арктиці виділяють шість градацій однорічного та багаторічного льоду, який розрізняється за товщиною і часом його існування. Однорічний лід називається тонким при товщині 30-70 см, середньої товщини – від 70 до 120 см і товстим – більше 120 см. Дворічний лід має товщину 180-280 см, три- і чотирирічний – 240-280 см. Товщина багаторічного льоду досягає 280-360 см. В період максимального розвитку льодяного покриву в Північному Льодовитому океані багаторічний лід займає 28% загальної площі, дворічний – 25%, однорічний та молодий – 47%.

В Південній півкулі льодяний покрив розвивається з квітня по вересень концентрично навкруги Антарктиди (рис. 5.3). Багаторічний лід там практично не зустрічається, а дворічний займає менше 25% площі максимального розвитку льоду.

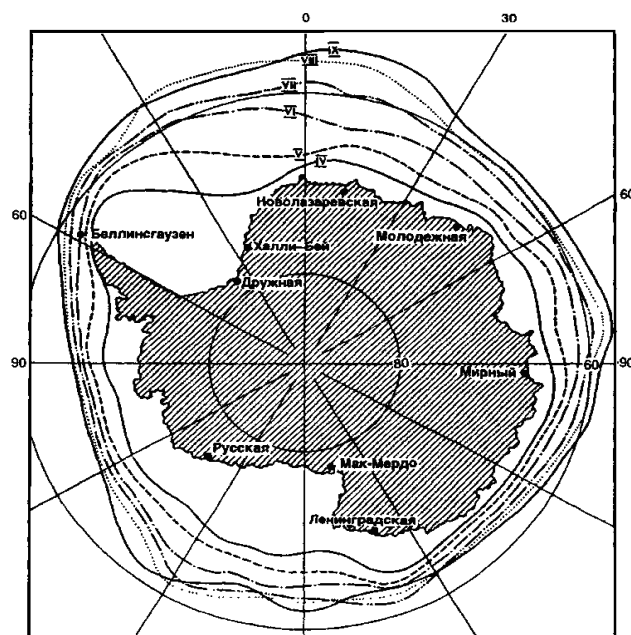


Рисунок 5.3 – Розвиток льодяного покриву в Південній півкулі з квітня по вересень

Розповсюдження льоду в морях характеризується їх згуртованістю, яка оцінюється за десятибальною шкалою, де бали відповідають десятим часткам відношення площі, зайнятої дрейфуючим льодом, до загальної площі даної території.

5.2.3 Деформація, торосіння, танення та дрейф льоду

Морський лід за ступенем своєї рухомості підрозділяється на нерухомий і дрейфуючий. Основною формою нерухомого льоду є припай,

який може утворюватися шляхом природного замерзання води або ж в результаті примерзання до берега дрейфуючого льоду будь-якої вікової категорії. До нерухомого льоду відносяться також стамухи – торосисті утворення, які сидять на ґрунті на мілководді або біля берега. Вся решта видів морського льоду відноситься до категорії дрейфуючих, які переміщуються під дією вітру і течій.

В результаті неоднорідності полів вітру і течій, відмінностей в товщині і будові льодяних полів і складної взаємодії з берегами, дрейф льодяних полів, крижин та шматків льоду відбувається нерівномірно. Це призводить до їх зіткнень, деформацій та розломів [8].

Дрейфуючий лід за згуртованістю підрозділяється на окремі крижини, рідкий лід, згуртований лід, дуже згуртований лід та суцільний лід. Рух ущільненого льоду супроводжується деформаціями, які включають переміщення і зсуви льодяних полів і крижин відносно один одного, обертання крижин, утворення торосів, тріщин та розводь. В результаті переміщень і деформації відбувається перерозподіл льоду на поверхні моря, змінюється їх згуртованість, змінюються будова і морфологія льодяного покриву.

Після об'єднання льоду до 9-10 балів, якщо сили, які його спричинили продовжують діяти, починається стиснення, при якому відбуваються нашарування і торосіння льоду. Нашарування відбувається у вигляді підповзання одних крижин під інші, що є характерним для ніласового та тонкого молодого льоду. При стисненні товстішого льоду утворюються тороси у вигляді нагромадження уламків крижин. Найбільш інтенсивне торосіння спостерігається серед сіро-білого і білого льоду.

Процес торосіння полягає в розламуванні льодяного покриву з подальшим нахилом уламків аж до вертикального положення, роздробленні крайок крижин, нашаруванні крижин одна на одну, нагромадженні льодяних валів і пасм. При відносному переміщенні льодяних полів утворюються довгі прямі пасма торосів з мілкороздрібненого льоду. Пасма торосів зсувного походження характерні для районів, де спостерігаються істотні відмінності швидкостей дрейфу. При зближенні льодяних полів і стисненні утворюються хаотичні нагромадження порівняно великих уламків льоду.

На межі припаю з рухомим льодом залежно від напрямку дрейфу можуть виникати тріщини, розвіддя або ж утворюються зсувні пасма торосів або тороси стиснення. При малій глибині моря та інтенсивному торосоутворенні підшви торосів можуть досягати ґрунту. Такі тороси проорюють борозни на дні. Висота торосів у відкритих арктичних морях іноді перевищує 10 м, а в прибережних акваторіях може досягати 15-20 м.

На пологих берегах в результаті натиску льоду з боку моря виникають берегові вали льоду, які можуть насуватися в глиб узбережжя на десятки метрів. Висота нагромаджень льоду на березі може досягати 20 м і більше.

Залежно від причин, які викликають поступальний рух льоду, виділяють декілька різновидів дрейфу. Вітровий дрейф виникає під дією вітру. Такий дрейф продовжується деякий час після припинення вітру, оскільки дрейфуючий лід залучає до руху верхні шари води. Швидкість вітрового дрейфу морського льоду близька до 1:50 швидкості вітру. Напрямок дрейфу зазвичай не співпадає з напрямом вітру. В арктичних морях під дією сил Коріоліса напрям дрейфу відхиляється вправо від напрямку вітру на кут 28° , а в антарктичних морях – в протилежний бік. В багатьох морях, наприклад, в Білому, Баренцовому, Беринговому, Охотському та інших, важливу роль відіграє припливний дрейф льоду, зумовлений течіями при припливах і відпливах.

На напрям дрейфу в значній мірі впливають близькість берегової лінії, наявність островів і мілин, рельєф дна. В результаті одночасного впливу безлічі чинників дрейф льоду часто буває нерівномірним, окремі масиви і скупчення льоду можуть дрейфувати у різних напрямках та з різними швидкостями. Межі між ними називаються дрейфорозділами, для яких характерна наявність смуг тертого льоду і поясів торосів. В Північному Льодовитому океані чітко виявляються два основні напрями дрейфу льоду: трансарктичний в Євразійському секторі Арктики і антициклональний в Американському (рис. 5.4). Трансарктичний потік розповсюджується від Східносибірського моря через Північний полюс на північний схід від Гренландії. В цей же потік втягується лід з Карського моря і моря Лаптевих [8].

В районах між Північною Америкою (Аляскою та Канадою) і Північним полюсом лід рухається за годинниковою стрілкою відповідно до антициклонічної циркуляції. Тут виникає замкнутий кругообіг льоду, названий спіраллю Бофорта. Лід з цих районів частково потрапляє в трансарктичний потік, з яким виноситься в Північну Атлантику, а його частина здійснює повторний кругообіг (повний кругообіг займає близько 7 років). У зв'язку з цим в основних потоках дрейфу переважає багаторічний лід. Швидкість дрейфу в генеральному трансарктичному напрямі становить 2-3 км/д. У районі між Гренландією та Шпіцбергенем швидкість дрейфу до 10 км/ д, а далі швидкість винесення льоду в Гренландське море зростає до 20 км/ д і більше. Середні річні швидкості дрейфу – від 0,4 до 4,8 км/ д.

Антарктичний лід поблизу від материка дрейфує переважно на захід. Частина льоду, відхиляючись на північ під впливом виступів берегової межі, потрапляє в Антарктичну колову течію. Через рух льодяний покрив звичайно не буває суцільним, найчастіше він складається з льодяних полів різного віку, розділених розвіддями та ополонками.

Розміри крижаних полів зменшуються до крайки льоду. Спостерігаються ділянки відкритої води у вигляді за припайних ополонок, особливо біля західних берегів материкових виступів, а західні ділянки

морів забиваються ущільненим льодом. У зв'язку з цим послаблюється винесення льоду з морів Беллінсгаузена та Амундсена, а в морі Уедделла спостерігається підвищена льодовитість. В цих морях була відзначена найбільша товщина льоду (більше 2 м) і найбільш виражена торосистість. В цілому торосистість Антарктичного морського льоду менша, ніж в Північному Льодовитому океані.

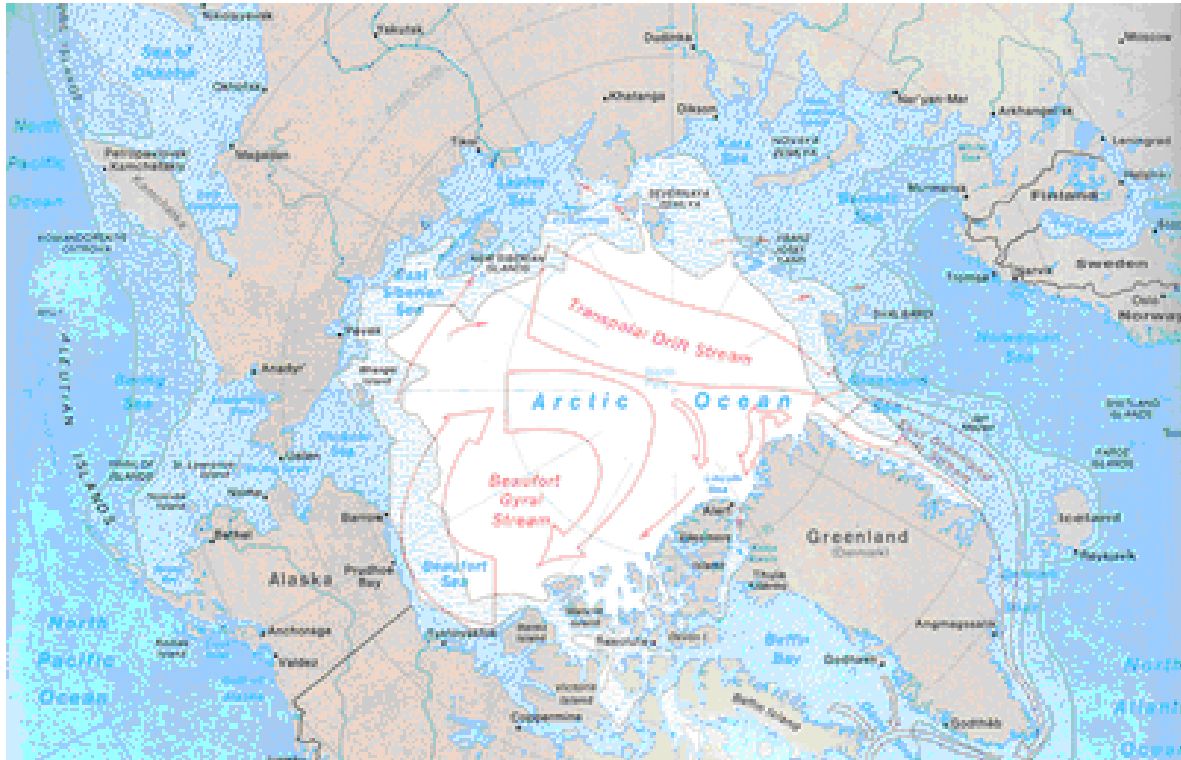


Рисунок 5.4 – Дрейф льоду у Північному Льодовитому океані

Дрейф Антарктичного морського льоду знаходиться в складній взаємодії з дрейфом айсбергів, які утворюються з усіх боків Антарктиди в результаті обломлення крайових ділянок покривних, материкових, вивідних та шельфових льодовиків, які сповзають в океан. Частина айсбергів затримується на мілководдях, а велика частина рухається по складних траєкторіях в результаті сумісної дії течій, вітру і дрейфу льоду. Айсберги найчастіше переміщаються повільніше ніж лід, а при зміні напрямку вітру і наявності підповерхневих протитечій вони можуть дрейфувати в напрямі, протилежному дрейфу льодяного покриву [8].

Танення льоду починається ще при від'ємній температурі повітря. В міру збільшення тривалості та інтенсивності сонячного сяйва температура підповерхневого шару льоду або розташованого на льодяному покриві снігу підвищується за рахунок проникаючої радіації. При достатній кількості радіаційної енергії починається часткове танення з утворенням води, мігруючої в нижче розташовані шари. Такий процес найбільш інтенсивно

відбувається в тому випадку, коли льодяний покрив був покритий шаром снігу.

До початку сезону танення в кризі залишається ще деякий "запас холоду", коли температура середньої товщі льодяного покриву має від'ємне значення. В тих випадках, коли відтік тепла від нижньої поверхні льоду вгору перевищує приплив тепла від води, може відбуватися додаткове наростання льоду знизу, навіть тоді, коли лід вже тане зверху. Після того, як середньодобові температури повітря стають додатними, танення льоду відбувається внаслідок сумісної дії сонячної енергії і турбулентного теплообміну.

Завдяки таненню снігу на кризі утворюються плями просоченого водою снігу (сніжниці), потім з'являються невеликі і неглибокі скупчення води, обмежені просоченим водою снігом. Вслід за цим на кризі утворюються озерки у вигляді невеликих водойм з чітко вираженими контурами. На рівному припайному льоді і полях однорічного льоду між багаторічними полями морський лід може покриватися суцільним шаром річкової або морської води.

В початковий період танення відбувається переважно на поверхні. Після стадії утворення сніжниць, калюж, озерків і затоплення поверхні льодяного покриву утворюються проталини у вигляді отворів під сніжниками. Місцями льодяний покрив набуває сотоподібної будови ("гнилий лід"). Руйнуванню льодяного покриву сприяє дрейф льоду. Після роздроблення покриву і прогрівання поверхневих шарів води додається танення крижин з бічних і нижніх поверхонь. Руйнування і танення льодяного покриву найбільш інтенсивно відбуваються в районах крайки припайного льоду.

На морях помірних широт лід розтає повністю до початку літа. В арктичних морях процес танення продовжується все літо, і частина товстого однорічного льоду залишається на наступну зиму. Ступінь руйнування льоду в процесі танення оцінюється візуально за п'ятибальною шкалою. За відсутності зовнішніх ознак танення руйнування оцінюється в нуль балів, а 5 балів відповідають руйнуванню на межі повного зникнення льоду [8].

Контрольні запитання:

- 1 *Які основні умови утворення морського льоду?*
- 2 *Як впливає солоність води на утворення морського льоду?*
- 3 *Які типи морського льоду ви знаєте?*
- 4 *Як коливається площа розповсюдження морського льоду в залежності від пори року в Північній та Південній півкулях?*
- 5 *На які типи підрозділяється морський лід за ступенем своєї рухомості?*

6 ІСТОРІЯ МОНІТОРИНГУ КРІОСФЕРИ

6.1 Гляціокліматичний моніторинг

Моніторинг стану сніго-льодових ресурсів включає визначення різних показників, які характеризують льодовики, сніжники, сніговий покрив, полії, льодяні покриви. Так, для гірських льодовиків проводяться визначення їх розмірів та об'ємів, співвідношення площ областей живлення та абляції, зміни балансу маси та льодовикового стоку, швидкостей руху і т.д.

Гляціокліматичний моніторинг передбачає використання гляціологічних показників як індикаторів кліматичних умов. Аналіз льодяного керну, витягнутого при бурінні свердловин на льодовиках, дає можливість отримати відомості про кліматичні умови за тривалий період часу.

Узагальнення даних про положення меж живлення та величини акумуляції льодовикових систем для різних регіонів Землі дозволяє оцінити напрям вологопереносу над гірською територією, перерозподіл опадів та стік на відповідних територіях. Аналіз багаторічних рядів спостережень за великим числом льодовиків дозволяє виявити зв'язки коливань льодовиків зі зміною форм циркуляції атмосфери.

Стеження за стихійними та небезпечними нівально-гляціальними явищами в природі дає можливість накопичувати та узагальнювати відомості, необхідні для прогнозування таких явищ і вжиття заходів щодо захисту від їх шкідливої дії. Найбільш небезпечні та часті явища – це схід снігової лавини, різкі переміщення льодовиків, гляціальні селі та водо-снігові потоки. Моніторинг стихійних явищ є вельми складною задачею, оскільки вони відбуваються не періодично, і наперед важко прогнозувати час прояви та масштаби небезпечного процесу.

Стеження за антропогенними змінами в гляціосфері дає інформацію для оцінки масштабів впливу людської діяльності на природу. Розділення природного та антропогенного факторів дуже складне, і саме спостереження на льодовиках у ряді випадків допомагають більш точно оцінити роль кожного з цих чинників. Так, аналіз пилових вкраплень в льодяному керні з пробурених на льодовику свердловин дозволяє уточнити джерела надходження цього пилу на льодовик та особливості циркуляції атмосфери в минулому. Додаткові геохімічні аналізи дають інформацію про ступінь забруднення льодовикового району антропогенними факторами.

Гляціокліматичний моніторинг був заснований на раціональному поєднанні дистанційних та прямих наземних спостережень. Види, об'єм, періодичність спостережень та їх точність визначаються конкретними задачами моніторингу. Основні результати проведених раніше спостережень за природним льодом були узагальнені в "Атласі сніго-льодових ресурсів Світу" (1997) [1].

Атлас дає конкретне уявлення про розповсюдження і особливості існування всіх видів снігу та льоду на Землі: твердих опадів, снігового покриву, снігової лавини, гірських льодовиків, льодовикових покривів, морського, озерного та річкового льоду, підземного льоду та поліїв, кліматичних умов існування снігу й льоду, снігового та льодовикового стоку, древнього зледеніння, запасів снігу й льоду. Атлас став науковою базою для подальшого розвитку й вдосконалення гляціологічного моніторингу.

В числі найближчих задач гляціологічного моніторингу можна виділити розробку та впровадження в практику комплексних систем спостережень за станом та еволюцією льоду і спеціалізованих спостережень для вирішення конкретних інженерних та екологічних проблем.

При моніторингу снігового покриву збільшується частка аеровізуальних спостережень та космічної зйомки. Наприклад, перспективно в гірських районах застосування гамма-зйомки для визначення снігозапасів на гірських схилах, стеження за змінами форм снігової поверхні в результаті вітрового снігопереносу та спостереження за лавинною активністю. На рівнинних територіях бажано підвищити точність результатів спостережень за змінами параметрів снігового покриву (товщина, щільність, маса, рівномірність залягання, терміни виникнення та зникнення) як для великих територій, так і для локальних ділянок. Особливу складність представляє одержання детальних відомостей, які потрібні для проведення конкретних агро меліоративних заходів та захисту від снігових заметів [2].

При моніторингу гірських льодовиків та льодовикових покривів істотне розширення інформації дають зйомки з метеорологічних та ресурсних супутників і космічної станції. Завдяки цьому змінюється наше уявлення про еволюцію багатьох маловивчених льодовиків. Так, виявилось, що багато льодовиків, які вважалися відносно стаціонарними, періодично пульсують і їх кінці просуваються на значні відстані. Аерокосмічні зйомки підтверджують наземні вимірювання на льодовиках з урахуванням інформації, одержуваної на станціях гідрометеослужби. Подальший розвиток моніторингу гірського та покривного зледеніння потребує розширення області дистанційних вимірювань і уточнення методики розрахунків ряду параметрів льодовиків за непрямими ознаками.

Зокрема, бажано вдосконалювати способи визначення товщини гірських льодовиків й уточнення їх об'ємів та маси. Якщо на великих льодовикових покривах їх товщину та будову можна достатньо точно визначити або методом радіозондування, або за допомогою станцій радіолокації, встановлених на літаках, то більшість гірських льодовиків залишається важкодоступною для таких вимірювань. Багато перешкод для визначення параметрів льодовиків виникає в зонах тріщиноутворення. Тому видається перспективною розробка непрямих розрахунків параметрів льодовикових потоків залежно від рельєфу, геоморфологічних

характеристик поверхні льодовика та поверхневих швидкостей переміщення льоду.

Бажано отримати додаткову інформацію про реакцію льодовиків на зміни кліматичних умов. Спостереження за коливаннями льодовиків в повному обсязі виконуються рідко та найчастіше обмежуються скороченими поверхневими спостереженнями за льодовиком в цілому і більш детальними спостереженнями лише за формою та переміщеннями їх кінців. Прогнозування подальшої еволюції льодовиків потребує більш детальних даних про зміни поверхні льодовиків, про розподіл внутрішніх напруг стиснення та зсуву, про швидкість руху крижаної маси та кінетичних хвиль.

Постійну й регулярну інформацію про стан морського льоду надають телевізійні та сканерні знімки з супутників. Вони дозволяють оперативно оцінювати льодову обстановку для мореплавання та визначати зміни льодяного покриву за певні проміжки часу. Так, аналіз космічних знімків 1978-1987 рр. показав (Котляков, 1997), що середня глобальна площа морського льоду за цей час зменшилася на 2,5%, причому інтенсивність скорочення площі льоду в Арктиці виявилася більшою, ніж в Антарктиці.

В найближчі роки передбачається розширення гляціологічного моніторингу. В гляціологічному моніторингу повинні застосовуватись нові види дистанційних і супутникових різновидів зйомок – інфрачервоної, радіометричної, радіолокації та ін. [2].

6.2 Всесвітня служба моніторингу льодовиків

За ініціативою Міжнародної комісії снігу та льоду в 1976р. при Цюріхському федеральному технологічному інституті було створено Тимчасовий технічний секретаріат, задачею якого стала стандартизація спостережень за коливаннями льодовиків та вимірювань балансу їх маси, а також підготовка до видання Всесвітнього каталогу льодовиків. В 1986р. цей секретаріат було перетворено на Всесвітню службу моніторингу льодовиків (WGMS - World Glacier Monitoring Service).

До числа основних її задач входить:

- 1) продовження збору та публікація стандартизованих відомостей про коливання льодовиків за п'ятирічні інтервали;
- 2) вдосконалення, поповнення Всесвітнього каталогу льодовиків;
- 3) публікація результатів мас-балансових вимірювань на репрезентативних льодовиках з дворічним інтервалом;
- 4) використання супутникових спостережень за важкодоступними льодовиками для більш повного охоплення світової системи льодовиків.

Були проаналізовані запропоновані раніше методики спостережень за льодовиками та була проведена робота щодо їх вдосконалення, перш за все, у напрямку спрощення спостережень, які проводяться, при одночасному підвищенні інформативності одержаних результатів.

В 1988р. було вдосконалено положення про Всесвітній кадастр льодовиків, задачею якого залишається узагальнення даних про глобальне розповсюдження льодовиків та їх коливання у зв'язку зі змінами клімату, а також одержання більш точних відомостей про льодовики як про сховища прісної води.

Контрольні запитання:

- 1 Що називається гляціокліматичним моніторингом?*
- 2 Основні задачі Всесвітньої служби моніторингу льодовиків?*
- 3 Назвіть найбільш небезпечні та часті гляціальні явища.*
- 4 Чому моніторинг стихійних явищ виявляється складною задачею?*
- 5 Яку інформацію дає стеження за антропогенними змінами в гляціосфері?*
- 6 В чому полягає практичне значення «Атласу сніго-льодових ресурсів Світу»?*

7 ВИВЧЕННЯ НІВАЛЬНО-ГЛЯЦІАЛЬНИХ СИСТЕМ МИНУЛОГО

7.1 Задачі і методи палеогляціології

Галузь гляціології, яка вивчає природні нівально-гляціальні системи минулого, в яких домінуюча роль належала льоду і в першу чергу льодовикам, одержала назву палеогляціології (Гляціологічний словник, 1984). Задачею палеогляціології є реконструкція для різних періодів часу у минулому фізичних параметрів льодяних утворень: розмірів, форми та будови льодяних тіл, їх географічного розповсюдження, балансу маси та їх складових, температурного режиму й теплового балансу.

Методи палеогляціології базуються на комплексних даних про сліди існування стародавніх зледенінь та спостереження на існуючих льодовиках. Досліджуються сліди льодовикової екзарації й акумуляція, речовинний склад та ізотопні характеристики льодовикових відкладів й різні інші характеристики стародавніх зледенінь. При аналізі цих даних використовуються результати сучасних спостережень та відомості про механізми масоенергообміну льоду із землею корою, атмосферою та океаном.

На основі вивчення окам'янілих моренних та льодовиково-морських відкладів (тилітів), екзараційних форм рельєфу й ряду інших ознак зроблені оцінки льодовикової історії нашої планети. Виявлено, що у минулому на Землі неодноразово виникали покривні зледеніння. Сліди стародавніх зледенінь збереглися на всіх материках. Встановлено, що в історії стародавнього зледеніння можна виділити чотири гляціологічні ери (гляціери) – Канадську на початку раннього протерозою (2,45-2,2 млрд. р.тому), Африканську в кінці рифею та у венді (900-580 млн. р.тому), гондванську в середньому та пізньому палеозої (380-240 млн. р.тому) і лавразійську в пізньому кайнозої, яка продовжується й зараз (Котляков, 1994) [3, 8, 9].

Епохи зледеніння займали майже стільки ж часу, як і теплі безльодові періоди. Сильні похолодання клімату та розширення площі покривних зледенінь супроводжувалися евстатичним зниженням рівня Світового океану більш ніж на 100 м. Давні зледеніння були часом не тільки похолодань, але й контрастної кліматичної зональності.

В межах виявлених гляціологічних ер льодовикові періоди чергувались з відрізками часу, для яких сліди зледеніння не були знайдені. Для визначення конкретних часових меж існування стародавніх зледенінь та гляціер поки відомостей недостатньо, тому багато визначень слід розглядати як гіпотетичні. Більш певні відомості є про покривні зледеніння в період 21-17 тис. р. тому (рис. 7.1) Були розроблені достатньо переконливі гіпотези про існування крупних льодовикових покривів на північно-західній околиці Євразії, в Північній Америці.

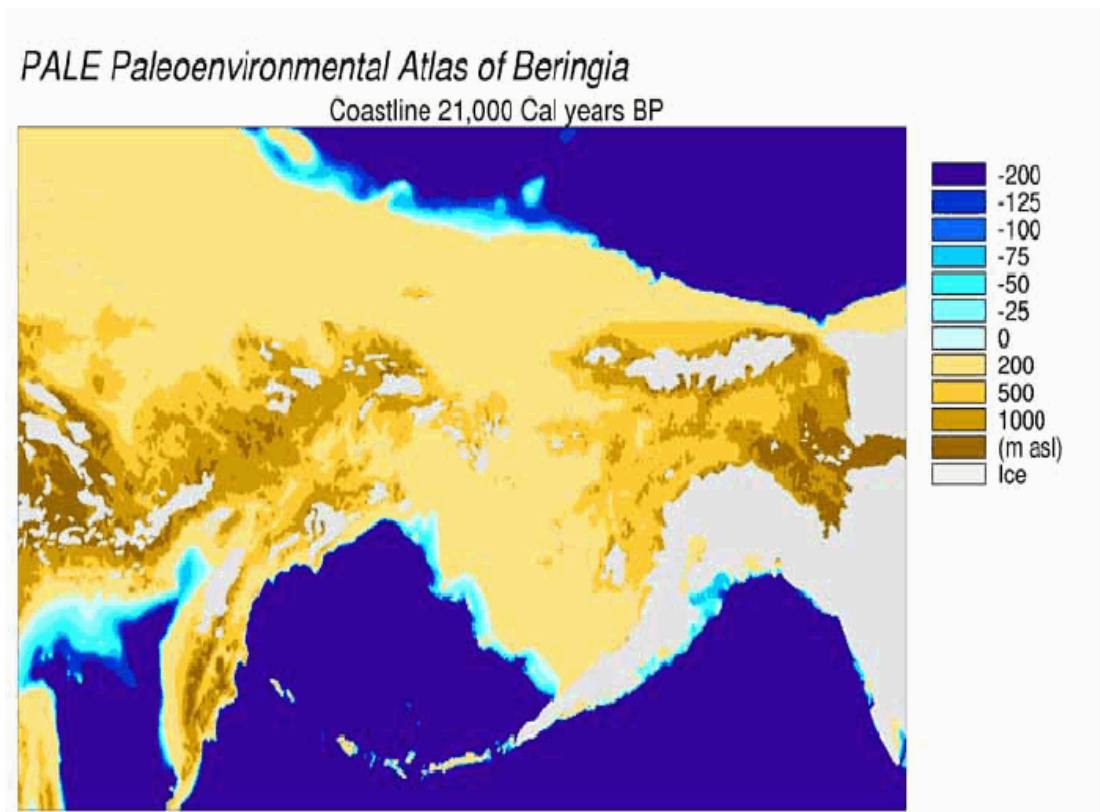


Рисунок 7.1 – «Берингійський сухопутний міст» під час останньої дегляціації після 21 тис. років тому до сучасності

Євразійський льодовиковий покрив, мабуть, виникав і зникав багато разів. Останній раз він досягав свого максимуму між 21 та 17 тис. років тому. Єдиної думки про його розміри поки нема. За однією з реконструкцій (Гросвальд, 1983), він складався зі сполучених разом чотирьох льодовикових щитів, вершини яких мали від 1,9 до 3,3 км. За іншими гіпотезами він був агломерацією великого числа порівняно дрібних льодовикових куполів.

Північноамериканський льодовиковий покрив імовірно вперше виник 2,8 млн. років тому, після чого, так само як і Євразійський, багато разів зникав і досягав максимуму між 21 й 17 тис. р.тому. Його максимальна площа оцінюється в 18 млн. км², причому на більшій частині площі він розповсюджувався на шельф та приморські низовини, тобто був більш ніж на половину й морським. Патагонський давньольодовиковий комплекс представляє собою систему льодовикових щитів та сітчастих льодовиків. Його максимальна площа на узбережжі Тихого океану близько 500 тис. км².

Інтервал часу з XIII до кінця XIX ст. відзначався значним похолоданням клімату, зниженням снігової лінії й наступом льодовиків в багатьох гірсько-льодовикових районах Світу. Цей інтервал одержав назву малого льодовикового періоду. Після нього почався повсюдний відступ кінців льодовиків та зменшення зледеніння. Сліди розповсюдження льодовиків під час малого льодовикового періоду в багатьох місцях виразно

збереглися. Це дозволило оцінити останній розвиток зледеніння достатньо точно.

Останнім часом все більшу роль у вивченні нівально-гляціальних систем минулого відіграє аналіз керн з глибоких свердловин, пробурених на льодовиках в зонах акумуляції. Буріння на льодовиках проводиться з середини минулого століття, і весь час удосконалюються способи аналізу керну. Першою глибокою свердловиною на полярному льодовиковому покриві була пробурена гляціологами США в 1960-1966 рр. свердловина на ст. Кемп-Сенчурі в Гренландії на всю потужність льодовикової товщі (1970,5 м). В 1966-1968 рр. на ст. Берд в Західній Антарктиді була пробурена свердловина, яка досягла ложа на глибині 2164 м.

Найглибші свердловини були пробурені в Антарктиді на ст. Восток. До вересня 1993 р. глибина чергової свердловини досягла 2755 м. Аналіз льодяного керну та вмісту в ньому дейтерію, мікрочастинок, парникових газів та ізотопів дозволив оцінити зміни температури повітря за період 240 тис. років, тобто охопив два останні кліматичні цикли (Котляков, 1997). В 1996 р. свердловина досягла глибини 3350 м. Аналіз нижньої частини льодяного керну дав можливість отримати дані про палеоклімат в центральній частині Антарктиди ще за два кліматичні цикли, тобто за 400 тис. років [3, 8-14].

Не дивлячись на складнощі організації бурових робіт на гірських льодовиках, цьому напрямку досліджень надається все більшої уваги, особливо бурінню свердловин на льодовиках, де можна отримати відомості про тривалі періоди накопичення льоду. Аналіз кернів з таких свердловин в поєднанні з комплексом спостережень за льодовиками використовується для перевірки моделей розвитку льодовикових систем і прогнозування їх подальшої еволюції.

7.2 Сучасний клімат у ряді останніх чотирьох кліматичних циклів

Уявімо на базі наших досліджень в Антарктиді, як сучасний клімат співвідноситься з кліматом останньої геологічної епохи – пізнього плейстоцену й голоцену. На станції "Восток", розташований на висоті 3,5 км в центральній частині Східної Антарктиди, в 1970-х роках радянська антарктична експедиція почала бурити льодовикову свердловину, яка до кінця 1990-х досягла глибини 3623 м [3, 8-14].

Вивчення крижаного керн, узятим з різних глибин, дозволяє досліджувати співвідношення ізотопів кисню та водню в льоді та за їх співвідношенням судити про відхилення минулої температури від сучасної. А аналіз газів, які знаходяться в древньому льоді, дозволяє спізнати вміст парникових газів в атмосфері минулого.

Аналіз крижаного керн, узятим з цієї свердловини, дав можливість детально вивчити чотири кліматичні цикли, що охоплюють 420 тис. років

(рис. 7.2). Впродовж усього цього часу хід температури та вмісту парникових газів відбувався паралельно: в холодні епохи кількість вуглекислого газу й метану в атмосфері зменшувалася, а в теплі епохи, навпаки, збільшувалася.

Добре видно паралельний хід температури повітря та вуглекислого газу та подібний же хід рівня Світового океану, що свідчить про відповідне зростання і деградацію льодовикових покривів на Землі.

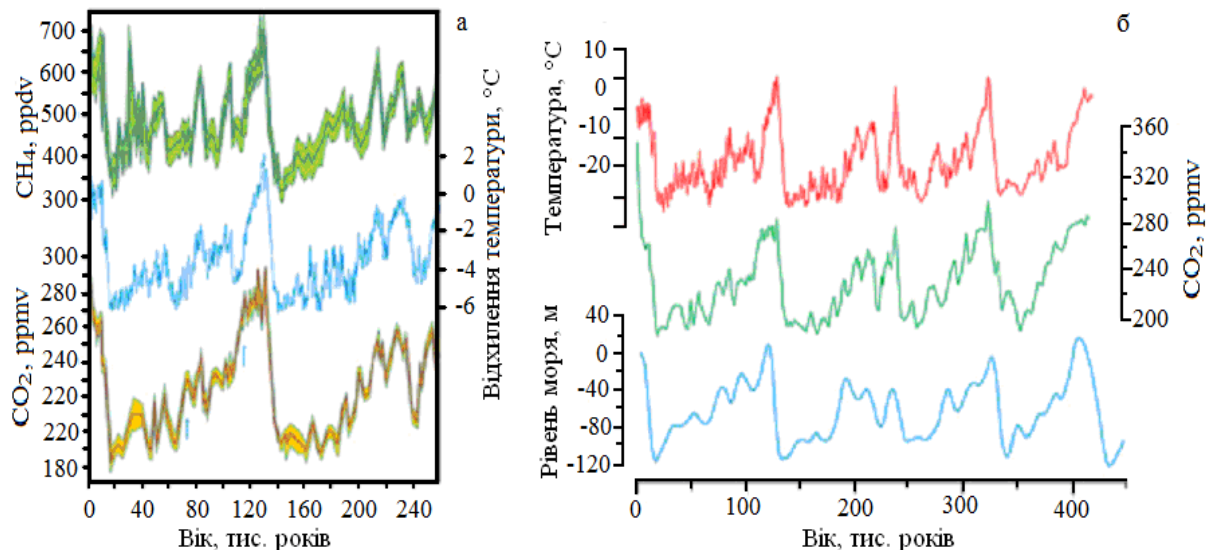


Рисунок 7.2 – Зміна температури та вмісту парникових газів за даними крижаного керна з глибокої свердловини на станції "Восток" за два (ліворуч) і чотири (праворуч) кліматичні цикли

Показані на графіку три попередніх міжльодовиків'я, які передували голоцену, були набагато теплішими в порівнянні з ним, тобто глобальна температура в сучасну епоху все ще на 1,5-2,0°C нижча, ніж була у той час. А це означає, що, незважаючи на можливу антропогенну дію, коливання температури на Землі не виходять за рамки природних змін, характерних для останньої геологічної епохи.

На графіку також видно, що голоцен в цілому не схожий на попередні міжльодовиків'я – він триваліший і не такий теплий. Швидше голоцен нагадує древнішу міжльодовикову епоху, що була на Землі близько 400 тис. років назад. Подібним же чином відбувалися зміни природних умов і на Східноєвропейській рівнині, хоча вони вивчені іншими, палеогеографічними методами. З цих даних виходить, що зміни клімату й довкілля носили глобальний характер.

Детальні дослідження керна з глибоких свердловин, пробурених на льодовикових покривах Антарктиди та Гренландії, дозволяють зробити важливі висновки.

По-перше, розуміння та прогноз наслідків зростання концентрації парникових газів в атмосфері (так зване глобальне потепління внаслідок парникового ефекту) потребує розуміння природної мінливості природних процесів, на які накладається антропогенний вплив.

По-друге, концентрація парникових газів та глобальна температура у минулому змінювалися паралельно, як це витікає з аналізу крижаних кернів, але вміст газів різко зріс за останні 100 років, тоді як зміни температури не виходять за рамки її природних флуктуацій.

По-третє, ряд даних свідчить про те, що клімат у минулому змінювався набагато сильніше, ніж в період регулярних інструментальних спостережень, тобто за останні 150 років. У кліматах минулого відмічені значні коливання рівня озер, режиму річок, екстремальні посухи й повені. Якщо події такого масштабу повторяться в майбутньому, вони можуть мати настільки серйозні соціально-економічні наслідки, що до них можуть і не адаптуватися соціальні та економічні системи.

По-четверте, дані з глибокої льодовикової свердловини на станції "Восток" свідчать, що голоцен, який триває вже близько 11 тис. років, виявляється набагато довшим за попередні чотири міжльодовикові періоди та, за багатьма ознаками, в найближчому геологічному майбутньому зміниться новою льодовиковою епохою. Важливо також відзначити, що рівень кліматичного оптимуму голоцену на 1,5°C нижчий від максимальної температури попереднього міжльодовиков'я, коли ніякого антропогенного впливу на Землі не було.

Таким чином, дослідження останніх років показують, що кліматична система – одна із складніших на Землі, вона потребує взаємозв'язаного вивчення глобальних змін в океані, атмосфері, кріосфері, ґрунті, лісах та інших природних системах. Неможливо вичленувати з неї викиди парникових газів та сконцентруватися тільки на квотах, що згадуються в Кіотському протоколі, як не можна допускати надмірного політизування цієї далекої ще від вирішення наукової проблеми [3, 8-15].

Усе викладене свідчить про те, що зміни глобального клімату в XX сторіччі відбувалися в основному під впливом природних причин, а зміна концентрації парникових газів в атмосфері не показує повної подібності зі зміною клімату. Кліматичні зміни мають поліциклічний характер і не є свідомством прямих зв'язків з темпом викидів парникових газів в атмосферу.

Для сучасної епохи, очевидно, характерне глобальне потепління, що відбивається на стані льодовиків та призводить до їх відступу. Але процес цей відбувався на Землі неодноразово і потім змінювався холоднішим часом, як сталося зовсім нещодавно, в 60-і та 70-і роки минулого століття. І немає ніяких підстав вважати, що сучасне потепління триватиме необмежено довго й посилюватиметься. У нас немає серйозних наукових підстав для подібного твердження.

7.3 Реконструкція температури за вмістом стабільних ізотопів у льодяних кернах

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 $-25,0^{\circ}\text{C}$). Цим зумовлений той факт, що танення в цих областях відсутнє, і відбувається тільки накопичення снігу або опадів, які випадають та намерзають з подальшим їх осіданням й рекристалізацією, що спричиняє до перетворення снігу на фірн (перехідну породу між снігом та власне льодовиковим льодом, яка складається із зв'язаних між собою льодяних зерен), а потім, на глибині 50-150 м від поверхні – на лід.

Пробуривши льодовиковий щит, можна прослідити в колонці льоду річні шари, які добре збереглися та відокремлюються один від одного по літніх та зимових відкладах, що розрізняються за структурою, щільністю та запорошеністю.

Таке відділення не становить особливих труднощів для останніх декількох тисяч років, проте, з глибиною проводити його все складніше, оскільки через тиск вищерозміщених шарів відмінності згладжуються. В цьому випадку для датування більш давнього 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 ^{18}O та ^2O по відношенню до найпоширеніших ізотопів O й ^{16}O . Відношення $^2\text{O}/\text{O}$ та $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ виражаються величинами d в тисячних частках (‰) порівняно зі "стандартом середньої океанічної води" (SMOW). Ці величини характеризують кліматичні умови випадання опадів, які сформували досліджуваний шар льодовикового льоду. Чим нижча температура утворення опадів, тим менше значення цих показників, і навпаки. Збільшення висоти випадання опадів і відстань від джерела вологи до місця їх випадання сприяє зменшенню значень d ^2O (або D) і d ^{18}O [16-20].

В Східній Антарктиді зниження відносного вмісту ізотопу d ^{18}O на 1 ‰ відповідає похолоданню на $1,5^{\circ}\text{C}$, а зменшення D на 6 ‰ – зниженню температури на $1,0^{\circ}\text{C}$. Використовуючи ці співвідношення, ізотопну криву легко перетворити на температурну.

Метод був запропоновали В.Дансгор (W.Dansgaard) та С.Епстейн (S.Epstein) 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.



Рисунок 7.3 – Антарктичний крижаний керн з глибини 3200 м віком приблизно 800 000 років, Dome Concordia (фото J.Schwander, University Bern)

Пізніше Дансгор запропонував емпіричне рівняння, що описує зв'язок між середньорічними температурами біля поверхні (t) і $d^{18}\text{O}$ (7.1):

$$d^{18}\text{O} = 0,7 t - 13,6 \text{ ‰} \quad (7.1)$$

Порівняння ізотопних кривих $d^{2}\text{O}$ і $d^{18}\text{O}$ для кернів з різних свердловин показало хорошу кореляцію між цими показниками; вони корелюють і з температурами поверхневих вод океану, реконструйованими за складом фауни в донних відкладах, і з температурами в Європі за даними спорово-пилкових аналізів та геоморфологічних досліджень реліктів перигляціальних явищ. Також було знайдено зв'язок між ізотопною кривою з Гренландської свердловини Crete та температурами в Англії та Ісландії, які були реконструйовані для останніх 300-500 років по надійних записах прямих спостережень за природними процесами. Все це дає підстави розглядати Гренландські льодовикові керни в якості чутливого природного реєстратора температурних флуктуацій в Північній півкулі і в Європі зокрема. В нашому подальшому дослідженні ми в основному спиратимемося на дані по двох найвідоміших свердловинах з пробурених в Гренландії за останні чверть століття – GRIP і GISP2 [16-20].

Таким чином, нам відомо, що детальні палеореконструкції температури повітря будуються на основі аналізу ізотопного складу кернів, а саме, процентного вмісту важкого ізотопу кисню ^{18}O (його середній вміст в природі – близько 0,2% від всіх атомів кисню). Молекули води, що містять цей ізотоп кисню, важче випаровуються і легше конденсуються. Тому, наприклад, у водяній парі над поверхнею моря вміст ^{18}O нижче ніж в морській воді. І навпаки, в конденсації на поверхні снігових кристалів, що формуються в хмарах, частіше беруть участь молекули води, які містять ^{18}O , завдяки чому їх вміст в опадах вищий, ніж у водяній парі, з якої опади формуються.

Чим нижча температура формування опадів, тим сильніше виявляється цей ефект, тобто тим більше в них ^{18}O . Тому, оцінивши ізотопний склад снігу або льоду, можна оцінити і температуру, при якій формувалися опади (7.4).

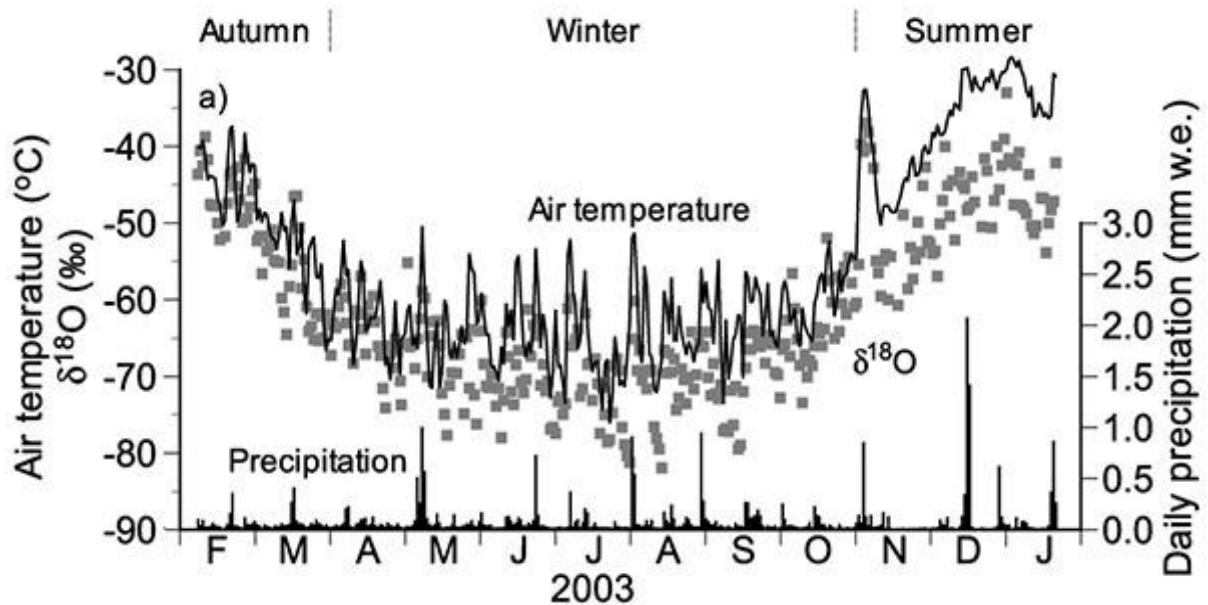


Рисунок 7.4 – Середньодобовий хід температури (чорна крива) та варіація $\delta^{18}\text{O}$ в опадах (сірі крапки) за один сезон (2.2003–1.2004), Dome Fuji, Антарктида (по Fujita and Abe, 2006). $\delta^{18}\text{O}$ (‰) — відхилення концентрації важкої ізотопної складової води δ (H_2O_{18}) від міжнародного стандарту (SMOW) (див. Dansgaard, 2004)

І далі, використовуючи відомі висотні профілі температур, можна оцінити, якою була приземна температура повітря сотні тисяч років тому, коли сніжинка тільки впала на Антарктичний купол, щоб перетворитися на лід, який буде витягнуто в наші дні з глибини в декілька кілометрів під час буріння. Щорічно сніг, якій випадає, дбайливо зберігає на пелюстках

сніжинок не тільки інформацію про температуру повітря (7.5). Кількість параметрів, вимірюваних при лабораторному аналізі, в даний час величезна. В крихтих кристалах льоду фіксуються сигнали вулканічних вивержень, ядерних випробувань, Чорнобильської катастрофи, вміст антропогенного свинцю, пилові бурі і т.д. [16-20].

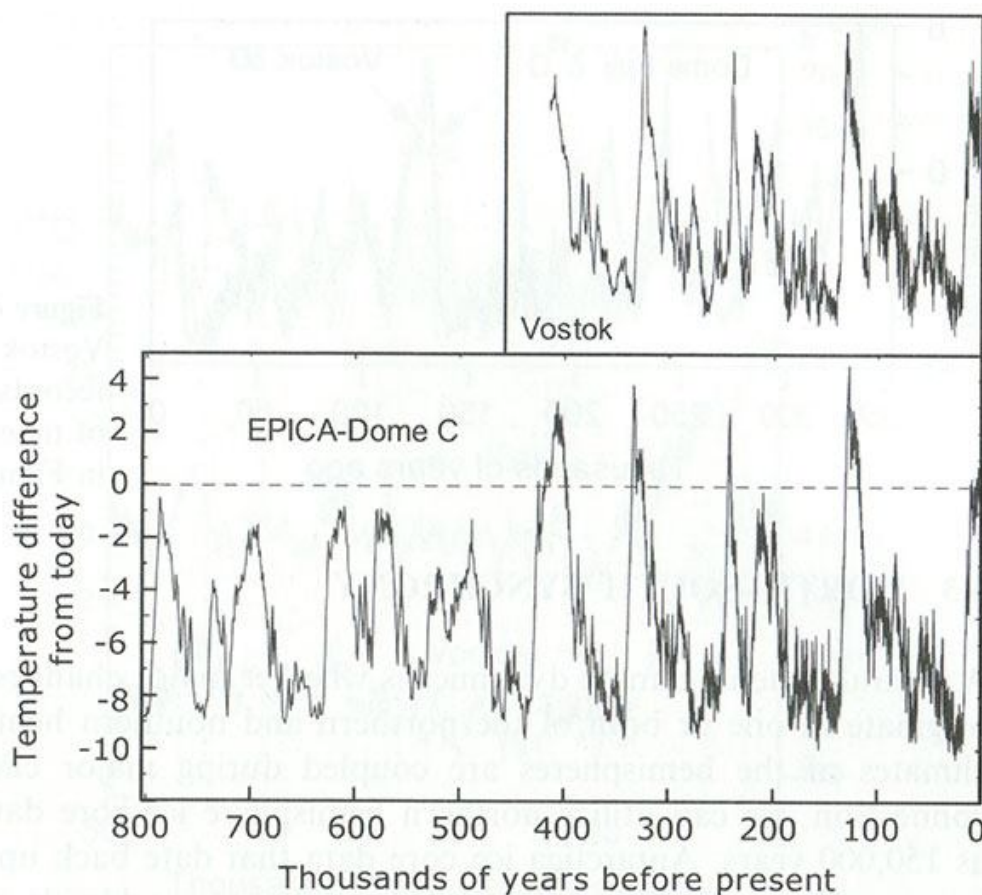
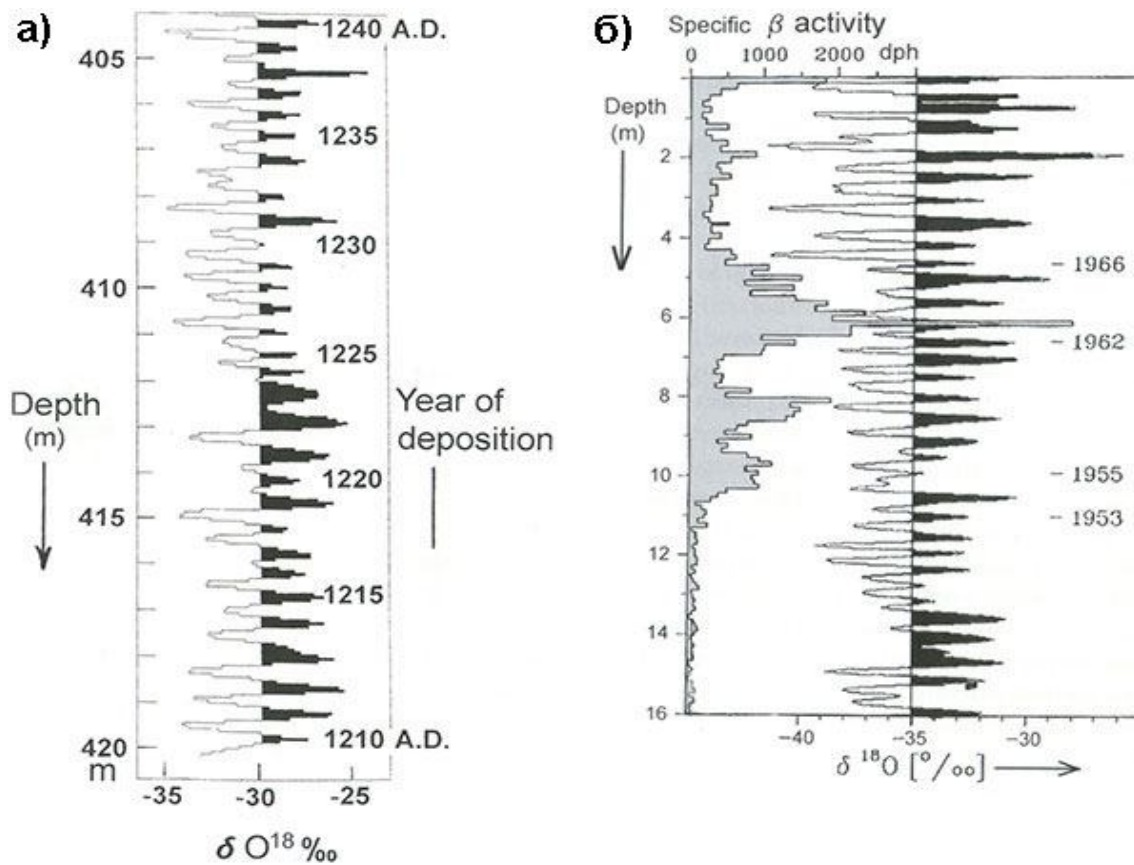


Рисунок 7.5 – Варіація температури відносно сьогоденної за останні 800 тис. років по крижаних ядрах із станції Восток і Dome C (EPICA) (по Rapp, 2009)

За кількістю тритію (^3H) і вуглецю-14 (^{14}C) можна датувати вік льоду. Обидва методи були елегантно продемонстровані на старовинних винах – роки на етикетках чудово відповідають датуванням, розрахованим по аналізах. Інформацію про історію сонячної активності можна оцінити кількісно за вмістом нітратів (NO_3^-) в льодовиковому льоду. Важкі молекули нітратів утворюються з NO у верхніх шарах атмосфери під впливом іонізуючої космічної радіації (протони спалахів на Сонці, галактичне випромінювання) в результаті ланцюга перетворень оксиду азоту (N_2O), що надходить в атмосферу з ґрунту, азотних добрив і продуктів згоряння палива ($\text{N}_2\text{O} + \text{O} \rightarrow 2\text{NO}$). Після формування гідратований аніон випадає з опадами, частина яких виявляється у результаті похованою в льодовику разом з черговим снігопадом.

Ізотопи берилія-10 (^{10}Be) дозволяють судити про інтенсивність космічного проміння глибокого космосу, яке бомбардує Землю, і зміни магнітного поля нашої планети [16-20].

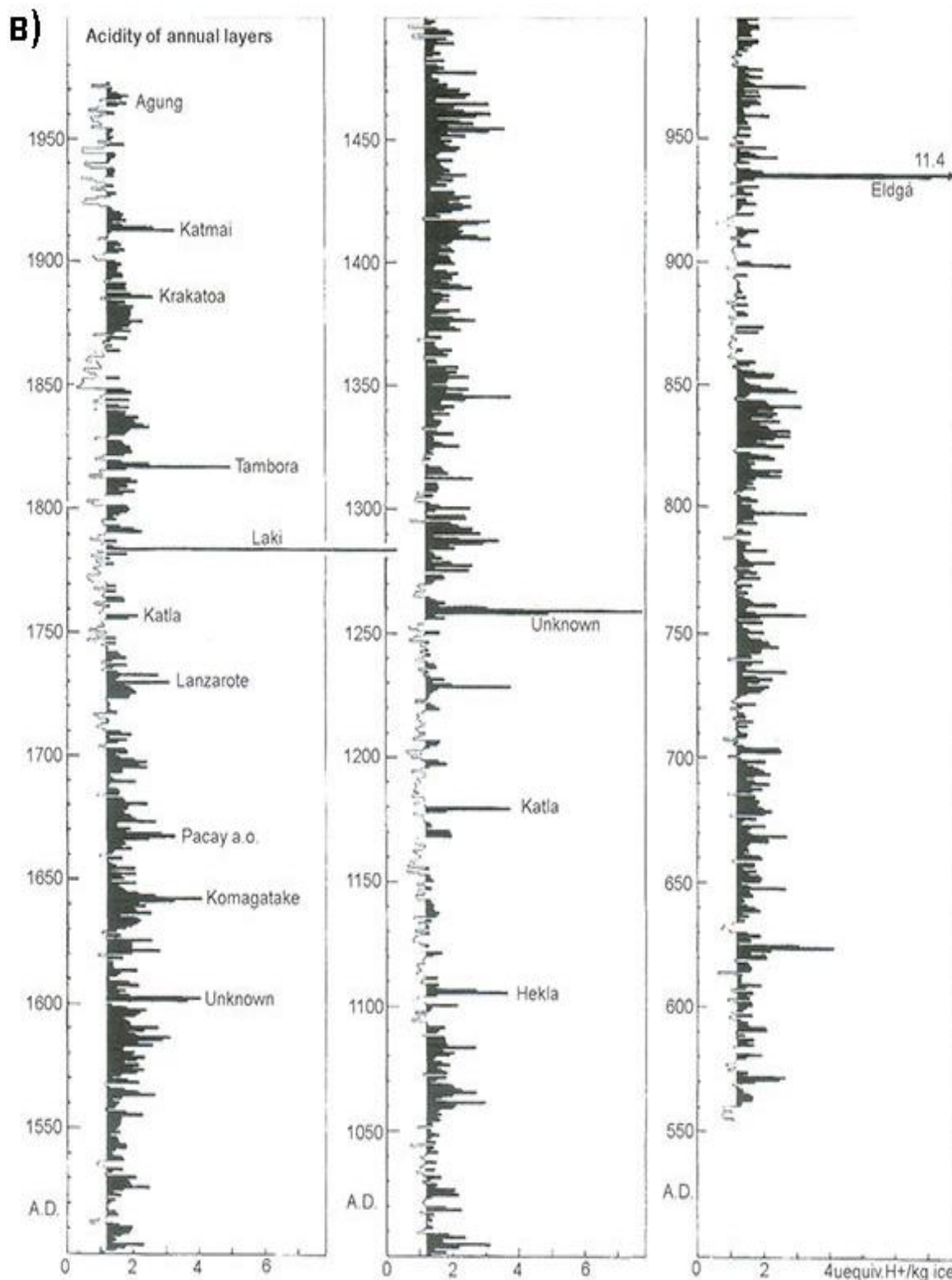


а) Сезонні коливання $\delta^{18}\text{O}$ (чорним відмічено літній сезон), які дозволяють датування кернів (секція з глибин 405-420 м, ст. Milcent, Гренландія)

б) Сірим показана питома β -радіоактивність; пік після 1962 року відповідає більшій кількості ядерних випробувань даного періоду (поверхнева секція керна до глибини 16 м, ст. Crete, Гренландія, 1974)

Рисунок 7.6 – Приклади зміни різних палеокліматичних хімічних сигналів в льоді з глибиною (за Dansgaard, 2004)

Про зміну складу атмосфери за останні сотні тисяч років розповіли маленькі бульбашки в льоді, немов пляшки, що кинуті в океан історії, зберегли для нас зразки давнього повітря. Вони показали, що за останні 400 тисяч років вміст вуглекислого газу (CO_2) і метану (CH_4) в атмосфері сьогодні найвищий [16-20].



в) Зміна середньої кислотності річних шарів дозволяє судити про вулканічну активність північної півкулі з 550 р. н.е. по 1960-ті роки (ст. Crete, Гренландія)

Рисунок 7.6 – Приклади зміни різних палеокліматичних хімічних сигналів в льоду з глибиною (за Dansgaard, 2004).

Сьогодні в лабораторіях зберігаються вже тисячі метрів крижаних кернів для майбутніх аналізів. Тільки в Гренландії і Антарктиді (тобто не враховуючи гірських льодовиків) в цілому було пробурено і витягнуто близько 30 км крижаних кернів!

7.4 Температурні флуктуації останніх 5000 років

На рис. 7.7 представлено графік зміни $\delta^{18}\text{O}$ в шарах льодовикового льоду зі свердловини GISP2 в центральній Гренландії. По осі абсцис відкладені календарні роки, по осі ординат – відносний вміст ізотопу кисню в ‰ [16-20].

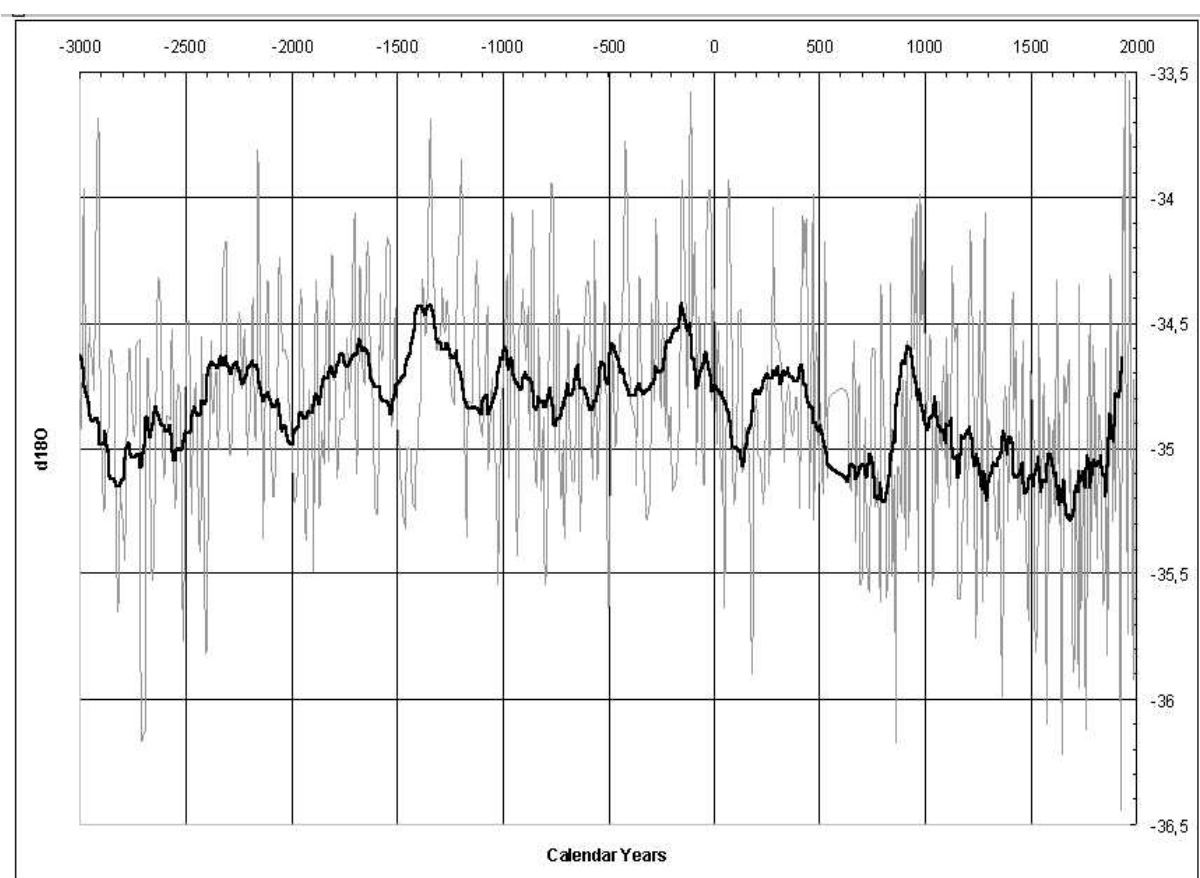


Рисунок 7.7 – Розподіл ізотопу кисню $\delta^{18}\text{O}$ у верхній частині керна з свердловини GISP2 (останні 5000 років); жирна лінія – значення, згладжені по 50-річчям.

З аналізу цієї ізотопної кривої ми можемо зробити певні висновки про кліматичну ситуацію в різні періоди "історичного" часу. Так, 5 тис. років тому температури були на рівні сучасних, а потім настало деяке похолодання, ускладнене рядом позитивних осциляцій. Починаючи з

2500-их років до н.е. та 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 від сучасної, а в цілому було навіть тепліше ніж зараз.

Найхолоднішим та різкішим був, видно, локальний мінімум II ст. н.е., вслід за яким, після приблизно трьохсотрічної теплої ділянки, почалося істотне падіння температури, яке досягло екстремальних значень в Малий Льодовиковий Період, у XVI-XVII ст. Проте, на кривій в цю холодну епоху відзначається позитивна аномалія IX-XII ст., коли температури знову виявилися на рівні сучасних. У останньому, XX сторіччі, спостерігається стабільне потепління. Схожі висновки можна зробити, розглянувши ізотопну криву по свердловині GRIP.

З графіків абсолютно однозначно витікає, що епоха XXV ст. до н.е. – IV-V ст. н.е. була вельми теплою, але потім її змінило глобальне похолодання, що продовжувалося аж до початку минулого століття. Таким чином, картина температурних флуктуацій достатньо чітка. Зміни ж вологості, як підкреслювалося вище, носять метакхронний характер в різних областях [16-20].

7.5 Прогнозування вірогідних змін гляціальних систем

Прогнози вірогідних змін нівально-гляціальних систем мають дуже важливе значення, як для подальшого розвитку фундаментальних основ гляціології, так і для вирішення безлічі конкретних задач. Постійно виникає потреба в прогнозі гляціальних явищ, як в природних умовах, так і при додатковому антропогенному впливі. Часові межі прогнозу можуть складати від декількох годин до тисячі і більше років. Так, прогноз сходу снігової лавини може видаватися на найближчий час або навіть з "кульовою" завчасністю. А ось при прогнозі вірогідного різкого викиду льоду і катастрофічного розпаду льодовикового щита Західної Антарктиди передбачуваний інтервал часу такої події оцінюється в сотні або тисячі років.

Гляціологічні процеси безпосередньо взаємозв'язані з кліматичними умовами, тому будь-який гляціологічний прогноз певною мірою потребує врахування метеорологічних характеристик і кліматичного прогнозу. Тривалі гляціологічні прогнози найбільшою мірою розроблені для оцінки вірогідних коливань льодовиків і долі льодовиків в майбутньому. Численні дослідження показали вірогідність глобального потепління клімату в XXI ст. Майбутнє підвищення глобальної температури повинне відбитися на режимі і розмірах льодовиків. Розроблено ряд моделей для визначення можливих реакцій льодовиків на зміну клімату. Кліматичні прогнози багато в чому дискусійні, через це і гляціологічні прогнози не відрізняються великою точністю. Проте вони потребують пильної уваги,

оскільки не виключена ймовірність істотного впливу змін зледеніння на більшість сфер людської діяльності.

Проведений В.М. Котляковим (1994) аналіз показує, що при існуючому тренді потепління та ймовірному його посиленні за рахунок антропогенних чинників до кінця першої чверті цього сторіччя середні глобальні температури зростуть на $1,5^{\circ}\text{C}$, що спричинить подальше зменшення зледеніння та підвищення рівня Світового океану. Льодовики в гірських країнах помірних широт Євразії найближчим часом залишаться без істотних змін, оскільки інтенсифікація танення компенсуватиметься збільшенням маси твердих опадів. Але потім процес скорочення площі і об'єму льодовиків посилиться. У помірних і субтропічних широтах частина льодовиків зникне. Істотне скорочення зледеніння очікується в Арктиці. У Гренландії спостерігатиметься підняття межі живлення, і в результаті, збільшення площі абляції, льодовиковий покрив Гренландії знижуватиметься, не дивлячись на деяке зростання опадів. У Східній Антарктиді глобальне потепління призведе до зростання атмосферних опадів, але оскільки льодовиковий покрив там дуже холодний, то істотних змін покриву не очікується. Стосовно Західної Антарктиди, то в майбутньому можливі великі порушення крижаного покриву, але відбудеться це, напевно, в далекому майбутньому [3, 20].

Прогноз стоку з льодовиків дається звичайно із завчасністю від декількох діб до місяця. Прогнози розробляють на основі метеорологічного прогнозу та розрахункових моделей, побудованих на основі аналізу наявних відомостей про танення снігу, фірну й льоду на даному та інших аналогічних льодовиках. Особливий випадок прогнозу стоку становить прогноз катастрофічних паводків при проривах льодовикових підпрудних озер.

Широко практикуються прогнози, пов'язані із сніговим покривом, як короткочасні, так і з тривалою завчасністю. Прогноз умов снігопаду, часу випадання і кількості твердих опадів є частиною метеорологічного прогнозу. Гляціологічні прогнози включають прогноз конкретних умов формування снігового покриву, його потужності, будови і маси, тривалості залягання, термінів і інтенсивності танення. У гірських районах, крім перерахованого, широко практикується прогноз місць, часу сходу і дальності викиду снігової лавини.

Широко застосовуються льодові прогнози для завчасного передбачення на певний момент і період часу стану льодяного покриву або термінів настання льодових явищ на річках, озерах або в морях. Вони необхідні для практичного використання в судноплавстві, рибальстві, видобутку корисних копалин на шельфі, будівництві мостів та гідротехнічних споруд і т.д. Прогнозуються перш за все такі характеристики, як льодовитість, положення крайки, товщина і суцільність льодяного покриву, терміни льодоутворення, повного замерзання, початку руйнування, льодоходу та ряд інших параметрів залежно від конкретних

задач. Методика льодових прогнозів заснована на природних закономірностях, що визначають мінливість дьодяного покриву.

При освоєнні районів, де помітно виявляються процеси формування поліїв, виникає необхідність прогнозу можливості небезпечних надлідних процесів реальних і потенційних. Реальна небезпека може виявлятися у зв'язку з активізацією надлідних процесів і розширенням сфери їх негативної дії. Потенційна надлідна небезпека зростає в результаті антропогенних дій, особливо при будівництві доріг і ряду інших порушень природного режиму підземних і поверхневих водних потоків.

Необхідність в уточненні гляціологічних прогнозів безперервно зростає, особливо у зв'язку з потребою розширення дії на гляціальні процеси і розробку способів штучного регулювання цих процесів, а також при вирішенні гляціоекологічних проблем [3, 20].

Контрольні запитання:

- 1 Визначити задачі та методи палеогляціології.*
- 2 Опишіть зміну температури та вмісту парникових газів за даними крижаного керна з глибокої свердловини на станції "Восток" за декілька кліматичних циклів.*
- 3 Пояснити принципи реконструкції температури за вмістом стабільних ізотопів в льодяних кернах.*
- 4 Пояснити, чому, оцінивши ізотопний склад снігу або льоду, можна оцінити й температуру, при якій формувалися опади?*
- 5 За допомогою яких елементів можна датувати вік льоду?*
- 6 За вмістом якого елемента в льодовиковому льоді можна оцінити інформацію про історію сонячної активності, а за допомогою яких – судити про інтенсивність космічного проміння глибокого космосу, яке бомбардує Землю, та зміни магнітного поля нашої планети?*
- 7 Дайте характеристику температурним флуктуаціям останніх 5000 років.*
- 8 Що входить до поняття «гляціологічні прогнози»?*

8 ІНЖЕНЕРНА ГЛЯЦІОЛОГІЯ ТА ГЛЯЦІОЕКОЛОГІЯ

8.1 Задачі інженерної гляціології

Основи інженерної гляціології як наукового напрямку, що розробляє способи використання льоду і снігу в інженерній практиці, методи боротьби з їх шкідливим впливом на господарську діяльність людини і прийоми управління гляціальними процесами, були закладені в загальній гляціології та таких дисциплінах, як інженерне мерзлотознавство, льодотехніка і сніготехніка. Особливо бурхливо розвивалася льодотехніка. Кількість проблем інженерної гляціології безперервно збільшується, зростають обсяг та науковий рівень льодотехнічних досліджень. Крім цього, є багато задач інженерної гляціології в різних галузях господарства. Зокрема, багато задач виникає в області використання льоду й снігу як будівельних матеріалів, при захисті доріг та різних об'єктів від снігової лавини, в боротьбі з обмерзанням кораблів, літаків, ліній зв'язку. Актуальними стали питання створення штучних крижаних островів для освоєння природних багатств арктичного шельфу [8].

Головними напрямками фундаментальних досліджень у області інженерної гляціології є:

- 1) дослідження закономірностей утворення льоду та снігу в природних і штучних умовах;
- 2) дослідження термодинаміки процесів льодоутворення при різних впливах на ці процеси;
- 3) розробка експериментально-теоретичних основ механіки льоду й снігу;
- 4) вироблення способів управління процесами виникнення льоду й снігу в природних умовах (випаданням і відкладенням снігу, утворенням та руйнуванням крижаного покриву, рухом і таненням льодовиків та іншими гляціальними процесами);
- 5) розробка способів прогнозування можливих змін властивостей льоду та снігу залежно від природних і антропогенних чинників;
- 6) вироблення способів зміни механічних властивостей льоду і снігу – збільшення або зниження їх міцності;
- 7) розробка наукових основ штучного утворення і руйнування льоду і снігу;
- 8) розробка способів створення льоду з необхідними характеристиками його фізико-механічних властивостей;
- 9) прогнозування гляціальних процесів при господарській діяльності;
- 10) складання довідкових і методичних посібників з інженерної гляціології.

Ці дослідження створюють надійну теоретичну основу для вирішення перерахованих нижче конкретних задач. Розробка інженерних способів

наморожування льоду. Існують три основні методи створення крижаних масивів та крижаних конструкцій – наморожування льоду шляхом розпилювання води і переривчастих поливів; кладки з наперед заготовлених блоків льоду і комбіновані способи набризгу та поливів з використанням шматків льоду й снігу. Ці методи ще недостатньо розроблені. Необхідно більш глибоко вивчити термодинаміку і фізичні закономірності процесів наморожування льоду і уточнити розрахункові моделі для вибору оптимальних режимів таких процесів. Назріла потреба у вдосконаленні практичних способів наморожування льоду, особливо в суворих кліматичних умовах.

Найскладнішу проблему представляє наморожування льоду з морської води. Потреба в цьому пов'язана з перспективами використання штучних крижаних островів і платформ для розвідки і добування нафти і газу на шельфі арктичних морів.

Збільшення в'язкості й міцності льоду. Параметри, що характеризують пластичні властивості льоду та його міцність, залежать від щільності, структури й температури льоду. Відомо, наприклад, що міцність дрібнозернистого льоду зазвичай вища за міцність великокристалічного. Міцність льоду збільшується при зниженні температури й наявності в ньому різних добавок. Знання цих закономірностей дозволяє штучно збільшувати міцність наморожуваного льоду шляхом створення льоду із заданою структурою. У ряді випадків доцільно штучно підтримувати в створюваному крижаному масиві розрахункову від'ємну температуру, що забезпечує необхідні міцнісні характеристики. Важливо прискорити вироблення практичних прийомів наморожування льоду з чистої води і води з добавками деревини, штучних волокон та інших матеріалів.

Штучне ущільнення та зміцнення снігу. Міцність природного снігового покриву звичайно невелика, тому для використання снігу в будівельних цілях доводиться штучно збільшувати його міцність. Досягають цього шляхом ущільнення снігу, часто в поєднанні з його перемішуванням, частковим підігрівом та зволоженням. Найбільш перспективна комплексна переробка снігу шляхом механічного руйнування природного снігового покриву, розпилювання снігу теплим повітряним потоком, відкладення снігової маси в необхідному місці, додаткового віброущільнення цієї маси та її подальшого охолодження.

При механічному руйнуванні та перемішуванні снігу контакти між його зернами і самі зерна порушуються, причому в першу чергу руйнуються найслабкіші зерна. Утворюється однорідніша маса із закруглених кристалічних зерен. При розпилюванні снігової маси теплим повітрям поверхня зерен злегка оплавляється і при відкладенні такої маси зерна швидко мерзнуть. Віброущільнення сприяє поліпшенню упаковки зерен та їх режеляції. В результаті щільність снігу, який відкладається, може підвищуватися до 500-600 км/м³. При додаванні в перемішуваний роздроблений сніг розпиленої води й ущільнення снігової маси можна

одержувати сніговий лід густиною 700 км/м^3 та більше, механічні властивості якого наближаються до властивостей пористого льоду.

В даний час вже накопичено деякий практичний досвід зі штучного ущільнення снігу. Зокрема, значні успіхи були досягнуті при створенні снігольодової злітно-посадкової смуги для важких колісних літаків біля Антарктичного метеорологічного центру Молодіжна.

Використання льоду в якості будівельного матеріалу. Теоретичні розробки та практичний досвід будівництва крижаних складів, застосування льоду в гідротехнічному будівництві та використання льоду для облицювання підземних виробок в мерзлих породах показують, що є реальні можливості для використання льоду як будівельного матеріалу в різних галузях господарства. Проте в порівнянні з реальними можливостями фактичне використання льоду ще дуже незначне, перш за все через явно недостатню популяризацію наявного досвіду і ряду організаційних ускладнень.

Перспективним вбачається використання льоду при будівництві малонапірних дамб в районах вічної мерзлоти, будівництво наземних і підземних споруд з льоду, створення штучних крижаних островів на шельфі арктичних морів.

Використання підземного льоду як основи для фундаментів будівель та споруд. Через процеси повзучості фундаменти на підземному льоді не є абсолютно стійкими та безперервно занурюються в лід. Тому зазвичай вибираються будівельні майданчики поза ділянками з підземним льодом. Проте нерідко будівництво великих комплексів будівель та споруд пов'язане з необхідністю забудови ділянок з підземним льодом.

Теорія розрахунку осідань фундаментів ще далека від досконалості та потребує подальшої розробки. Необхідно розробити способи зменшення швидкості осідань фундаментів і підвищення допустимих навантажень на крижану основу.

Механічне руйнування льоду та снігу. В інженерній практиці часто виникає необхідність руйнувати природний крижаний покрив, бурити свердловини та створювати котловани в підземному льоді, проходити виробки в льодовиках, дробити налідний лід, видаляти відклади снігу. Це потребує вдосконалення практичних заходів. Особливої уваги заслуговує розробка високопродуктивних та економічних машин для руйнування і прибирання льоду й снігу.

Захист від снігових заметів. Відомо, що снігові замети утруднюють експлуатацію автомобільних доріг та залізниць, аеродромів, відкритих гірських розробок й ряду інших господарських об'єктів. Для боротьби з ними створюються снігозахисні лісові смуги уздовж доріг, споруджуються щити, які затримують та видувають сніг, регулюються процеси вітрового снігопереносу та відкладення снігу. У цьому напрямі досягнуті значні успіхи, проте, є ще багато невідкладних задач, перш за все у напрямі

підвищення надійності і зменшення вартості заходів щодо захисту господарських об'єктів від снігових заметів.

Захист від снігової лавини. На практиці застосовують профілактичні заходи щодо захисту від лавини, які включають прогнозування лавинної небезпеки і штучне обвалення снігу з лавинонебезпечних схилів за допомогою артилерійського або мінометного обстрілу та вибуху зарядів. Для надійнішого захисту об'єктів необхідно зводити спеціальні протилавинні споруди. Відчувається настійна потреба у вдосконаленні методики визначення розрахункових сніголавинних навантажень на протилавинні споруди та розробки комплексних методів захисту від лавини.

Захист від гляціальних селів та водоснігових потоків. Осередки найактивнішого утворення гляціальних селів розташовуються зазвичай на периферійних ділянках льодовиків та сніжників, де є скупчення моренних спусноуламкових ґрунтів. Селеві потоки можуть розповсюджуватися на значні відстані і завдавати значних руйнувань на своєму шляху. Способи прогнозування гляціальних селів розроблені слабо та потребують подальшого вдосконалення. Необхідно удосконалювати й способи захисту від селів. Водоснігові потоки, що утворюються на схилах гір в період сніготанення, займають проміжне положення у ряді катастрофічних процесів схилів між сніговою лавиною і селями. При розробці способів захисту від водоснігових потоків найскладнішу задачу становить вибір їх розрахункових параметрів і визначення навантажень на захисні споруди.

Штучне регулювання танення снігу та льоду. Відомі дослідження з прискорення процесів танення снігу й льоду шляхом зменшення альbedo поверхні та застосування хімічних речовин. Проте практичні прийоми регулювання інтенсивності танення поки розроблені слабо й потребують подальших теоретичних досліджень та технічних розробок. Особливо актуальним стає регулювання інтенсивності танення льодовиків в тих районах, де льодовиковий стік має істотне значення у водному балансі.

Збільшення несучої здатності крижаного покриття. При експлуатації крижаних переправ через річки й озера та використанні крижаного покриття в якості додаткового будівельного майданчика для зведення мостів, гідротехнічних і інших споруд часто виникає необхідність у збільшенні несучої здатності природного крижаного покриття. Досягти цього можна шляхом вдосконалення способів заморожування льоду у виробничих умовах, армування крижаного покриття та захисту його від танення та руйнування. Особливу увагу слід приділити підвищенню надійності крижаного покриття при переміщенні по ньому великих вантажів, уточненню методів розрахунку граничних навантажень і деформацій, дослідженню поведінки крижаного покриття при зміні рівня води.

Пропуск льоду через гідротехнічні споруди. При будівництві та експлуатації гідротехнічних споруд на річках в північних районах європейської частини Росії, в Сибіру та на Північному Сході виникає

величезна кількість задач, пов'язаних з пропуском льоду через споруди і регулюванням льодових явищ на каскадах гідровузлів.

Зменшення тиску морського льоду на споруди. Підвищений тиск морського льоду неодноразово був причиною руйнування маяків, причалів та інших споруд. Особливо високих льодових навантажень (до 300 й більше тонн на один погонний метр периметра морської споруди) можна чекати при переміщеннях льоду в північних морях.

При будівництві штучних опор на шельфі та зведенні штучних крижаних островів необхідно вживати заходи щодо зменшення максимальних льодових навантажень. Такі заходи можуть включати ослаблення крижаного покриву на деякому віддаленні від споруди шляхом вироблення прорізів в покриві, порушення суцільності крижаних полів і застосування хімічних речовин, що зменшують міцність льоду. Перспективна розробка особливих конструктивних форм поверхні штучних споруд, що забезпечують зменшення льодових навантажень. В міру освоєння арктичного шельфу, мабуть, сформується спеціальний напрям інженерної гляціології, пов'язаний з використанням морського льоду та боротьбою з льодовими утрудненнями.

Регулювання процесів утворення поліїв та вдосконалення протиполієвих заходів. Інженерні методи захисту від поліїв доріг, будівель й різних споруд включають проведення детальних досліджень джерел поліїв та прогнозування налідних процесів для умов будівництва, проектування штучних споруд з урахуванням льодотермічного режиму водотоків, що перетинаються, та застосування комплексу протиполієвих заходів. Основна задача полягає в подальшому дослідженні налідних процесів та розробці надійніших і економічніших протиполієвих заходів.

Боротьба з обмерзанням кораблів, літаків, ліній зв'язку, дорожніх покриттів та інших споруд. Розробка заходів щодо боротьби з обмерзанням йде в декількох напрямках. Розробляються конструктивні заходи, що забезпечують зменшення інтенсивності обмерзання, наприклад, шляхом вирівнювання поверхонь і ліквідації "кишень", де може затримуватися і замерзати вода. Створюються спеціальні покриття, на яких лід може утворюватися тільки при відносно низькій температурі й сили адгезії льоду ослаблені. Розробляються способи механічного, теплового і хімічного руйнування і видалення намерзаючого льоду. Виробляються способи регулювання умов льодоутворення та заходи щодо виключення можливості обмерзання захищуваного об'єкта. Вдосконалення способів боротьби з обмерзанням потребує додаткових досліджень процесів утворення льоду на поверхні твердих тіл за різних термодинамічних умов. Необхідно також детальніше вивчити структуру і властивості налідного льоду залежно від складу і характеристик поверхні твердого тіла і умов льодоутворення [8].

Для подальшого розвитку інженерної гляціології слід активізувати дослідження в перерахованих напрямках. Особливу увагу надати вирішенню

гляціоекологічних проблем, що виникають при розв'язанні інженерних задач. Бажано також підготувати та видати спеціалізовані посібники з інженерної гляціології.

8.2 Екологічні аспекти гляціології

Гляціоекологія розвивається як галузь науки на стику гляціології та екології й покликана вирішувати наукові й практичні проблеми взаємодії людини та нівально-гляціальних систем в природі. Об'єктами її досліджень є природні та антропогенні екосистеми, що містять природний лід.

Лід і сніг відносяться до найменш стійких компонентів природи, тому навіть відносно невелика зміна режиму їх існування може порушити екологічну рівновагу геосистем. Гляціологічні екосистеми вельми чутливі до антропогенних дій при господарській діяльності, особливо у високогірних районах і в районах розповсюдження підземного льоду [8].

У формуванні рельєфу високогір'я велика роль належить стародавнім та сучасним льодовикам, сніговому покриву й сніговій лавині. Сучасне зледеніння коливається. Гірські льодовики в наш час мають тенденцію до скорочення своєї площі і маси, що призводить до вивільнення великих мас крихкого мореного матеріалу, який сприяє утворенню гляціальних селів. У зими з підвищеною сніжністю посилюється лавинна діяльність та, деколи, сходить катастрофічна лавина, що спричиняє руйнування господарських об'єктів в місцях, які вважаються лавинобезпечними. Така лавина знищує також лісові масиви і руйнує поверхню схилів.

Господарська діяльність підсилює руйнівну діяльність гляціальних процесів. Тому при освоєнні гірських територій необхідно прогнозувати вірогідні зміни гляціальних процесів та оцінювати їх наслідки. Слід враховувати, що часто, здавалося б, найкорисніші заходи можуть призводити до небажаних наслідків. Так, в районі Приельбрусся і на Кольському півострові широко застосовується протилавинний обстріл небезпечних схилів з метою штучного обвалення нестійких снігових мас. Хоча такі заходи дозволяють управляти утворенням й сходом снігової лавини та нерідко виявляються єдиною можливим способом запобігання лавинним катастрофам, проте, виявилось, що при обстрілі порушується поверхня схилів, а це призводить до посилення лавинної діяльності. Були випадки, коли внаслідок обстрілу сходила лавина в місцях, де раніше їх не було, і ця лавина спричиняла руйнування і загибель людей. Часто спостерігаються випадки погіршення екологічної ситуації в горах, пов'язані з проведенням гірничих робіт, побудовою напіввиїмок для доріг, створенням відвалів порожніх порід й іншими заходами, що призводять до забруднення снігового покриву і поверхневих вод.

Водний режим льодовикових районів далеко не завжди відповідає потребам господарської діяльності. Тому виникає необхідність

регулювання цього режиму, для чого вже створені наукові передумови. Польові дослідження показали, що танення льодовиків можна істотно підсилити, зачорнивши їх поверхню вугільним пилом. Збільшення водного стоку можна добитися шляхом затримання хуртовинного снігу та штучного обвалення снігу з схилів. Регулювання стоку можна виконувати за допомогою системи водосховищ, які створюються у верхів'ях річок нижче за льодовики. Такі водосховища одночасно зменшують можливість утворення катастрофічних селевих потоків. Проте слід враховувати, що такого роду заходи можуть спричинити несприятливі порушення природного середовища. Тому у всіх випадках необхідно якомога ретельніше прогнозувати вірогідні зміни гляціальних процесів і проводити екологічну експертизу.

У районах розвитку сільського господарства широко використовуються снігові меліорації. У багатьох регіонах Росії застосовується снігозатримання для захисту доріг, кар'єрів, селищ та інших об'єктів від снігових заметів [8]. На річках екологічні проблеми виникають у зв'язку з крижаними зажорами, льодоходом та крижаними заторами.

У зоні розповсюдження багаторічномерзлих порід екологічні проблеми найчастіше виникають при порушеннях природного покриву, що призводять до розтавання підземного льоду та протанення льодонасичених ґрунтів.

До регіональних проблем гляціоекології відноситься вивчення взаємовпливу змін клімату, природного льоду та навколишнього середовища, включаючи вплив антропогенних дій, на нівально-гляціальні системи. Важливе значення має розробка методів ослаблення стихійних гляціологічних процесів, які посилюються в міру зростання господарської діяльності людей, та оцінка критичних розмірів порушення природних систем, коли біосфера може втратити здатність до самовідновлення. Особливого значення набуває вирішення проблем, пов'язаних із збереженням та поліпшенням гляціоекосистем при господарському освоєнні територій.

8.3 Перспективи змін клімату і людство

З часу проведення Конференції ООН з питань довкілля, яка відбулася в 1972 р. в Стокгольмі, уявлення про зміни, що відбуваються в довкіллі, зазнали кардинальної еволюції. Від поняття про безпосередній збиток, який завдається добробуту людини, було зроблено крок до розуміння природного середовища як "природного" капіталу, від якого залежить задоволення людиною своїх потреб. Однак пройдений майже за три десятиліття після Стокгольмської конференції шлях показав, що основні тенденції швидкого погіршення глобальних та регіональних екологічних умов не змінилися, хоча за ці роки в природоохоронні заходи були вкладені сотні мільярдів доларів. Незважаючи на помітні успіхи

розвинених країн в області охорони природного середовища, вдосконаленні енерго-, ресурсозберігаючих та природоохоронних технологій, в глобальних масштабах триває деградація усіх природних систем життєзабезпечення [3, 8]. Стало очевидним, що втручання людини в природні процеси зайшло вже так далеко, що пов'язані з цим зміни довкілля можуть виявитися безповоротними, а руйнівні наслідки не можуть бути здолані лише природоохоронними заходами.

За останні 20-30 років негативні тенденції змін довкілля та умов життя людини не лише не зменшилися, але, швидше, збільшилися і в перспективі можна чекати їх посилення або у кращому разі збереження. Змінюється газовий склад атмосфери (посилюється дія парникових газів на клімат), на тисячі кілометрів від джерел забруднень переносяться кислотні опади. Незважаючи на оголошене ООН завдання забезпечити усіх жителів Землі питною водою, близько третини людства, включаючи значну частину населення Азії (та, на жаль, Росії), не має до неї доступу.

Важливу роль в природних процесах відіграє вуглецевий цикл, зокрема, емісія парникових газів в атмосферу, зумовлена різницею між первинною їх продукцією та поглинанням. Нині вуглецевий цикл наземних екосистем знаходиться в приблизній глобальній рівновазі по відношенню до поглинання та емісії вуглекислоти. Проте в ХХІ столітті наземна атмосфера може помітно збагатитися вуглекислим газом.

Цьому сприяє швидке зростання людства, що призводить до стрімкого розширення посівних площ (як правило, за рахунок зведення лісів) в Азії та Африці і, як наслідок, до надмірного виділення вуглекислоти. Існують серйозні побоювання, що скорочення площі лісів в цих регіонах може перевищити можливе збільшення їх площі в Європі та Північній Америці.

Крім того, за останні 30 років в північних широтах значно потеплішало, а тому тут набагато частіше трапляються посухи й пожежі, що веде до збільшення викидів вуглекислоти в атмосферу. Усе це вимагає розуміння механізму планетарних змін та виділення тих головних його складових, які управляють глобальними законами, що визначають стан довкілля та його зміни з часом. Складні процеси в природі не можуть бути зведені лише до невеликого числа фундаментальних законів, вони повинні враховувати локальні модифікації, а регіональні особливості, у свою чергу, чинять вирішальний вплив на перерозподіл потоків тепла у рамках загального балансу, зумовленого положенням Землі, яке змінюється, відносно Сонця [3, 8].

Контрольні запитання:

- 1 *Охарактеризуйте задачі інженерної гляціології.*
- 2 *Опишіть екологічні аспекти гляціології.*
- 3 *Охарактеризуйте перспективи змін клімату.*

ЛІТЕРАТУРА

1. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. – М.: РАН, 1997.
2. Богородский В.В., Гаврило В.П. Лед.: Физические свойства: Современные методы гляциологии. Л.: Гидрометеиздат, 1980, 384с.
3. Котляков В.М. Криосфера и климат. «Экология и жизнь» №11, 2010. – С. 51-59.
4. Воейков А.И. Влияние снеговой поверхности на климат // Изв. Русск. геогр. об-ва. Геогр. известия. Т. 7. 1871. – 34с.
5. Воейков А.И. Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду и способы исследования // Зап. Русск. геогр. об-ва по общей географии. Т. 18. № 2. 1889. – 5 – 28с.
6. Kukla G. Snow cover and climate // Glaciol. Data (Snow Watch 1980). 1981. № 11. P. 27–29.
7. Говоруха Л.С. Современное наземное оледенение советской Арктики. Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 256 с.
8. Войтковский К.Ф. Основы гляциологии. М.: Наука, 1999. – 256с.
9. Гляциологический словарь /Под ред. В.М. Котлякова/ Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 247с.
10. Голубев Г.Н. Гидрология ледников. Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 247с.
11. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 288с.
12. Бадд У.Ф. Динамика масс льда. Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 235с.
13. Тронов М.В. Ледники и климат. Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 407с.
14. Шумский П.А., Кренке А.Н. Современное оледенение Земли и его изменения // Геофиз. бюлл. 1965. № 14. С. 128–158.
15. Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S.J., Jouzel, J. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. Nature 366, 1993, pp.552-554.
16. Meese, D.A., Alley, R.B., Fiacco, R.J., Germani, M.S., Gow, A.J., Grootes, P.M., Illing, M., Mayewski, P.A., Morrison, M.C., Ram, M., Taylor, K.C., Yang, Q., Zielinski, G.A. Preliminary depth-agescale of the GISP2 ice core. Special CRREL Report 94-1, US, 1994.
17. Steig, E.J., Grootes, P.M., Stuiver, M. Seasonal precipitation timing and ice core records. Science 266, 1994, pp.1885-1886.
18. Stuiver, M., Braziunas, T.F., Grootes, P.M., Zielinski, G.A. Is there evidence for solar forcing of climate in the GISP2 oxygen isotope record? Quaternary Research 48, 1997, pp.259-266.
19. Stuiver, M., Grootes, P.M., Braziunas, T.F. The GISP2 ^{18}O climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. Quaternary Research 44, 1995, pp.341-354.
20. World Glacier Monitoring Service. World Glacier Inventory. IASH – UNEP – UNESCO. 1989.

ІМЕННИЙ ПОКАЖЧИК

А

Абе Т. – 98

Арнольд-Аляб'єв В.І. – 47

Б

Бауер А. – 18

Г

Гернет Е.С. – 28

Гросвальд М.Г. – 92

Д

Дансгор В. – 96, 97, 98, 100, 101

Добровольський А.Б. – 13

Е

Епстейн С. – 96

К

Колесник С.В. – 52, 58, 60, 67

Котляков В.М. – 6, 15, 89, 91, 93, 104

Кренке А.Н. – 15

П

Піотрович В.В. – 56

Р

Рапп М. – 99

Росс Дж.К. – 17 – 19, 59

С

Соссюр О.Б. – 6

Т

Тронов М.В. – 62

Тушинський Г.К. – 60

Ф

Федченко О.П. – 72

Фільхнер В. – 17 – 19, 59

Фуджита К. – 98

Ш

Швандер Дж. – 97

Шумський П.А. – 62

Ч

Черепанов М.В. – 78, 80

ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК

А

Абляція

- внутрішньолідну – 65
- підлідну – 65, 70
- поверхнева – 65, 69, 70, 71

Адгезія – 45

Адсорбція – 45, 51

Акумуляція – 22, 23, 36, 63, 65, 66, 68, 65, 68

Б

Баланс

- радіаційний – 71, 72
- тепловий – 71, 72

Бугри випинання – 55

Г

Гідроефузиви – 56

Гіпоевтектика – 42

Гіперевтектика – 42

Глетчери – 27, 57, 65

Гляціологічні

- провінції – 16
- області – 16

Гляціоекологія – 106, 111

Д

Деформація – 55, 82, 83

Динамометаморфізм – 50, 51

Дрейф – 82, 83 – 85

Е

Ентропія – 45

Ентальпія – 45

Зона

- снігова – 67
- сніго-фірнова – 67

К

Кріосфера – 13, 30, 46

Л

Лід

- млинчастий – 53
- катакластичний – 50, 54, 55
- конжеляційний – 9, 41, 49
- осадовий – 9, 49, 50
- метаморфічний – 9, 44, 49
- атмосферний – 9
- наземний – 9, 58
- натічний – 44, 56
- багаторічний – 9, 54, 58
- паковий – 54
- плавучий – 9, 75
- підземний – 9, 10, 57
- морський – 7, 10, 34, 39, 46, 48, 76
- внутрішньоводний – 42, 49, 56

Лінія

- снігова – 19, 22, 61, 62
- кліматична снігова – 61
- сезонна снігова – 61

Льодовики

- шельфові – 11, 17, 19, 20, 59
- гірських вершин – 22, 58
- куполи – 58
- щити – 58
- схилів – 59
- карові – 59
- долинні – 59
- вивідні – 60

М

Моніторинг – 87 – 89

Міжльодовиківья – 94

Н

Нілас – 53, 77

Нунатаки – 59

П

Палеорекоonstrukція – 98 – 100

Повітропроникність – 45, 47

Показники зледеніння – 62

Пористість – 45 –47

Р

Режеляція – 55, 56

Рівень 365 – 60, 61

С

Снігоперенос – 60, 64, 88

Сніжура – 53, 77

Системи

- нівально-гляціальні – 13, 91, 112

- стратиграфічна – 70

- фіксованих дат – 70, 71

Сніговий покрив – 9, 10, 13, 30, 34, 35

Т

Танення – 14, 20, 34, 82, 85,

Температуропровідність – 48, 49

Теплопровідність – 48, 49

Термодинамометаморфізм – 46

Термометаморфізм – 51

Торосіння – 54, 55, 82, 83

Ф

Фірн – 9, 46, 50, 67

Х

Хіоносфера – 13, 14, 60

Щ

Щільність – 45, 47, 48

Навчальне видання

Данова Тетяна Євгенівна

ОСНОВИ ГЛЯЦІОЛОГІЇ І МОНІТОРИНГ КРІОСФЕРИ

Навчальний посібник

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
