

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
Одеський державний екологічний університет

*Присвячується 80-річчю
Одеського державного
екологічного університету*

**О. О. Врублевська
Г. П. Катеруша
Л. Д. Гончарова**

КЛІМАТОЛОГІЯ

Підручник

Затверджено
Міністерством освіти і науки,
молоді та спорту України
як підручник для студентів
вищих навчальних закладів

Одеса
«Екологія»
2013

УДК 551.58
ББК 26.234.7
В83

Науковий редактор: д. т. н., професор **Є. П. Школьний**

Рецензенти:

С. І. Сніжко, д. г. н., професор, Київський національний університет імені Т. Г. Шевченка;

Ю. Д. Шуйський, д. г. н., професор, Одеський національний університет імені І. І. Мечникова

Гриф надано Міністерством освіти і науки, молоді та спорту України
(лист № 1/11-3433 від 18.02.2013 р.)

Врублевська, О. О.

В83 Кліматологія : підручник / О. О. Врублевська, Г. П. Катеруша, Л. Д. Гончарова ; МОН України ; Одес. держ. еколог. ун-т. — Одеса : Екологія, 2013. — 344 с.
ISBN 978—966—8740—93—0

У підручнику надано сучасні поняття і положення про клімат та кліматичну систему, детально розглянуто основні фактори кліматоутворення, процеси формування теплового режиму кліматичної системи і взаємозв'язки між її окремими ланками. Викладаються основні положення теорії класифікації клімату і просторовий розподіл кліматів згідно з різними класифікаціями. Значну увагу приділено проблемі змін клімату Землі.

Підручник призначений для студентів, аспірантів гідрометеорологічного напрямку навчання, а також для географічних факультетів університетів та педагогічних вищих навчальних закладів. Може бути використаний для ознайомлення з кліматологією у вищих та середніх спеціальних навчальних закладах іншого профілю та для самоосвіти.

УДК 551.58
ББК 26.234.7

ISBN 978—966—8740—93—0

© Одеський державний
екологічний університет, 2013

ЗМІСТ

Передмова	7
Вступ	9
1 Кліматична система та кліматоутворювальні фактори	14
1.1 Поняття про клімат і кліматичну систему.....	14
1.2 Кліматоутворювальні фактори.....	18
Запитання для самоперевірки до 1-го розділу.....	20
2 Радіаційний та тепловий режим кліматичної системи	21
2.1 Надходження сонячної енергії до верхньої межі атмосфери	21
2.2 Послаблення сонячної радіації в атмосфері Землі.....	33
2.3 Сумарна і поглинута радіація.....	35
2.4 Радіаційний баланс підстильної поверхні.....	43
2.5 Радіаційний баланс атмосфери.....	49
2.6 Радіаційний баланс системи земля-атмосфера.....	50
2.7 Тепловий баланс підстильної поверхні.....	51
2.7.1 Витрати тепла на випаровування.....	53
2.7.2 Турбулентний потік тепла.....	55
2.7.3 Теплообмін у ґрунті та океані.....	56
2.8 Тепловий баланс системи земля-атмосфера.....	58
Запитання для самоперевірки до 2-го розділу.....	60
3 Підстильна поверхня та її кліматоутворювальне значення	61
3.1 Вплив океанів і континентів на режим температури повітря та атмосферного тиску	61
3.1.1 Просторовий розподіл температури повітря над океанами і континентами.....	62
3.1.2 Просторовий розподіл атмосферного тиску над океанами і континентами.....	78
3.2 Вплив рельєфу на клімат.....	80
Запитання для самоперевірки до 3-го розділу.....	90
4 Загальна циркуляція атмосфери та океану	91
4.1 Загальні відомості про атмосферну циркуляцію.....	91
4.2 Поле атмосферного тиску та вітру біля земної поверхні.....	95
4.2.1 Повторюваність рухомих циклонів та антициклонів	95
4.2.2 Розподіл атмосферного тиску. Центри дії атмосфери	101

4.2.3	Розподіл вітру біля поверхні землі.....	107
4.3	Термічний режим тропосфери та стратосфери.....	108
4.3.1	Термічний режим тропосфери.....	108
4.3.2	Особливості теплового режиму стратосфери.....	112
4.4	Характерні риси загальної циркуляції вільної атмосфери.....	117
4.4.1	Загальна циркуляція у тропосфері.....	117
4.4.2	Особливості великомасштабної циркуляції у стратосфері.....	130
4.4.3	Основні струминні течії тропосфери та стратосфери	140
4.5	Типи повітряних мас і кліматологічні фронти, їх положення та кліматоутворювальна роль	147
4.5.1	Географічні типи повітряних мас.....	147
4.5.2	Кліматологічні фронти.....	149
4.6	Особливості атмосферної циркуляції у тропіках.....	155
4.6.1	Пасати та їх кліматоутворювальна роль.....	155
4.6.2	Мусони та їх кліматоутворювальна роль.....	159
4.6.2.1	Загальні відомості про мусони.....	159
4.6.2.2	Мусонні циркуляційні системи.....	163
4.6.3	Внутрішньотропічна зона конвергенції.....	168
4.6.4	Тропічні циклони.....	171
4.7	Особливості атмосферної циркуляції у позатропічних широтах.....	181
4.7.1	Особливості атмосферної циркуляції у помірних широтах.....	181
4.7.2	Особливості атмосферної циркуляції у полярних широтах.....	184
4.7.2.1	Циркуляція в Арктиці.....	184
4.7.2.2	Циркуляція в Антарктиці.....	186
4.8	Великомасштабні термодинамічні взаємодії в системі океан-атмосфера.....	187
4.8.1	Механізми термобаричних взаємодій у системі океан-атмосфера-суша.....	187
4.8.2	Загальні риси циркуляції океану.....	191
4.8.2.1	Квазістаціонарні великомасштабні течії в океані.....	191

4.8.2.2	Синоптичні вихори в океані.....	197
4.8.2.3	Глибинна циркуляція.....	199
4.8.3	Індикатори кліматичної мінливості.....	203
4.8.4	Ель-Ніньо-Південне коливання – найбільш значущий сигнал у системі океан-атмосфера.....	204
4.8.5	Північно-Атлантичне коливання	209
4.8.6	Південна Кільцева мода.....	212
4.8.7	Тихоокеанське Декадне коливання.....	213
4.8.8	Атлантичне Мультидекадне коливання	214
	Запитання для самоперевірки до 4-го розділу.....	216
5	Вологообіг та його вплив на клімат.....	217
5.1	Поняття про вологообіг.....	217
5.2	Водний баланс Землі та його складові.....	218
5.2.1	Рівняння водного балансу Землі.....	218
5.2.2	Географічний розподіл складових водного балансу....	219
5.3	Вологообіг в атмосфері над обмеженою ділянкою земної поверхні та його основні характеристики.....	224
5.3.1	Вологовміст атмосфери.....	227
5.3.2	Горизонтальний перенос вологи, швидкість ефективного переносу і коефіцієнт вологовикористання.....	229
5.3.3	Коефіцієнт вологообігу.....	231
	Запитання для самоперевірки до 5-го розділу.....	233
6	Класифікація кліматів	234
6.1	Поняття про класифікацію кліматів.....	234
6.2	Класифікація Кеппена.....	235
6.3	Класифікація Л.С. Берга.....	238
6.4	Класифікація Б.П. Алісова.....	243
	Запитання для самоперевірки до 6-го розділу.....	248
7	Мезо- та мікроклімат.....	249
7.1	Поняття про мезо- та мікроклімат.....	249
7.2	Мезоклімат міста.....	251
7.3	Мікроклімат водойм і узбережних територій.....	254
7.4	Роль рельєфу в формуванні мезо- і мікроклімату.....	255
	Запитання для самоперевірки до 7-го розділу.....	256

8	Зміни і коливання клімату.....	257
8.1	Поняття про зміни та коливання клімату.....	257
8.2	Зміни та коливання клімату в історії Землі.....	258
8.2.1	Зміни клімату у докембрії.....	259
8.2.2	Зміни клімату у фанерозої.....	262
8.2.3	Зміни клімату у плейстоцені.....	269
8.2.4	Зміни клімату у голоцені та за останні тисячу років	274
8.2.5	Зміни клімату з кінця XIX до початку XXI століть.....	281
8.3	Природні причини, які призводять до змін та коливань клімату.....	291
8.3.1	Зміни та коливання зовнішніх астрономічних кліматоутворювальних факторів.....	293
8.3.2	Зміни та коливання внутрішніх кліматоутворювальних факторів.....	300
8.3.2.1	Тектонічна активність.....	300
8.3.2.2	Вулканічна активність.....	303
8.3.2.3	Зміни складу атмосфери через природні процеси.....	306
8.4	Антропогенні зміни клімату.....	310
8.4.1	Зміна вмісту парникових газів.....	311
8.4.2	Вплив аерозолію на парниковий ефект.....	318
8.4.3	Зміна характеру діяльної поверхні.....	319
8.4.3.1	Вирубка і насадження лісів.....	319
8.4.3.2	Зрошування і осушення.....	324
8.5	Зміни клімату у майбутньому.....	326
	Запитання для самоперевірки до 8-го розділу.....	332
	Література.....	333
	Предметний покажчик.....	338
	Авторський покажчик.....	342

ПЕРЕДМОВА

Актуальність створення в Україні підручників і посібників для вищої школи безумовна. Не становить винятку і підручник з кліматології, якщо взяти до уваги, що один з останніх з них, розроблений відомими радянськими кліматологами Санкт-Петербурзької та Одеської наукових шкіл, вийшов у світ у 1989 році під науковою редакцією видатних кліматологів О.О. Дроздова та Н.В. Кобишевої. Він і до теперішнього часу широко використовується у навчальних закладах не тільки країн пострадянського простору, а також у перекладах у країнах Східної Європи.

Але кліматологія, як й інші гідрометеорологічні науки, в останні десятиріччя стрімко розвивається. Це пов'язано, перш за все, з тими процесами, що відбуваються у навколишньому середовищі на фоні глобальних змін клімату, і осмислення впливу цих змін на загальний стан планети Земля. Тому у сучасному підручнику з кліматології висвітлено результати нових досліджень, що відображають всесвітній досвід з вивчення клімату. Саме таку задачу ставили перед собою автори підручника – фахівці з кліматології, викладачі кафедри фізики атмосфери та кліматології Одеського державного екологічного університету.

Слід підкреслити, що даний підручник є першим виданням в Україні. У ньому знайшли відображення як класичні, так і сучасні точки зору на формування клімату Землі та причини його змін. Значну увагу приділено поняттю глобальний клімат, під яким у метеорологічній спільноті розуміють статистичний ансамбль станів кліматичної системи, а саме таких її компонентів, як суша, Світовий океан, атмосфера, криосфера й біосфера. Всі вони пов'язані між собою за допомогою складних фізичних процесів, які розвиваються у цих ланках кліматичної системи. Тому, якщо протягом всієї своєї історії кліматологія розвивалася, головним чином, як описова географічна наука, то починаючи з 50-х років минулого століття, кліматологічні дослідження все у більшій мірі залучають знання з різних галузей науки, таких як фізика атмосфери, математика, океанологія, астрофізика, гідрологія, геологія, біологія – практично всіх наук про Землю. Отже тепер кліматологія перетворилася із географічної науки на науку фізичну.

В останні десятиріччя для діагнозу й прогнозу найбільш рухомих компонентів кліматичної системи – атмосфери й океану використовуються складні системи математичних рівнянь. Застосування і реалізація цих

методів дослідження становить окрему дисципліну системи метеорологічних наук – «Теорію клімату».

Даний підручник складається з Вступу і восьми розділів. За винятком підрозділів 4.3, 4.4, 4.8, вони підготовлені доцентами О.О. Врублевською і Г.П. Катерушею. Пункт 4.4.3, а також підрозділ 4.8 написані доц. Л.Д. Гончаровою, підрозділ 4.3, пункти 4.4.1 і 4.4.2 – проф. Є.П. Школьним.

Матеріали, які викладено у підручнику, являють собою основу знань, необхідних для фахівців за спеціальністю «Кліматологія» та інших метеорологічних спеціальностей і спеціалізацій на освітньо-кваліфікаційних рівнях «бакалавр», «спеціаліст» і «магістр». Він може бути також корисним для студентів та аспірантів, які навчаються за іншими природничими напрямками підготовки.

Професор Школьний Є.П.

ВСТУП

Кліматологія – наука про клімат, закономірності його формування та географічного розподілу. Вона належить до системи гідрометеорологічних наук, які вивчають процеси, що відбуваються в атмосфері, океані та на суші. В той же час кліматологія є географічною наукою, бо клімат – один з компонентів географічного середовища, і розуміння кліматичних явищ можливе тільки з врахуванням географічних факторів, взаємозв'язаних з кліматом. В задачу кліматології входить з'ясування причин формування клімату під дією кліматоутворювальних чинників, опис клімату різних регіонів, їх класифікація і розподіл по Земній кулі, вивчення клімату історичного і геологічного минулого. В останній час першочерговою науковою і практичною проблемою кліматології є питання змін і коливань клімату, а також прогноз напрямку цих змін.

Кліматологія – одна з найбільш давніх природничих наук, яка виникла з практичних потреб використовувати відомості про клімат на користь суспільству. І саме кліматологічні дослідження покликані оцінити цей природний фактор, який значною мірою визначає добробут держави і має враховуватись в усіх сферах життєдіяльності людини.

Як одна зі складових природних багатств будь-якої країни, клімат, особливо на початку розвитку людства, визначив темпи економічного і культурного розвитку народів. І саме *ойкумена* (так в античній літературі називали ту частину Землі, де природні умови були сприятливими для життя і заселення людьми) стала «колискою» цивілізації. Це країни Середземномор'я, в яких зародились і набули розвитку такі фундаментальні та природничі науки як математика, астрономія, географія тощо. Серед них, як одну зі стародавніх наук, можна назвати і кліматологію, яка в своєму розвитку пройшла декілька етапів.

Перші висловлювання про клімат різних країн можна знайти в працях давньогрецьких вчених, істориків, філософів, географів, наприклад, Геродота (484-425 рр. до н.е.). Введення в наукову літературу терміна «клімат», який в перекладі з грецької означає «нахил», сходить до II століття до н.е. Цей термін запропонував давньогрецький астроном Гіппарх із Нікеї (190-120 рр. до н.е.), назвавши так кожну з п'яти зон, на які він розподілив Землю. До цього часу греки вже знали, що Земля кулеподібна, правильно уявляли її розміри і з великою точністю вимірювали відстань від Землі до Місяця. На побудованій Птоломеем у II ст. до н.е. кліматичній карті було виділено саме п'ять поясів: *жаркий, два помірних і два холодних*, які фактично являли собою широтні зони, що відрізнялись одна від одної висотою Сонця, тобто нахилом сонячних променів до землі (горизонту) і тривалістю світлої частини доби (дня). Таке уявлення Гіппарха і його послідовників про причини формування

природних і кліматичних відмінностей на Земній кулі проіснувало майже до початку XIX століття. Цей доінструментальний період у кліматології названо *астрономічним* через те, що в ньому переважало уявлення про астрономічні причини формування клімату. Слово «клімат» увійшло у мови всіх народів світу

Однак, вже у XVII-XVIII ст., які характеризувались розвитком мандрівництва та мореплавства, набули розвитку такі науки, як географія, фізика, стала очевидною неспроможність астрономічної системи виділення кліматів. Було виявлено, що клімат морських узбереж тепліший за клімат в середині континентів; клімат західних узбереж в помірних широтах тепліший за клімат східних узбереж; в тропічних широтах, навпаки, клімат східних узбереж тепліший за клімат західних.

Поштовхом до подальшого розвитку кліматології був винахід термометра (XVI ст.) та барометра (XVII ст.), що поклало початок інструментальним спостереженням за температурою повітря і атмосферним тиском. Перші метеорологічні спостереження в Росії, в складі якої тоді була і Україна, почалися в Петербурзі у 1721 році (за наказом Петра I від 8 квітня 1721 р.), а регулярними вони стали з 1725 року на базі Російської Академії Наук. Перші інструментальні метеорологічні спостереження в Україні було проведено в Харкові (1738-1741 рр.). На початку XIX століття в Україні з'являються аматорські метеорологічні станції – у Києві (1804 р.), Бердичеві (1821 р.), Полтаві (1824 р.). Першу метеорологічну обсерваторію засновано у 1836 році в Луганську. В Одесі регулярні метеорологічні дослідження розпочались у 1865 році під керівництвом професора В.І. Лапшина з Новоросійського університету.

Для узагальнення результатів вже накопичених інструментальних спостережень кліматологія XIX століття взяла на озброєння вчення бельгійського математика А. Кетле про *середню* величину, яке завоювало широку популярність. Цей етап розвитку кліматології називають *статистичним*. До середини XX століття вивчення клімату Землі базувалось на розрахунках середніх значень метеорологічних показників. Застосування цього методу дослідження в кліматології стало дуже прогресивним: завдяки йому побудовано перші кліматичні карти розподілу по Земній кулі річних температур повітря (О. Гумбольдтом, 1817 р.), а також за січень і липень (1848 р., Дове). У 1869 році англійцем Бьюке побудована карта розподілу атмосферного тиску і переважного напрямку вітру. Все це дозволило скласти уявлення про основні закономірності просторового розподілу температури, атмосферного тиску, вітру і з'ясувати особливості клімату окремих районів Землі. Кліматологія цього періоду отримала назву *класичної*: саме в ній з'явилися перші визначення поняття *клімату*, як *середнього стану атмосфери*, розроблялись принципи

класифікації кліматів Земної кулі, описувався клімат різних країн, тобто були закладені основні напрямки наукових досліджень в кліматології на наступні роки і століття. Значний внесок в розвиток кліматології XIX століття вніс видатний російський кліматолог О.І. Восейков.

Кліматологія XX століття стала поступово переходити від стадії географічного опису клімату до етапу вивчення фізичних причин формування і змін клімату та його математичного моделювання. В останні роки кліматологія переживає стрімкий розвиток, зумовлений посиленням впливу на клімат антропогенного чинника. Через це виникла потреба оцінки та врахування цього фактора при прогнозі змін клімату і встановлення того, як він може вплинути на життєдіяльність людини, а також розробки відповідних природоохоронних заходів. Проте зазначимо, що досі відсутня фізично обґрунтована єдина теорія змін клімату. Тому існуючі на сьогодні сценарії подальших його змін суттєво різняться.

Для координації наукових досліджень в галузі гідрометеорологічних наук в рамках ООН з 1951 року існує Всесвітня Метеорологічна Організація (ВМО), створена на базі Міжнародної Метеорологічної Організації, яка виникла ще у 1873 році. Її зусилля спрямовані також на те, щоб привернути увагу урядів, громадськості і засобів масової інформації до необхідності поставити під контроль промислову діяльність людини (антропогенну) і вже сьогодні захищати клімат як життєво важливий ресурс для майбутніх поколінь.

У 1976 році ВМО видала першу авторитетну заяву про потенційний вплив збільшення викидів парникових газів на клімат і необхідність створення *кліматичного моніторингу* (глобального і регіонального), як системи постійного контролю за станом атмосфери для практичного використання інформації про клімат при господарській і промисловій діяльності людини з метою оптимізації взаємодії людини з природою.

Для об'єднання зусиль усіх країн по вивченню клімату і для більш повного використання здобутих знань на користь людству, для належного використання технічних засобів, в першу чергу метеорологічних штучних супутників і обчислювальної техніки, ВМО створила Всесвітню службу погоди (ВСП). Для збору, збереження і обробки гідрометеорологічної інформації існують *Світові метеорологічні центри*, які розташовані у Москві (Східна півкуля), Вашингтоні (Західна півкуля) і Мельбурні (Південна півкуля).

Крім того працює низка регіональних і національних центрів. Метеорологічними центрами системи гідрометеорологічних спостережень і прогнозування в Україні є Центральна Геофізична обсерваторія (ЦГО, м. Київ), Український Гідрометцентр (Київ), який є головною виробничою та методологічною організацією Державної гідрометслужби України з питань аналізу і прогнозування гідрометеорологічних умов та

гідрометеорологічного забезпечення. Він виконує також функції національного центру з обміну інформацією з регіонами та Світовими метеорологічними центрами у рамках ВМО. Головною науковою організацією у галузі гідрометеорології та базових спостережень за забрудненням навколишнього середовища нашої країни є Український науково-дослідний гідрометінститут (УкрНДРГМІ, Київ). В Автономній республіці Крим (АРК) та кожній області України також функціонують центри з гідрометеорології (наприклад, Гідрометцентр Чорного та Азовського морів в Одесі).

Починаючи з 1956 року, за ініціативою ВМО виконуються різні світові програми з вивчення клімату. Так, у тому ж 1956 році у Центральній і Східній Антарктиді було відкрито перші радянські станції (Мирний і Восток). А з 1996 року у Західній Антарктиді на станції Фарадей (тепер Ак. Вернадський) почала свої наукові дослідження Україна.

Серед багатьох програм ВМО найбільш відомі: ПІГАП, ПОЛЕКС, ТРОПЕКС, АТЕКС тощо. Основний напрямок всіх цих програм – це дослідження взаємодії ланок в системі океан-атмосфера-суша і оцінка ролі Світового океану у формуванні клімату.

У 1979 році завдяки зусиллям ВМО на Всесвітній кліматичній конференції була затверджена Всесвітня кліматична програма (ВКП) з метою забезпечення координації міжнародних зусиль, спрямованих на поліпшення спостережень за кліматом, поширення досліджень можливих його змін, розроблення методології оцінки соціально-економічних наслідків коливань та змін клімату тощо. Вона стала основою для всіх пов'язаних з кліматом видів діяльності людства, стратегій і політики. Реалізація її положень у більшості країн світу здійснюється у рамках Національних кліматичних програм.

Сучасна кліматологія як наука здатна вирішувати багато питань наукового і практичного характеру. До головних задач, які вона розв'язує сьогодні, належать:

- вивчення загальних закономірностей формування (генезису) клімату Землі під дією кліматоутворювальних чинників;
- дослідження змін і коливань глобального клімату; вивчення клімату історичного і геологічного минулого; розробка методів прогнозу напрямів (сценаріїв) змін клімату;
- класифікація клімату і кліматичного районування території для розв'язання практичних задач;
- опис клімату різних географічних районів Земної кулі;
- з'ясування закономірностей утворення мікроклімату і його класифікація;

- вивчення впливу клімату на рослинний і тваринний світ, на людський організм та на різні види виробничої діяльності людини;
- підготовка характеристик клімату, необхідних для довготермінових прогнозів і для забезпечення різних галузей господарської діяльності.

Завдяки цьому в кліматології склались і набули розвитку різні напрямки і розділи. Як дисципліна вона зазвичай поділяється на загальну (фізичну) кліматологію, кліматографію, аерокліматологію, мікрокліматологію, прикладну кліматологію.

Загальна (фізична) кліматологія – частина кліматології, яка вивчає кліматоутворювальні процеси і геофізичні чинники клімату, виявляє загальні закономірності його формування, досліджує зміни і коливання клімату та встановлює їх причини.

Кліматографія – частина кліматології, яка займається вивченням і описом кліматичних умов різних районів Земної кулі.

Аерокліматологія – розділ кліматології, який вивчає клімат верхніх шарів атмосфери.

Мікрокліматологія вивчає місцеві особливості клімату, які формуються під впливом орografічних особливостей підстильної поверхні.

Прикладна кліматологія – вивчає різноманітні прикладні аспекти використання кліматичної інформації, які покликані вивчати вплив клімату на рослинний і тваринний світ, на організм людини, на різні сфери життєдіяльності людини. Тому в ній склались і набули розвитку різні напрями і розділи. Це біокліматологія, медична, промислова, будівельна і транспортна кліматологія, авіаційна і сільськогосподарська кліматологія та ін.

Особливе місце займає вчення про методи кліматологічної обробки метеорологічної інформації, в задачу яких входить розробка найбільш раціональних методів здобуття кліматичних показників (кількісних характеристик клімату), необхідних як у науковій праці, так і для обслуговування різних галузей життєдіяльності людини.

1 КЛІМАТИЧНА СИСТЕМА ТА КЛІМАТОУТВОРЮВАЛЬНІ ФАКТОРИ

1.1 Поняття про клімат і кліматичну систему

Об'єктом дослідження кліматології є клімат. Поняття про клімат та причини його різноманітності складалось поступово з розвитком у людини загальних уявлень про навколишній світ та фізичні процеси, які в ньому відбуваються.

До XIX століття, як вже згадувалось у Вступі, панувало астрономічне уявлення про клімат. Проте після винаходу термометра і барометра, які стали поштовхом до організації інструментальних спостережень, виявилась помилковість цих поглядів.

Перше визначення клімату як середнього стану атмосфери, тобто середнього стану характеристик погоди (температури повітря і ґрунту, атмосферного тиску, опадів, вітру тощо) було сформульовано німецьким дослідником О. Гумбольдтом у 1831 році в книзі «Космос». Воно проіснувало майже до середини XX століття. На сьогодні відомо більше п'ятдесяти визначень клімату. Усіх їх об'єднує те, що вони визначають клімат конкретного географічного району з особливостями його підстильної поверхні, на якій відбувається перетворення сонячної радіації, і для якого характерні деякі системи повітряних течій, що переносять теплі або холодні, вологі або сухі повітряні маси. Таким чином, мова йде про *регіональний* або *локальний* клімат. І сьогодні з позиції фізико-географічного (генетичного) підходу *кліматом певної місцевості називають багаторічний режим погоди, який складається в умовах підстильної поверхні даного району під впливом сонячної радіації, загальної циркуляції атмосфери і вологообігу*. Таке визначення клімату було запропоновано Б.П. Алісовим, Є.С. Рубінштейн і О.О. Дроздовим.

Погода – фізичний стан атмосфери в певний момент часу в певній місцевості, який оцінюють за допомогою деяких кількісних характеристик метеорологічних величин. Цей стан атмосфери дуже мінливий, що підтверджує зима 2009-2010 рр., яка на фоні глобального потепління була екстремально холодною за останні десятиріччя, а також літо 2010 року – найспекотніше за сторіччя. Для виявлення багаторічного режиму погоди, тобто найбільш характерного для даного району, необхідні спостереження за погодою протягом тривалого часу. Це дозволяє встановлювати усереднений її режим і можливі відхилення від середнього стану.

Клімат, на відміну від погоди, більш стабільний, і в наведеному вище сенсі, є одною з фізико-географічних характеристик місцевості. Сукупність усіх регіональних кліматів формує глобальний клімат нашої планети.

У 70-х роках минулого століття намітився інший підхід до вивчення клімату: проблема його дослідження набула більш чіткого фізико-математичного формулювання, як проблема геофізичної гідродинаміки атмосфери в її взаємодії з океаном і континентом.

Дійсно, клімат – одна з характеристик складної сукупності фізичних процесів, які відбуваються в атмосфері, океані, на поверхні суші і в льодяному покриві Земної кулі в цілому. В той же час він є наслідком взаємодій між цими процесами. Розвиток теорії клімату вимагав кількісного їх опису. Це спонукало до введення нового поняття клімату Землі як планети, тобто глобального клімату, яке і було прийнято на Стокгольмській конференції з фізичних основ теорії клімату і його моделювання, що відбулась у 1974 році в період проведення *Програми дослідження глобальних атмосферних процесів* (ПДГАП). Так, за визначенням О.С. Моніна *глобальний клімат – це статистичний ансамбль станів, що проходить кліматична система за період часу в декілька десятиріч*.

Кліматична система – це система *атмосфера – океан – суша – криосфера – біосфера*. У наведеному визначенні звичайне уявлення про клімат стає вченням про локальні клімати, які у фізико-математичній теорії являють собою *поодинокі прояви глобального клімату* (поодинокий стан кліматичної системи). Цей стан оцінюється набором глобальних полів метеорологічних величин, тобто низки характеристик атмосферного повітря, водної поверхні, земної поверхні і верхнього шару ґрунту та визначає гідрометеорологічний стан планетарного масштабу. Просторово-часові зміни цього стану мають статистичну природу. Тому опис клімату виконується за допомогою деяких статистичних характеристик, визначених в результаті операції осереднення. Період осереднення вибирається таким чином, щоб середні значення характеристик гідрометеорологічного стану були сталими, тобто не змінювалися за відрізок часу, близький до часу осереднення. Міжнародна метеорологічна спільнота визначила, що для отримання характеристик глобального клімату необхідно використовувати період осереднення в 30-40 років.

Складові або ланки кліматичної системи суттєво різняться за своїми фізичними властивостями, а це визначає складність взаємодії між ними. Дамо стислу кількісну характеристику ланок кліматичної системи.

Атмосфера. Об'єм атмосфери, який становить 99,8% її маси, обмежується висотою 60 км і дорівнює $3,82 \cdot 10^{12} \text{ км}^3$. Маса повітря у ньому становить $5,2 \cdot 10^{18} \text{ кг}$.

Гідросфера. Основну частину гідросфери складають води Світового океану (97,2%). Вона має об'єм $1,37 \cdot 10^9 \text{ км}^3$ і масу $1,43 \cdot 10^{21} \text{ кг}$. Отже, маса гідросфери у 275 разів більша за масу атмосфери, а об'єм її менший майже у 279 разів. Питома теплоємність води приблизно у 4 рази більша, ніж

повітря, а теплопровідність перевищує теплопровідність повітря приблизно у 20 разів. Таким чином, води Світового океану мають здатність акумулювати енергію Сонця, значна частина якої потім надходить до атмосфери у формі прихованого і явного тепла.

Відмінність фізичних властивостей атмосфери і гідросфери визначає той факт, що атмосфера є більш рухливою в порівнянні з гідросферою: просторові і часові зміни низки параметрів атмосфери набагато більші, ніж гідросфери. Так, середня швидкість вітру біля земної поверхні становить кілька метрів за секунду, у вільній атмосфері може досягати кількох десятків метрів за секунду, у той час як середня швидкість океанічних течій дорівнює 3,5 см/с, тобто швидкість переміщення речовини в гідросфері на два порядки менша, ніж в атмосфері. Але в порівнянні з іншими ланками кліматичної системи гідросферу слід вважати також дуже рухливим середовищем.

Кріосфера як ланка кліматичної системи, складається із льодовиків, морської криги та снігового покриву. В сучасну епоху об'єм льоду кріосфери Землі становить близько $24 \cdot 10^6$ км³, а площа, яку вона займає, у середньому становить 10% земної поверхні, тобто майже $59 \cdot 10^6$ км² (за даними ШСЗ). Загальна площа, яка припадає на льодовики, дорівнює $16 \cdot 10^6$ км², і розподілені вони по земній поверхні нерівномірно. Основна маса їх (90%) припадає на Антарктиду, на Арктику лише 8% , а на гірські райони континентів – 2%. Площа морської криги досягає $26 \cdot 10^6$ км². Великі простори вкриті сніговим покривом, який у Північній півкулі поширюється взимку на значну частину Північної Америки і Євразії.

Літосфера порівняно з іншими складовими кліматичної системи є найбільш консервативною ланкою. Її поверхневий шар називають діяльним шаром, основні фізичні характеристики якого змінюються досить повільно під впливом таких природних процесів як ґрунтоутворення, вітрова і водна ерозія тощо. Проте, завдяки діяльності людини, а саме: обробка ґрунтів при сільськогосподарському виробництві, їх зволоження або висушування при проведенні меліоративних заходів, деякі властивості діяльного шару (теплопровідність, відбивальна здатність) можуть змінюватись достатньо швидко.

Біосфера, – це зона існування сучасних живих організмів (з врахуванням самих цих організмів і охоплених ними частин тропосфери, гідросфери і верхніх шарів літосфери). Її властивості як складової кліматичної системи значною мірою залежать від рослинного світу, тому що площа зайнята рослинністю, її різновиди, періоди вегетації рослин визначають умови поглинання і взагалі перетворення радіації Сонця, тепло- і вологообмін з атмосферою, умови стоку, а через них умови вологообміну між океанами і континентами. Втручання людини в навколишнє середовище через сільськогосподарську діяльність і, особливо

в результаті вирубки тропічних лісів, яке інтенсивно відбувалось у другій половині двадцятого століття, безперервно змінює межі рослинного покриву і призводить, до запустелювання (як це мало місце в деяких районах Африки та Азії).

Складові кліматичної системи перебувають у взаємозв'язку і складній взаємодії, які характеризуються прямими і оберненими зв'язками. Прикладів таких взаємодій багато. Так, обмін кількістю руху атмосфери з океаном спричиняє більшу частину рухів вод Світового океану – океанічні течії, які здійснюють міжширотний обмін тепла в океані, переносячи маси теплої води з тропічних широт у високі. Завдяки цьому, з поверхні океану, особливо у холодну пору року, тепло переходить до атмосфери. Тим самим океан відіграє значну роль у формуванні поля температури в атмосфері і, як наслідок, поля тиску та особливостей атмосферних циркуляційних процесів. Атмосфера, у свою чергу, впливає на температуру поверхні океану, особливо в полярних районах.

Відомо, що стан біосфери зумовлюється ресурсами тепла і вологи, які формуються внаслідок перетворення сонячної радіації в процесі взаємодії між складовими кліматичної системи. З іншого боку, біосфера істотно впливає на стан цієї системи: рослинний світ значною мірою визначає відбивальну здатність планети, бере участь у процесах вологообміну, є основним джерелом кисню, регулює разом з океаном вміст вуглецю в атмосфері, формуючи її температурний режим.

Обернений зв'язок в рамках кліматичної системи являє собою лише одну зі сторін її складного характеру, яка в той же час допомагає підкреслити, наскільки важко дати опис її теперішнього стану, а тим паче прогнозувати майбутній стан.

Зміни в одній з ланок кліматичної системи можуть мати наслідки, які характеризуються тенденцією до посилення з часом. Наприклад, скорочення снігового покриву внаслідок підвищення температури може зменшити відбиття сонячної енергії назад в атмосферу, що в свою чергу, спричинить підвищення кількості енергії, яку поглинає поверхня Землі. Це може знову призвести до підвищення температури повітря і, одже, до більш активного танення – такий приклад додатного зворотного зв'язку.

Приклад від'ємного зворотного зв'язку: збільшення хмарності, яке може бути спричинено більш високими температурами, зменшить, зокрема, інтенсивність сонячної радіації, що досягає земної поверхні, в наслідок чого відбудеться зменшення температури біля земної поверхні.

1.2 Кліматоутворювальні фактори

Складність і неоднозначність зв'язків у кліматичній системі, постійна еволюція її компонентів з різною інерційністю є причиною багатьох кліматичних змін на планеті. Оскільки за одних і тих же зовнішніх умов на Землі може існувати кілька типів клімату, то стан кліматичної системи визначається не тільки зовнішнім впливом, але і взаємодією між її складовими.

Фізичні механізми, які визначають зовнішні впливи на кліматичну систему, а також основні взаємодії між її ланками, називають *кліматоутворювальними факторами*.

Всю сукупність кліматоутворювальних факторів можна поділити на дві групи:

- *зовнішні*, які зумовлюють енергетичний вплив на кліматичну систему;
- *внутрішні*, які характеризують властивості самої кліматичної системи.

Зовнішні кліматоутворювальні фактори, в свою чергу, поділяють на дві групи: астрономічні та геофізичні.

До астрономічних факторів належать: світність Сонця, положення орбіти Землі в Сонячній системі і характеристики орбітального руху Землі, нахил її осі до площини орбіти та швидкість обертання навколо осі. Від них залежить:

- розподіл сонячної радіації, яка надходить на верхню межу атмосфери;
- гравітаційний вплив Сонця й інших планет Сонячної системи.

Останні, змінюючись за часом, спричиняють припливи й відпливи, коливання характеристик орбітального руху й власного обертання Землі, що призводить до коливання енергії, яка надходить від Сонця на верхню межу атмосфери. Певну роль відіграє й зовнішнє магнітне поле.

До зовнішніх геофізичних факторів відносять: розмір, масу і форму Землі, власні гравітаційне і магнітне поля, внутрішнє тепло за рахунок геотермічних джерел і вулканізму.

До внутрішніх кліматоутворювальних факторів належать:

- фізико-хімічна структура атмосфери (постійні її компоненти та змінні термодинамічно активні домішки);
- маса атмосфери, маса й склад океану;
- особливості розподілу суші та океану, структура їхнього діяльного шару, рельєф поверхні суші.

Питання про те, чи мають зовнішні астрономічні та геофізичні кліматоутворювальні фактори деякі постійні властивості фізичних систем, чи вони змінюються за часом, залежить від часового інтервалу, протягом

якого вивчається кліматична система. Стосовно сучасного клімату можна вважати, що взаємодія між складовими кліматичної системи відбувається за умов майже незмінної дії зовнішніх кліматоутворювальних факторів, але це неможливо стверджувати, якщо розглядати динаміку клімату протягом, наприклад, найближчих 500 тис. років. Цей значний проміжок часу в порівнянні з часом існування цивілізації є невеликим, якщо його порівнювати з періодом існування Землі як планети.

Відомо, що параметри орбіти Землі істотно змінюються зі значними проміжками часу. Наприклад, ексцентриситет земної еліптичної орбіти коливається від 0,0007 до 0,0658 за сучасного значення 0,0167. Періоди його коливань становлять близько 0,1; 0,425 і 1,2 млн років. Зміни ексцентриситету призведуть до зміни різниці між потоками сонячної радіації у перигелії та афелії орбіти Землі від 7 до 26 % сонячної сталої та кути між площинами екватора та екліптики. Велику роль відіграє і прецесія земної осі: під впливом гравітаційних сил планет полюс Землі зміщується відносно полюса екліптики і за 26 тис. років здійснює повний оберт. Завдяки цьому змінюється положення точок зимового і літнього сонцестояння відносно перигелію орбіти, що призводить до зміни радіаційних умов у Північній і Південній півкулях від зими до літа. Таким чином, зміна параметрів земної орбіти, тобто астрономічного фактора, впливає на зміну клімату планети протягом геологічних епох. Сучасні зміни клімату відбуваються при майже незмінних астрономічних факторах.

Пояснюючи причини кліматичних змін у минулому, необхідно враховувати зміни з часом не тільки астрономічних, а й геофізичних та палеогеографічних факторів, зокрема, розподіл континентів і океанів, зміни властивостей підстильної поверхні. Останнє відбувалося завдяки тектонічній активності, яка, в свою чергу, призводила до змін у складі атмосфери й гідросфери, що сприяло еволюції біосфери.

Склад кліматоутворювальних факторів, які в тій чи іншій мірі повинні враховуватися при вивченні клімату, визначається методом вивчення кліматичної системи, характером взаємозв'язків між її ланками. Найбільш повним є описання кліматичної системи як єдиної фізичної системи. У цьому випадку її стан має характеризувати складна система рівнянь гідротермодинаміки, яка характеризує зміни в часі і просторі змінних параметрів усіх складових кліматичної системи (*повна кліматична система*).

Рівень наших знань поки що не дає можливості виконати повний опис кліматичної системи. Тому при виконанні цієї задачі вводять низку фізично обґрунтованих спрощень. Так, в сучасній теорії клімату вивчають *внутрішню кліматичну систему*, яка є складовою двох підсистем: *атмосфери і океану*. Інші гілки кліматичної системи вважаються

зовнішніми незмінними її складовими. Їх стан задається низкою граничних умов, через які відбивається вплив на динаміку такої внутрішньої кліматичної системи вище перерахованих зовнішніх і внутрішніх факторів.

Нарешті, як *внутрішню кліматичну систему* можна розглядати тільки *атмосферу*. Тоді зовнішніми кліматоутворювальними факторами слід вважати характеристики, які визначають особливості енергетичної взаємодії між атмосферою і іншими ланками кліматичної системи, розподіл на поверхні Землі океанів і материків, особливості рельєфу земної поверхні, а внутрішніми – загальну циркуляцію атмосфери і вологообіг. Саме з цих позицій відбувається подальше вивчення умов формування клімату нашої планети.

Запитання для самоперевірки до 1-го розділу

1. Дайте визначення «Кліматології» як науки.
2. Дайте визначення терміну «клімат».
3. Кліматична система та її складові.
4. Основні кліматоутворювальні фактори.

2 РАДІАЦІЙНИЙ ТА ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ КЛІМАТИЧНОЇ СИСТЕМИ

Сонячний радіації, цьому практично єдиному джерелу променистої енергії, належить найголовніша роль у формуванні процесів і явищ, які відбуваються на поверхні землі та в атмосфері. І нерівномірний розподіл сонячної енергії по земній поверхні та відмінності в надходженні її до окремих районів зумовлюють, перш за все, ту різноманітність кліматів, яка існує на Земній кулі.

Така особливість формування клімату під впливом енергії Сонця була виявлена ще вченими давнини, які встановили наявність тісного зв'язку кліматичних умов з середньою висотою Сонця, тобто широтою місцевості.

Однак, шляхи вивчення генезису клімату були вказані лише в кінці XIX ст. в працях видатного кліматолога і географа О.І. Восейкова. В його роботах зазначалось, що для з'ясування механізму формування клімату необхідно досліджувати перетворення сонячної енергії, яка надходить до нашої планети.

Дослідження розподілу сонячної енергії по Земній кулі, шляхи її перетворення на підстильній поверхні і в атмосфері набуває особливої актуальності також через необхідність виявлення регіонів, перспективних для використання в господарчій діяльності людини практично невичерпної енергії Сонця.

Для з'ясування можливостей розв'язання наведених проблем розглянемо характер розподілу сонячної енергії на верхній межі атмосфери та її перетворення в атмосфері Землі.

2.1 Надходження сонячної енергії до верхньої межі атмосфери

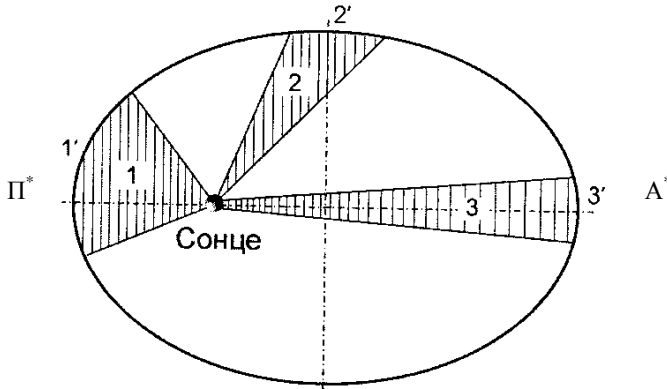
Кількість сонячної енергії, яку отримує Земля, через значну сталість випромінювання Сонця, залежить, головним чином, від зміни відстані між Сонцем і Землею. Інтенсивність сонячної радіації на верхній межі атмосфери прийнято характеризувати *сонячною сталою* I_0 , тобто кількістю сонячної радіації, яка надходить до одиниці площини, перпендикулярної до сонячних променів, в одиницю часу при середній відстані між Землею та Сонцем. За рекомендацією Міжнародної комісії з радіації стандартним значенням сонячної сталої визначено $1,37 \text{ кВт/м}^2$, що відповідає повній потужності випромінювання Сонця $3,9 \cdot 10^{23} \text{ кВт}$.

Потік сонячної радіації, який надходить на перпендикулярну до сонячних променів поверхню на верхній межі атмосфери, визначається формулою

$$I^* = \frac{I_0}{R^2}, \quad (2.1)$$

де $R = r/r_o$ – відносна відстань між Землею і Сонцем, тобто відношення фактичної відстані r до середньої r_o ($r_o = 149,5$ млн км). Цю величину, яка отримала назву «астрономічна одиниця» (а.о.), прийнято в астрономії для вимірювання відстаней в межах Сонячної системи.

Протягом року Земля здійснює повний оберт навколо Сонця. Траєкторія цього руху, тобто *орбіта* Землі, називається *екліптикою*. Згідно з першим законом Кеплера орбіта Землі – еліпс, в одному з фокусів якого знаходиться Сонце (рис. 2.1). Найближча до Сонця точка орбіти має назву *перигелій*, а найбільш віддалена – *афелій*: у першому випадку відстань між Землею і Сонцем становить 147 млн км і це припадає на 4 січня, а у другому – 152 млн км (3 липня).



1, 2, 3 – рівновеликі площі (по дузі 1' планета Земля рухається з більшою швидкістю, ніж по дугах 2 і 3; Π* – перигелій; A* – афелій)

Рисунок 2.1 – Ілюстрація до першого та другого законів Кеплера

Форма еліпса визначається співвідношенням між великою a і малою b півосьми еліпса. Один з таких показників, який частіше використовується у дослідженнях впливу астрономічних факторів на зміни та коливання клімату, є *ексцентриситет* e

$$e = \frac{a^2 - b^2}{a^2} = \sqrt{1 - \frac{b^2}{a^2}}.$$

Він коливається від 0,0007 до 0,0658 (сучасне його значення 0,016751), що призводить до змін розбіжностей в потоках сонячної енергії в точках Π^* і A^* в межах 7-26%. За умови малих значень ексцентриситету кількість сонячної енергії, яка надходить до Землі в момент перигелію і афелію, різниться незначно. За найбільшого ексцентриситету у перигелії надходить енергії більше, ніж в афелії на величину, яка становить чверть сонячної сталої. Ексцентриситет коливається з періодами 0,1; 0,425 і 1,2 млн років.

Потік сонячної радіації, який надходить до горизонтальної поверхні на верхній межі атмосфери I , визначається відстанню між Землею і Сонцем та кутовою висотою Сонця h_{\square} :

$$I = \left(\frac{I_0}{R^2} \right) \sin h_{\square} . \quad (2.2)$$

Кутова висота Сонця в свою чергу є функцією широти місцевості φ , схилення Сонця δ (тобто пори року) і годинного кута τ (тобто часу доби). Останні є небесними координатами Сонця в *екваторіальній системі* координат. Так, схилення δ – це кутова відстань між напрямком на Сонце і площиною небесного екватора (тобто земного екватора, збільшеного до розмірів небесної сфери). Годинний кут τ_{\square} – кут між площиною меридіана та площиною, яка проходить через Сонце і полюси світу (коло схилення світила). Він вимірюється дугою небесного екватора від меридіана до кола схилення світила (від 0 до $\pm 180^\circ$). Наданий в одиницях часу він являє собою істинний сонячний час τ_{\square} , який відраховується від полудня. Кутова висота Сонця h_{\square} , а також його азимут A_{\square} – це координати *горизонтальної системи*. Висота визначає положення Сонця на небесній сфері по відношенню до площини горизонту (кут між напрямком на Сонце і площиною горизонту); азимут A_{\square} – це кут між площиною меридіана даної місцевості і сонячним вертикалом (площина, яка проходить через Сонце і зеніт). На момент істинного сонячного часу h_{\square} і A_{\square} визначаються за формулами (2.3) і (2.4)

$$\sin h_{\square} = \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos \frac{2\pi}{\Pi} t, \quad (2.3)$$

де $\frac{2\pi}{\Pi} t = \tau_{\square}$ – годинний кут,

t – час, який відраховується від полудня;

Π – період обертання Землі навколо своєї осі, тобто тривалість сонячної доби (її виражають в секундах і вона дорівнює 86400 с).

$$\sin A_{\square} = \frac{\cos \delta}{\cos h_{\square}} \sin \tau_{\square} . \quad (2.4)$$

З врахуванням (2.3) формула (2.2) набуває вигляду:

$$I = \frac{I_0}{R^2} \left(\sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos \frac{2\pi}{\Pi} t \right). \quad (2.5)$$

Кількість сонячної енергії, яка надходить до одиничної площини на верхній межі атмосфери за одиницю часу, називають *інсоляцією*. Одиницею часу може бути хвилина, година, доба, місяць, сезон, рік. Найчастіше розглядається добова інсоляція Q , тобто сонячна енергія, яка надходить у проміжок часу від сходу до заходу Сонця

$$Q = \int_{-t_0}^{t_0} I dt , \quad (2.6)$$

де $-t_0$ та t_0 – моменти сходу і заходу Сонця, які визначаються з умови $h_{\square} = 0^\circ$.

Для цих моментів вираз (2.3) можна записати так

$$\sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos \frac{2\pi}{\Pi} t = 0 .$$

Звідси

$$\cos \frac{2\pi}{\Pi} t_0 = -\operatorname{tg} \varphi \cdot \operatorname{tg} \delta ,$$

тобто час сходу і заходу t_0 залежить від широти φ і схилення δ .

Підставимо вираз (2.54) у (2.6)

$$Q = I_0 \int_{-t_0}^{t_0} \left(\sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos \frac{2\pi}{\Pi} t \right) \frac{dt}{R^2} . \quad (2.7)$$

Запишемо результат інтегрування виразу (2.7):

$$Q = \frac{2I_0}{R^2} \left[t_0 \sin \varphi \cdot \sin \delta + \frac{\Pi}{2\pi} \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \sin \left(\frac{2\pi}{\Pi} t_0 \right) \right]. \quad (2.8)$$

Формула (2.8) показує, що добова інсоляція на верхній межі атмосфери визначається відносною відстанню між Землею і Сонцем R , а також широтою місця φ , порою року (δ) і часом доби (τ).

Розглянемо широтний розподіл добової інсоляції Q на верхній межі атмосфери у певні дні року для різних широт (табл. 2.1).

Таблиця 2.1 – Добова інсоляція (МДж/м²) за умови $I_o = 1,37$ кВт/м²

День року	Широта, φ°									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
	П і в н і ч н а півкуля									
22.06 (літнє сонцестояння)	33	37	40	41	42	42	42	43	45	46
22.12 (зимове сонцестояння)	36	31	26	20	7	7	2	0	0	0
21.03 і 23.09 (весняне і осіннє рівнодення)	38	34	33	30	26	22	16	8	6	1
	П і в д е н н а півкуля									
22.06 (зимове сонцестояння)	33	29	24	18	12	7	2	0	0	0
22.12 (літнє сонцестояння)	36	40	42	44	45	45	44	46	48	49

У дні *рівнодень*, коли на всій Земній кулі день дорівнює ночі, розподіл інсоляції залежить лише від висоти Сонця, тобто від широти місця. Тому спостерігається симетричний її розподіл відносно екватора, де має місце максимум добової інсоляції (37,70 МДж/м²) через найбільшу висоту Сонця (у полудень вона досягає 90°). Зі збільшенням широти кількість сонячної радіації поступово зменшується до полюсів, на яких в ці дні висота Сонця становить 0° і відбувається перехід від полярної ночі до полярного дня (Північний полюс – 21 березня, Південний полюс – 23 вересня) або від полярного дня до полярної ночі (Північний полюс – 23 вересня, Південний полюс – 21 березня).

Інший характер розподілу добової інсоляції у дні *сонцестоянь*, коли найбільша кількість радіації надходить на *полюс літньої півкулі*. Цей максимум формується (навіть при незначній висоті Сонця, яка дорівнює 23,5°) за рахунок тривалості літнього дня, що становить 24 години в умовах полярного дня. Від літнього полюса до зимового інсоляція зменшується, маючи нульові значення в умовах полярної ночі вже на широті полярного кола 66,5° (22 грудня і 22 червня у Північній та Південній півкулях відповідно). На екваторі у ці дні інсоляція становить лише 33 МДж/м² (22 червня) і 36 МДж/м² (22 грудня). Через те, що взимку Земля розташована до Сонця ближче, ніж влітку, на всіх широтах Південної півкулі 22 грудня значення інсоляції більші, ніж 22 червня у Північній півкулі. Таким чином, у дні сонцестоянь літній полюс отримує

сонячної енергії у 1,4 рази більше ніж екватор. Широтний розподіл інсоляції представлено на рис. 2.2.

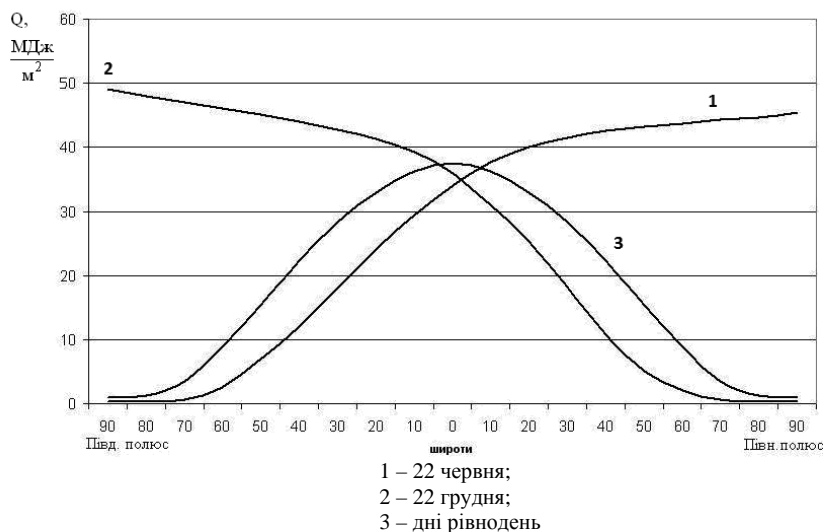


Рисунок 2.2 – Широтний розподіл добової інсоляції

Уявлення про режим радіації у високих і низьких широтах Північної півкулі у теплий і холодний періоди, а також за рік дають значення інсоляції, наведені в табл. 2.2.

Таблиця 2.2 – Широтні значення інсоляції ($\text{МДж}/\text{м}^2 \cdot 10^3$) за різні проміжки часу за умови $I_o = 1,37 \text{ кВт}/\text{м}^2$

Період	Північна широта, φ°									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Теплий (21.03-23.09)	6.60	6.99	7.18	7.20	6.99	6.62	6.13	5.70	5.53	5.47
Холодний (23.09-21.03)	6.60	6.05	5.31	4.44	3.46	2.43	1.38	0.55	0.12	0
Рік	13.20	13.04	12.49	11.64	11.45	9.05	7.51	6.25	5.65	5.47

Згідно з наведеними даними, річна інсоляція на полюсі лише у 2,5 рази менша, ніж на екваторі. Але характер цих співвідношень по періодах суттєво різняться: якщо у теплий період інсоляція на полюсі становить

майже 80 % від тої, що надходить до екваторіальних широт, то протягом усього холодного періоду заполярні широти і полюс не отримують сонячної радіації взагалі. І річна сума інсоляції на полюсі формується тільки завдяки її надходженню сюди в тепле півріччя: вона становить 42% від річної суми радіації, яка надходить до екватора (рис. 2.3).

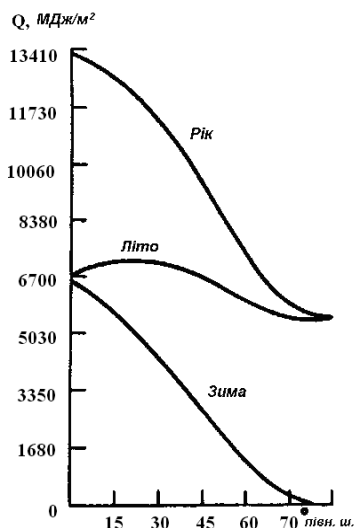


Рисунок 2.3 – Широтний розподіл річної, літньої та зимової інсоляції на верхній межі атмосфери

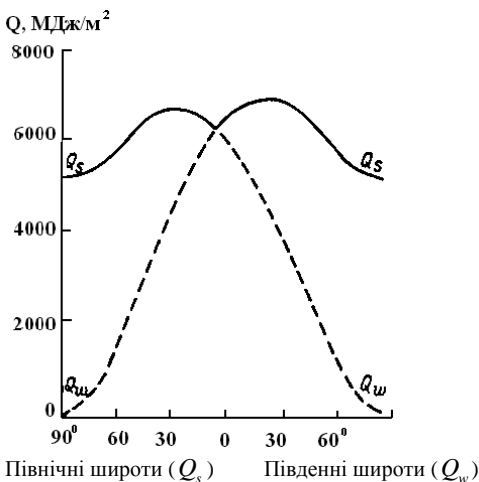
У літнє півріччя кількість радіації у меридіональному напрямку змінюється порівняно мало і її максимальна піврічна сума припадає на тропічні райони (між 20 і 30° широти). Зимові піврічні суми інсоляції з широтою помітно зменшуються. Особливо велика швидкість цих змін спостерігається між широтами 40-50° і 50-60°. Тому саме на цей пояс припадають найбільші горизонтальні градієнти температури, з якими пов'язана активність атмосферної циркуляції.

Різниця між літніми та зимовими сумами інсоляції зі збільшенням широти швидко зростає, сягаючи найбільших величин на полюсах. Розглянуті особливості в режимі сонячної радіації по широтах і є головною причиною кліматичних розбіжностей між високими та низькими широтами.

Зазначимо, що розрізняють астрономічні та калорічні (тепле і холодне) півріччя. Дійсно, згідно з другим законом Кеплера радіус-вектор (пряма, яка з'єднує Сонце з будь-якою точкою на орбіті) за однакові

проміжки часу описує рівновеликі площі (рис. 2.1). В такому разі дуги, які проходить Земля по орбіті у випадку 1 (перигелій) і 3 (афелій), не однакові. А звідси швидкість руху планети по орбіті різна: у перигелії вона найбільша, а в афелії – найменша. Завдяки цьому шлях по орбіті від точки весняного рівнодення (21.03) до точки осіннього рівнодення (23.09) (тепле півріччя у Північній півкулі) Земля проходить за 186 діб, а від точки весняного рівнодення (23.09) до точки осіннього рівнодення (21.03) (холодне півріччя Південної півкулі) за 179 діб. Таким чином, літнє астрономічне півріччя у Південній півкулі коротше літнього астрономічного півріччя у Північній півкулі на 7 діб. Це має відношення і до зимового астрономічного півріччя у Північній півкулі. Тому суми сонячної енергії за астрономічні півріччя використовувати незручно. М. Міланкович запропонував розглядати замість них півріччя однакової тривалості $T_0/2$ ($T_0 = 365,2422$ сонячних діб, тобто тривалість сонячного року), коли на даній широті будь-яке значення добової інсоляції у літнє півріччя більше будь-якого значення добової інсоляції у зимове півріччя. Такі півріччя називають *калоричними*.

Через сезонні коливання відстані між Землею та Сонцем має місце асиметрія в розподілі інсоляції по півкулях: літня добова інсоляція у Південній півкулі більша, ніж у Північній, а взимку – менша. Але в цілому за рік асиметрія в розподілі інсоляції згладжується, і на однакових широтах обох півкуль на верхню межу атмосфери надходить приблизно однакова кількість тепла (рис. 2.4).



Суцільні криві – літні півріччя; пунктирні криві – зимові півріччя

Рисунок 2.4 – Суми тепла за калоричні півріччя для різних широт Північної та Південної півкулі

Розглянемо характер *річного ходу* добової інсоляції на верхній межі атмосфери *на різних широтах*. На рис. 2.5 він наведений для Північної півкулі.

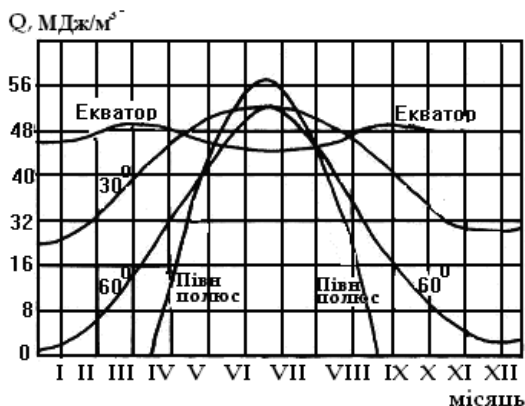


Рисунок 2.5 – Річний хід добової інсоляції на верхній межі атмосфери на різних широтах Північної півкулі

Для більш поглибленого розуміння цього питання розглянемо, як змінюється висота Сонця над горизонтом в залежності від широти місцевості φ і пори року, яка в свою чергу визначається схиленням Сонця δ .

Видиме переміщення сонячного диску по небосхилу протягом доби і року зумовлено добовим обертанням Землі навколо своєї осі і річним її обертанням навколо Сонця. Протягом доби усі світила рухаються в площинах, паралельних площині небесного екватора, на кутовій відстані від останнього, яка дорівнює схиленню світила. Внаслідок річного руху Землі, що відбувається по екліптиці (яка складає з небесним екватором кут в $23,5^\circ$), схилення Сонця δ протягом року змінюється від $-23,5^\circ$ до $+23,5^\circ$. При цьому в дні весняного і осіннього рівнодень Сонце знаходиться на небесному екваторі ($\delta = 0^\circ$) і траєкторією його добового руху є коло небесного екватора (точки сходу та заходу Сонця співпадають з точками сходу E та заходу W на горизонті місцевості). Від весняного рівнодення до літнього сонцестояння схилення Сонця збільшується і досягає у Північній півкулі $= 23,5^\circ$. Площина, в якій воно рухається протягом доби, зміщується від екватора у Північну півкулю на $23,5^\circ$, а точки сходу і заходу Сонця зсуваються до північного сходу і до північного заходу відповідно. Від літнього сонцестояння до осіннього рівнодення цей рух відбувається у зворотному напрямку. Після дня осіннього рівнодення Сонце, перетинаючи екватор, переходить у Південну

півкулю і до дня літнього сонцестояння його схилення δ наближається до $-23,5^\circ$. Площина, в якій відбувається добовий рух Сонця, зміщена від екватора на $23,5^\circ$ до півдня, а точки сходу і заходу Сонця на горизонті переміщуються від точок E і W до південного сходу і південного заходу відповідно. Далі, рухаючись по екліптиці, Сонце знову наближається до екватора і у день весняного рівнодення його схилення знову дорівнює 0° .

В залежності від змін схилення Сонця δ його полуденна висота, тобто висота у верхній кульмінації h_g визначається за формулою

$$h_g = (90^\circ - \varphi) + \delta. \quad (2.9)$$

Значення висоти Сонця над горизонтом у полудень для різних широт Північної та Південної півкуль у дні рівнодень (21 березня і 23 вересня) і дні сонцестоянь (21 червня і 22 грудня) надано у табл. 2.3.

Таблиця 2.3 – Висота Сонця над горизонтом у полудень

Географічна зона	21.III	22.VI	23.IX	22.XII
Північний полюс	0°	$23,5^\circ$	0°	-
Північне полярне коло	23,5	47	23,5	0°
Північний тропік	66,5	90	66,5	43
Екватор	90	66,5	90	66,5
Південний тропік	66,5	43	66,5	90
Південне полярне коло	23,5	0	23,5	47
Південний полюс	0	-	0	23,5

Дані табл. 2.3 свідчать про те, що на екваторі Сонце у полудень буває в zenіті, тобто над головою, два рази на рік (у дні весняного і осіннього рівнодень) і два рази на рік воно досягає найменших висот (у дні літнього і зимового сонцестоянь). У тропіках Сонце буває в zenіті у полудень тільки один раз на рік – у час відповідного сонцестояння. Разом зі змінами полуденної висоти Сонця над горизонтом в залежності від широти та пори року змінюється і тривалість дня та ночі (табл. 2.4).

Таблиця 2.4 – Зміна тривалості дня в залежності від широти

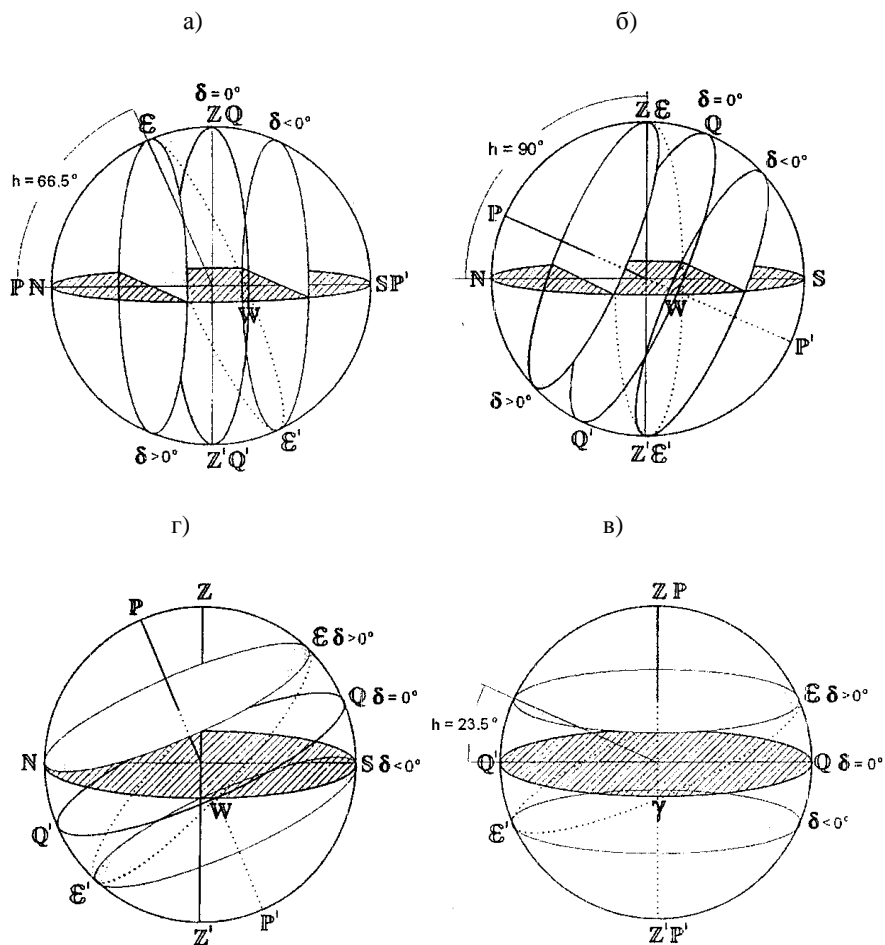
Широта	Найбільш тривалий день		Найбільш короткий день	
	години	хвилини	години	хвилини
0°	12		12	
30	13	56	10	04
60	18	30	5	30
66,5	24		0	

На рис. 2.6 надано схему видимого добового руху Сонця на деяких широтах Земної кулі у дні весняного і осіннього рівнодень, а також літнього і зимового сонцестоянь. На екваторі, як згадувалось, Сонце два рази на рік (у дні рівнодень) у полудень проходить через *зеніт* z . У дні сонцестоянь його полуденна висота найменша ($66,5^\circ$). У межах тропіків Сонце сягає зеніту у ті дні, коли значення його схилення зрівнюється з широтою місцевості. На самому тропіку Сонце знаходиться у зеніті лише один раз на рік: у день літнього сонцестояння відповідної півкулі. У помірних широтах Північної півкулі полуденна висота Сонця найбільша у день літнього сонцестояння (22.06) і найменша у день зимового сонцестояння (22.12), при цьому Сонце ніколи не досягає зеніту. На північ від Північного полярного кола ($\varphi \geq 66,5^\circ$ півн.ш.) Сонце влітку не заходить (полярний день), а взимку не сходить (полярна ніч), поки його схилення δ за абсолютною величиною залишається більше ніж $(90^\circ - \varphi)$. На самому полюсі полярний день триває півроку, а максимальна висота Сонця у день літнього сонцестояння дорівнює $23,5^\circ$; у другу половину року на полюсі полярна ніч. Влітку тривалість дня у Північній півкулі від екватора до полюса збільшується (від 12 годин до полярного дня), а взимку – зменшується (від 12 годин до полярної ночі). Все це визначає своєрідність річного ходу добової інсоляції на різних широтах Земної кулі (рис. 2.5).

На *Північному полюсі* добова інсоляція має простий річний хід. Він характеризується максимумом у червні і відсутністю надходження радіації в період з 23 вересня по 21 березня. Такий же річний хід інсоляції має місце і на південному полюсі, тільки максимум тут припадає на грудень, а в період з 21 березня по 23 вересня приплив радіації відсутній. Цей річний хід характерний для всіх широт, розташованих за полярним колом (вище $\varphi = 66,5^\circ$) з тою лише різницею, що тривалість періоду відсутності припливу радіації зменшується від полюса до полярного кола.

У зоні *між широтою полярного кола і широтою тропіка* ($\varphi = 23,5^\circ$) у річному ході інсоляції відмічається один максимум у червні (у Південній півкулі – у грудні) і один мінімум у грудні (у Південній півкулі – у червні).

Своєрідний річний хід добових сум інсоляції спостерігається в *екваторіальній зоні* ($\varphi = 0^\circ - \pm 23,5^\circ$). Так, на *екваторі* в річному ході добових сум радіації спостерігаються два максимуми (у дні рівнодень) і два мінімуми (у дні сонцестоянь). На широтах $0^\circ < \varphi < 23,5^\circ$ обох півкуль максимуми припадають на день, коли схилення Сонця сягає величини, яка дорівнює широті місцевості. З наближенням до тропіка їх значення (δ і φ) зрівнюються і тоді в день літнього сонцестояння (22 червня) на північному тропіку і в день зимового сонцестояння (22 грудня) на південному тропіку спостерігається один максимум у річному ході добової інсоляції.



а) на екваторі, б) на широті Північного тропіка; в) на широті Північного полярного кола; г) на широті Північного полюса;
 z і z' – zenit і надир; PP' – вісь світу; N, S, E, W – відповідно точки півночі, півдня, сходу і заходу на горизонті;
 QQ' – небесний екватор; EE – екліптика (пунктирна лінія)

Рисунок 2.6 – Видимий добовий рух Сонця на різних широтах Земної кулі у дні сонцестоянь (крайні траєкторії) і рівнодень (середня траєкторія)

Слід звернути увагу ще на одну особливість розподілу інсоляції протягом року в районі екватора: при значних величинах інсоляції за рік амплітуда її коливань тут незначна. В протилежність цьому у полярних широтах інсоляція змінюється в значних межах, від нульових значень у зимовий період до 46 МДж/м^2 на північному полюсі і 49 МДж/м^2 на південному полюсі у літній період (у дні сонцестоянь).

В цілому за рік переважає зональний розподіл інсоляції і зменшення її від екватора до полюсів.

Клімат, який визначається розподілом сонячної радіації на верхній межі атмосфери (або біля поверхні Землі в припущенні відсутності атмосфери і однорідної підстильної поверхні), називають *солярним кліматом*. Він дає уявлення про ту крайню межу можливих сум сонячної радіації, яку б отримала земна поверхня в умовах відсутності атмосфери. Таким чином, під солярним кліматом розуміють розподіл сонячної радіації по земній поверхні у відсутності атмосфери у залежності тільки від широти місцевості φ і схилення Сонця δ (пори року). Для всіх точок на одній широті солярний клімат однаковий. Разом з тим солярний клімат пояснює важливі риси в річному ході і просторовому розподілі температури повітря та розвитку атмосферної циркуляції на різних широтах Земної кулі.

2.2 Послаблення сонячної радіації в атмосфері Землі

Сонячна радіація, яка надходить на верхню межу атмосфери, на шляху до земної поверхні проходить крізь всю товщу атмосфери і значно послаблюється внаслідок поглинання її термодинамічно активними домішками атмосфери та розсіювання.

Короткохвильове електромагнітне випромінювання Сонця охоплює спектральний діапазон від 0,1 до 4,0 мкм, але під час надходження до поверхні Землі різко обривається на довжині хвилі $\lambda = 0,29 \text{ мкм}$. Жорстке ультрафіолетове випромінювання поглинається озоном ($\lambda < 0,36 \text{ мкм}$). Особливо значним є поглинання у діапазоні 0,22-0,29 мкм (полоси Хартлі) і у діапазоні 0,31-0,36 мкм (полоси Хеггінса). Крім того, озон має полоси поглинання і у видимій частині спектра 0,44-0,75 мкм (полоси Шап্পі). Ультрафіолетове випромінювання поглинається також киснем у смузі 0,13-0,24 мкм.

Сонячну радіацію в інфрачервоній частині спектра значною мірою поглинають водяна пара і вуглекислий газ у кількості, яка становить приблизно 3,8% від сонячної сталої. Частину сонячної радіації у значній ділянці спектра поглинає також атмосферний аерозоль. В цілому величина поглинання сонячної радіації в атмосфері становить у середньому 17-25 %.

Добова сума прямої сонячної радіації біля земної поверхні визначається формулою

$$Q_3 = \int_{-t_0}^{t_0} I P^m dt$$

або у розгорнутому вигляді

$$Q_3 = \frac{I_0}{(r/r_0)^2} \int_{-t_0}^{t_0} P^m \left(\sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos \frac{2\pi}{H} t \right) dt, \quad (2.10)$$

де P – коефіцієнт прозорості,
 m – кількість оптичних мас.

З останнього виразу випливає, що Q_3 біля земної поверхні крім широти φ , пори року δ , відносної відстані між Землею та Сонцем залежить ще і від стану атмосфери, який характеризується коефіцієнтом прозорості P та масою атмосфери, яку проходять промені.

Розсіювання короткохвильового випромінювання в атмосфері відбувається на молекулах і комплексах молекул повітря (молекулярне або релєївське), на частинах аерозолі і хмарних частинках (аерозольне).

У реальних умовах розподіл прямої радіації біля земної поверхні залежить ще й від хмарності. Хмарність послаблює сонячну радіацію. За умов безхмарної атмосфери потік сонячної радіації зменшується в середньому на 20%, за хмарності – ще на 20-30% . Отже, земної поверхні у середньому досягає 50-60% від сонячної радіації, яка надходить до верхньої межі атмосфери. Найбільш помітне це зменшення у високих широтах, що визначається малою висотою Сонця (збільшенням оптичної маси атмосфери), наявністю хмарності та високою вологістю.

З табл. 2.5, у якій наведено широтний розподіл річних сум прямої радіації, випливає, що зі зменшенням широти річні суми прямої радіації на верхній межі атмосфери зростають, а біля земної поверхні вони спочатку збільшуються зі збільшенням широти φ від 0 до 20°, а при подальшому її зростанні – зменшуються. Такі зміни річних сум прямої радіації по широті зумовлені географічним розподілом, перш за все, хмар.

Таблиця 2.5 – Розподіл прямої радіації по Земній кулі

Північна широта, °	0	10	20	30	40	50	60
Річна сума прямої радіації на верхній межі атмосфери, МДж/(м ² рік)	13450	13280	12740	11860	10640	9220	7630
Коеф. прозорості P	0,70	0,70	0,70	0,72	0,75	0,77	0,80
Середня річна кількість хмар, бали	5,6	4,8	4,2	4,4	5,0	5,8	6,1
Річна сума прямої радіації біля земної поверхні, МДж/(м ² рік)	3440	3980	4190	3810	3100	2260	1720

2.3 Сумарна і поглинута радіація

Пучок паралельних променів, який надходить від диску Сонця до земної поверхні, називають *прямою* сонячної радіацією. Її визначають як на перпендикулярну I , так і на горизонтальну поверхню I' . Пряма радіація, проходячи через атмосферу, розсіюється на її молекулярних і аерозольних частинках і надходить до земної поверхні у вигляді *розсіяної* радіації i , яку визначають на горизонтальну поверхню.

Розсіювання короткохвильового випромінювання в атмосфері відбувається на мікронеоднорідностях повітря, на частинках аерозолі і хмарних частинках. На неоднорідностях або частинках з розмірами меншими за довжину хвилі відбувається релєйське розсіювання, а на більш крупних частинках аерозолі – розсіяння з сильно витягнутою індиатрисою.

Поглинання сонячної радіації термодинамічно активними домішками, особливо озоном, відіграє значну роль у формуванні полів температури і тиску у стратосфері, мезосфері та термосфері. З точки зору кліматоутворення переважна роль належить тропосфері, де знаходиться більша частина маси атмосфери Землі. Тому викликає інтерес та частина інсоляції, яка доходить до підстильної поверхні у вигляді прямої і розсіяної радіації. Цю радіацію називають сумарною сонячною радіацією. Саме вона поглинається поверхнею суші та океану, що призводить до виникнення складних механізмів теплообміну між різними елементами кліматичної системи.

Таким чином, суму прямої сонячної радіації на горизонтальну поверхню I' і розсіяної радіації i називають *сумарною* Q . Співвідношення між ними в загальній сумарній радіації змінюється з широтою місця: найбільша частка розсіяної радіації у сумарній спостерігається у високих

широтах, а у полярних районах вона навіть перевищує пряму; із зменшенням широти посилюється роль прямої радіації (табл. 2.6). Це свідчить про те, що більш помітно змінюється пряма радіація, а річні суми розсіяної радіації незначно збільшуються із зменшенням широти. Влітку розсіяна радіація зазвичай зростає зі збільшенням широти, взимку навпаки – зменшується.

Співставлення даних табл. 2.6 свідчить про те, що річні суми розсіяної радіації достатньо великі, тобто у загальному надходженні тепла на поверхню Землі розсіяна радіація відіграє суттєву роль і значення її як кліматоутворювального фактора – значне. Це особливо помітно у високих широтах Північної півкулі, де розсіяна радіація становить більше 80% у сумарній. Але в Антарктиді за рахунок значної висоти континенту над рівнем моря, переважання ясного неба і значної прозорості повітря частка розсіяної радіації значно зменшується (переважає пряма радіація).

Таблиця 2.6 – Середньширотні річні суми прямої, розсіяної і сумарної радіації (МДж/(м²·рік))

Радіація	Північна широта					
	80°	70 °	60 °	50 °	40 °	35 °
Пряма	419	1131	1760	2514	3478	4064
Розсіяна	1969	1676	1550	1634	2053	2179
Сумарна	2388	2807	3310	4148	5531	6243

Слід звернути увагу на те, що розсіяна радіація зростає зі збільшенням висоти Сонця h_{\odot} . Вона залежить також і від коефіцієнта прозорості P , і хмарності n . Зменшення P і збільшення n призводять до зростання розсіяної радіації. Хмарність може збільшити розсіяну радіацію в 3-4 рази порівняно з умовами відсутності хмар. До збільшення розсіяної радіації призводять сніговий та льодовий покриви.

Розподіл сумарної радіації по поверхні Земної кулі також залежить від географічної широти і хмарності. Співвідношення, яке враховує залежність сумарної радіації Q від кількості хмар, має вигляд (за формулою Т.Г. Берлянд)

$$Q = Q_0 (1 - an - bn^2), \quad (2.11)$$

де Q_0 – потік сумарної радіації за відсутності хмар,
 n – кількість хмар в частках одиниці,
 a і b – коефіцієнти регресії, які залежать від широти.

У географічному розподілі сумарної радіації добре виражена (особливо у високих і помірних широтах) зональність. Її річні значення (рис. 2.7) досягають максимуму (>8000 МДж/м²) у субтропічних широтах Північної і Південної півкулі (північний схід Африки), де в умовах підвищеного тиску незначна хмарність, та мінімуму (<2400 МДж/м²) – у полярних районах. Деяке зменшення річної сумарної радіації спостерігається в екваторіальних широтах. Це зумовлено тим, що порівняно з субтропіками повторюваність похмурого неба над екватором зростає.

Таким чином, від поясів високого тиску на північ і на південь сумарна радіація зменшується, а розподіл її ізоліній має в основному зональний характер. Порушення зональності пов'язане з нерівномірним розподілом хмарності і відбувається там, де інтенсивна циклонічна діяльність. Це райони західного узбережжя Канади, північна частина Європи, південно-західне узбережжя Південної Америки та ін. Порушення зональності та зменшення сумарної радіації спостерігається і в районах дії мусонної циркуляції (Індостан, східне узбережжя Азії), а також там, де добре розвинена пасатна інверсія (східні райони тропічних зон океанів).

У розподілі сумарної радіації у зимові місяці характерним є швидке зменшення її в напрямку до полюсів відповідної півкулі, що пов'язано зі зниженням висоти Сонця і скороченням тривалості дня. Має місце значна її міжширотна мінливість: сумарна радіація змінюється від найбільших значень у низьких широтах до нульових у полярних широтах, куди за цей період вона не надходить.

Відмінна риса літнього розподілу сумарної радіації полягає в тому, що встановлюються високі її значення на всій літній півкулі з малою міжширотною мінливістю. Максимальна кількість сонячного тепла надходить до тропічних та субтропічних пустель. Значна її кількість спостерігається і у полярних областях, де вплив невеликої висоти Сонця компенсується значною тривалістю дня (до 24 годин за полярним колом).

Розглянемо просторовий розподіл сумарної радіації у окремі місяці зимового і літнього сезонів.

У грудні (рис. 2.8) найбільші суми радіації (до 800-900 МДж/м² і більше) мають місце в пустелях Південної півкулі. У хмарних районах біля екватора вони зменшуються до 300-500 МДж/м². У зимовій Північній півкулі радіація швидко зменшується до півночі: на північ від 50-ої паралелі вона < 80 МДж/м², а ізолінія її нульових значень на всіх довготах Північної півкулі проходить трохи північніше полярного кола. За полярним колом Q дорівнює нулю, оскільки в цьому районі Сонце взимку не підіймається над горизонтом.

На південь від нульової ізолінії сумарна радіація швидко зростає і у позатропічних широтах Північної півкулі вона набуває майже зонального розподілу. Порушення зональності спостерігається у низьких широтах:

області підвищеної і зниженої радіації відповідають областям підвищеної і зниженої хмарності.

Починаючи з низьких широт Північної півкулі і в усій Південній півкулі широтні зміни сумарної радіації у цьому місяці не дуже великі, що пояснюється впливом збільшення тривалості дня, яка компенсує зменшення середніх висот Сонця зі зміщенням до Південного полюса.

У літній Південній півкулі суми радіації зменшуються на південь до 400 МДж/м^2 і нижче (в межах широт $50-60^\circ$). Далі вони зростають до 800 МДж/м^2 біля узбережжя Антарктиди і вище 1300 МДж/м^2 у середині Антарктиди, де суми радіації більші ніж влітку у тропіках.

Аналогічна картина спостерігається у розподілі сумарної радіації у *червні* (рис. 2.9). У Північній півкулі вона змінюється порівняно мало (хоча області підвищених значень Q у районі пустель добре помітні), тоді як у помірних і високих широтах Південної півкулі швидко зменшується зі збільшенням широти. Найбільші суми радіації ($> 900 \text{ МДж/м}^2$) спостерігаються над північно-східною Африкою, Аравією, Іранським нагір'ям. До 800 МДж/м^2 і вище вони у Середній Азії, значно менші (до 600 МДж/м^2) у тропічних частинах материків Південної півкулі. У хмарних приекваторіальних областях суми радіації, як і у грудні знижуються до $300-500 \text{ МДж/м}^2$. У літній Північній півкулі суми радіації зменшуються від субтропиків до півночі повільно, а на північ від 50° півн.ш. зростають, досягаючи 800 МДж/м^2 і більше в Арктичному басейні. У помірних і високих широтах Південної півкулі між тим сумарна радіація швидко зменшується з широтою до її нульових значень за Південним полярним колом в умовах полярної ночі.

Не вся сумарна сонячна радіація поглинається підстильною поверхнею, частина її відбивається. Відбивальна здатність підстильної поверхні характеризується *альбедо* a – це, як відомо, відношення потоку відбитої даною поверхнею радіації до потоку сумарної радіації (виражається у частках одиниці або у відсотках). Його значення залежить від типу і кольору поверхні: свіжий сніг має альбедо у межах $0,70-0,95$; морська крига – $0,30-0,40$; поля, луки, ліси – $0,10-0,30$; темні ґрунти – $0,05-0,15$; сухі світлі піщані ґрунти – $0,35-0,40$.

Характер підстильної поверхні значно змінюється протягом року, особливо у середніх широтах континенту. Але в середньому альбедо суші більше ніж альбедо океану, тому в цілому за рік океани поглинають сонячної енергії більше ніж континенти. У кліматологічних дослідженнях зазвичай використовують осереднені значення альбедо, які наведено в табл. 2.7.

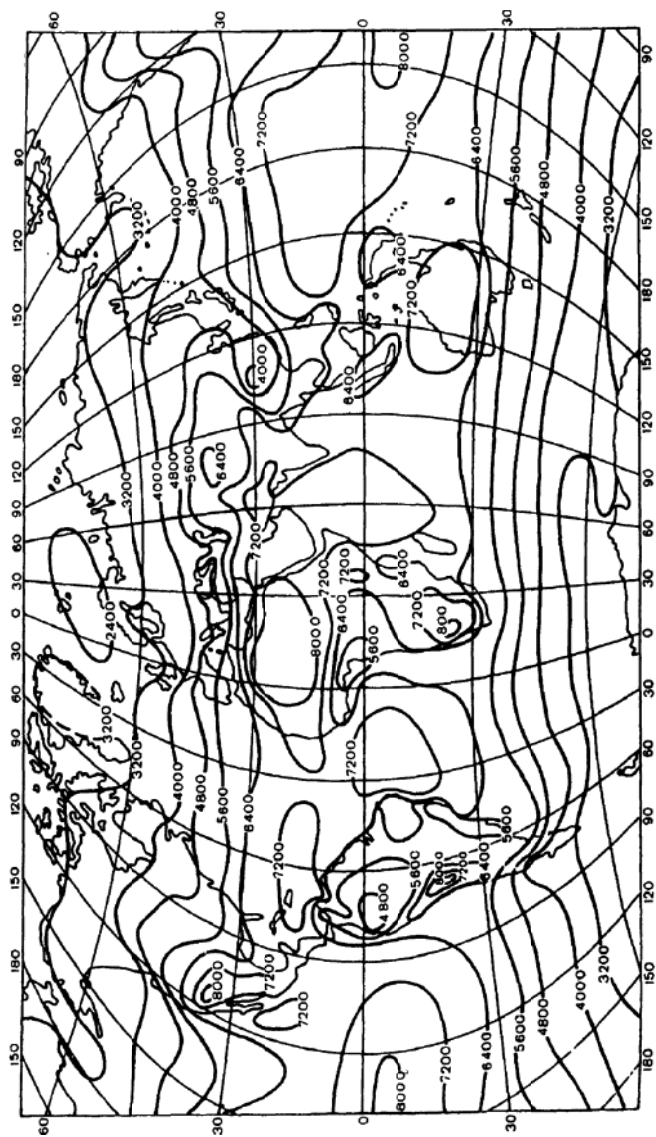


Рисунок 2.7 – Сумарна сонячна радіація (МДж/м²). Рік

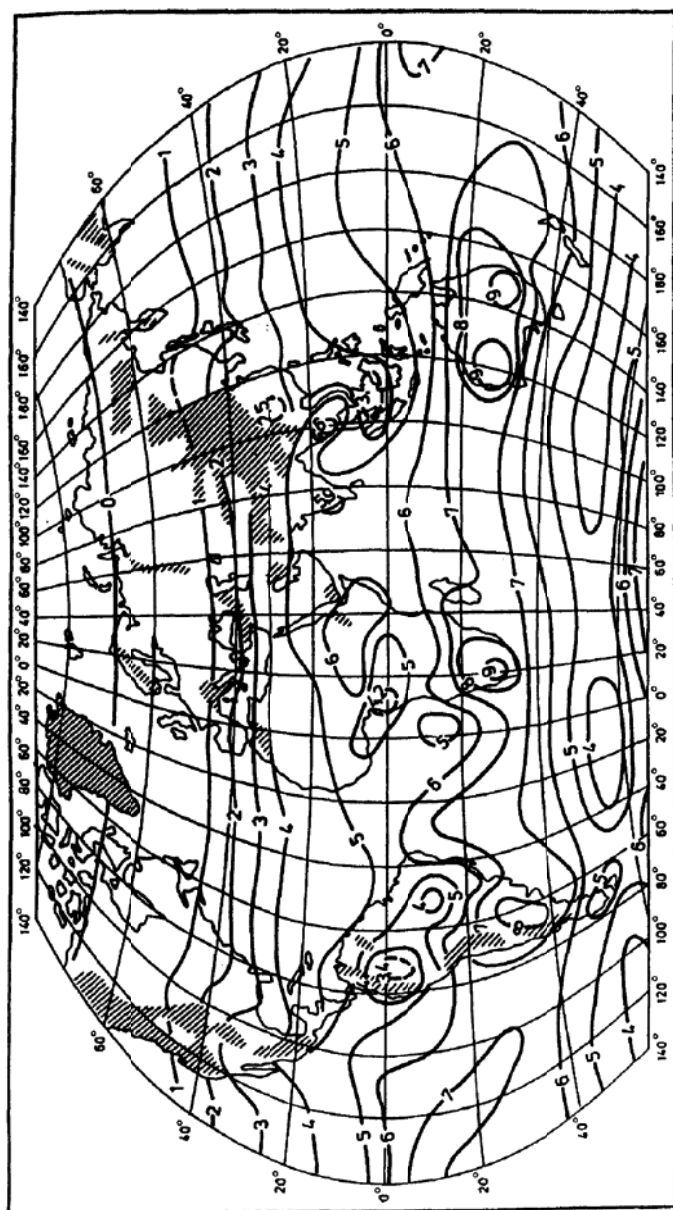


Рисунок 2.8 – Сумарна сонячна радіація (10^2 МДж/м^2). Грудень

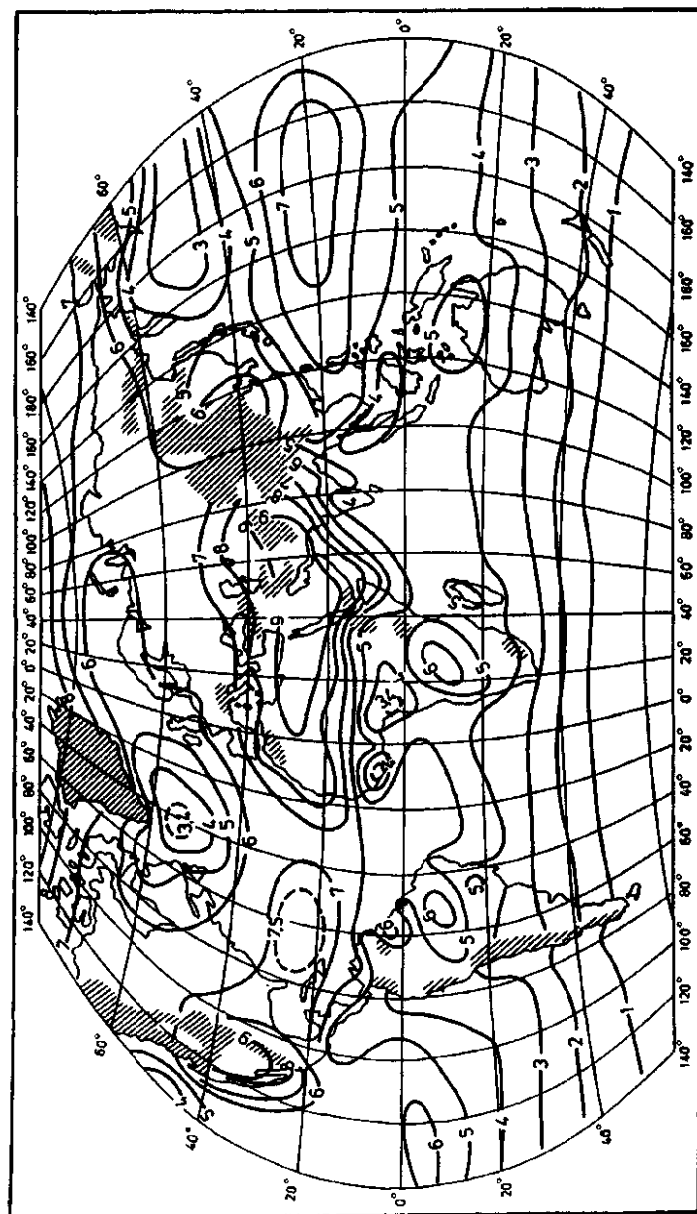


Рисунок 2.9 – Сумарна сонячна радіація (10^2 МДж/м²). Червень

Таблиця 2.7 – Середні значення альбедо

Вид поверхні	Альбедо
Стійкий сніговий покрив у високих широтах ($\varphi > 60^\circ$)	0,80
Стійкий сніговий покрив у помірних широтах ($\varphi < 60^\circ$)	0,70
Ліс при стійкому сніговому покриві	0,45
Нестійкий сніговий покрив навесні	0,38
Ліс при нестійкому сніговому покриві навесні	0,25
Нестійкий сніговий покрив восени	0,50
Ліс при нестійкому сніговому покриві восени	0,30
Степ та ліс в період між сходом снігового покриву і переходом середньої добової температури повітря через 10°C	0,13
Тундра у період без снігового покриву	0,18
Степ, листяний ліс у період від весняного переходу температури через 10°C до появи снігового покриву	0,18
Хвойний ліс у період від весняного переходу температури через 10°C до появи снігового покриву	0,14
Ліс, який скидає листя, у суху пору року, савани та напівпустелі у посушливий період	0,24
Ліс, який скидає листя, савани та напівпустелі у вологу пору року	0,18
Пустеля	0,28

Зазначимо, що планета Земля теж відбиває значну частину сонячного випромінювання. За даними супутників альбедо Землі становить 0,28, тобто на верхній межі атмосфери більше чверті потоку сонячної радіації відбивається у космічний простір. Тоді кількість сонячної радіації, яку поглинає підстильна поверхня P_0 , можна визначити за формулою

$$P_0 = Q - \alpha Q = Q(1 - \alpha). \quad (2.12)$$

Для водної поверхні осереднені за широтою значення альбедо наведено у табл. 2.8.

Поглинута радіація по суті є балансом короткохвильової радіації. Її географічний розподіл зазвичай дуже схожий з розподілом сумарної радіації. Але ізолінії поглинutoї радіації на межі суша – водна поверхня через різницю в альбедо зазнають розриву. Зона найбільших значень поглинutoї радіації розташована над океанами тропічних і екваторіальних широт. Найменші значення P_0 спостерігаються у полярних районах,

Таблиця 2.8 – Середні широтні значення альбедо водної поверхні у Північній півкулі

Широта	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
70°	-	0,23	0,16	0,11	0,09	0,09	0,09	0,10	0,13	0,15	-	-
60°	0,20	0,16	0,11	0,08	0,08	0,07	0,08	0,09	0,10	0,14	0,19	0,21
50°	0,16	0,12	0,09	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,08	0,11	0,14	0,16
40°	0,11	0,09	0,08	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,11	0,12
30°	0,09	0,08	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,09
20°	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07
10°	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07
0°	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06

де при малих значеннях сумарної радіації значна її частина відбивається. Помітні зменшення поглинутої радіації спостерігаються в районі пустель.

2.4 Радіаційний баланс підстильної поверхні

Підстильна поверхня, поглинаючи короткохвильову сонячну радіацію, нагрівається і сама стає джерелом довгохвильового випромінювання (довжина хвиль > 4 мкм). Цей потік тепла визначає втрату енергії підстильною поверхнею B_0 . Значна частина цієї енергії поглинається атмосферою завдяки наявності в ній водяної пари, озону, вуглекислого газу, пилу тощо. Внаслідок цього атмосфера нагрівається і теж випромінює радіацію в інфрачервоному діапазоні, частина якого надходить до земної поверхні (противипромінювання атмосфери або зустрічне випромінювання $\delta^* B_a$) і поглинається нею. Різниця між потоками довгохвильового випромінювання підстильної поверхні і зустрічного випромінювання атмосфери визначає зазвичай втрату тепла земною поверхнею і має назву *ефективне випромінювання* B_d або баланс довгохвильової радіації

$$B_d = B_0 - \delta^* B_a. \quad (2.13)$$

Властивість атмосфери зменшувати тепловтрати земної поверхні через її спроможність пропускати короткохвильову радіацію і добре поглинати довгохвильову, називають *парниковим ефектом*.

Ефективне випромінювання залежить від температури підстильної поверхні, температури атмосфери, хмарності та вологості повітря.

Зазвичай $B_d > 0$, тобто земна поверхня втрачає тепло. Воно зменшується при наявності хмар і великому вологовмісті; збільшується, якщо температура підстильної поверхні більша за температуру повітря.

Просторові зміни ефективного випромінювання менші за зміни сумарної радіації. Це пояснюється тим, що в більшості кліматичних зон зі збільшенням температури повітря зростає абсолютна вологість. При цьому ефективне випромінювання змінюється порівняно мало, тому що підвищення температури і збільшення абсолютної вологості впливають на нього в протилежному напрямку.

Найбільші значення річних сум ефективного випромінювання відмічаються у тропічних пустелях ($33\text{--}37 \cdot 10^2$ МДж/м²), чому сприяє сухість повітря, відсутність хмарності і значна температура підстильної поверхні в порівнянні з температурою повітря.

Поблизу екватора ефективне випромінювання знижується майже вдвічі ($12\text{--}17 \cdot 10^2$ МДж/м²) і мало відрізняється над океаном і континентом. В області позатропічних широт суші воно в середньому декілька більше за випромінювання океанів в тих же широтах, особливо в умовах посушливих територій (влітку воно більше над сушею, взимку – над океанами). Помітно зростає ефективне випромінювання в районі теплих течій. Іноді $B_d < 0$ за умов хмарного неба, наявності шару інверсії та низької температури підстильної поверхні. У табл. 2.9 надано середньоширотний розподіл B_d .

Таблиця 2.9 – Середні річні значення ефективного випромінювання на різних широтах, МДж/м²

$\varphi, ^\circ$	0 – 10	10 – 20	20 – 30	30 – 40	40 – 50	50 – 90	60 – 90
B_d	2390	2600	2930	2890	2600	2350	1930

У річному ході найбільші значення B_d припадають на літні місяці, а найменші – на зимові; у добовому ході – відповідно на денні (максимум після заходу Сонця) і нічні (мінімум перед сходом Сонця) години.

Співвідношення між енергією, яку земна поверхня отримує через P_0 , і енергією, що вона втрачає через B_d , можна оцінити за допомогою радіаційного балансу підстильної поверхні R :

$$R = Q(1 - \alpha) - B_d. \quad (2.14)$$

Тобто радіаційний баланс – це різниця між короткохвильовою сонячною енергією, яку поглинає земна поверхня, і довгохвильовим

тепловим випромінюванням, що земна поверхня втрачає. Він характеризує сумарний ефект впливу всіх радіаційних процесів на тепловий стан підстильної поверхні та прилеглих до неї повітряних мас і є важливою характеристикою стану кліматичної системи. Якщо $R > 0$, то підстильна поверхня нагрівається, якщо $R < 0$, то вона охолоджується.

Завдяки наявності парникового ефекту в цілому за рік радіаційний баланс для всієї земної поверхні величина додатна і дорівнює 2860 МДж/м^2 , тобто за рік земна поверхня отримує енергії більше, ніж втрачає.

Просторовий розподіл радіаційного балансу підстильної поверхні надано на рис. 2.10-2.12. Ці карти є фоновими і вони відбивають загальні макрокліматичні особливості радіаційного балансу та визначають його середні значення для більш-менш значних районів. В умовах суші (а інколи і в умовах океану) спостерігається велика мікрокліматична мінливість радіаційного балансу і його дійсні величини в окремих ділянках підстильної поверхні у будь-якій географічній області можуть помітно відрізнятися від фонових характеристик.

На карті річних сум радіаційного балансу добре помітні деякі особливості у географічному розподілі радіаційного балансу над океаном і сушею. Так, радіаційний баланс океанів більший, ніж радіаційний баланс суші на одній і тій же широті: за рахунок меншого альбедо океани поглинають більше, а температура поверхні води в середньому нижча, ніж температура повітря, що зменшує ефективне випромінювання океанів. Тому на картах річних сум радіаційного балансу спостерігаються *стрибоподібні зміни* його величин при переході з суші на водні поверхні. Взагалі розподіл радіаційного балансу на поверхні океанів має, в основному, зональний характер. Деякі відхилення від зональності мають місце в районах дії теплих і холодних течій. Найбільші його річні значення характерні для тропічних та субтропічних широт океанів, де вони досягають 5800 МДж/м^2 , а найменші – на межі пливучих льодів і становлять $600\text{-}800 \text{ МДж/м}^2$ (рис. 2.10).

Розподіл радіаційного балансу на суші також схожий із зональним. Однак в деяких регіонах через різницю в режимі хмарності та зволоження зональність різко порушується. В цілому за рік радіаційний баланс додатний не тільки в низьких і помірних широтах, але й в тих районах Арктики, де земна поверхня звільняється від снігового та льодяного покривів хоча б на 2-3 місяці. І тільки в районах з постійним сніговим або льодовим покривом (Гренландія, Антарктида) радіаційний баланс від'ємний.

Сумарні за рік значення радіаційного балансу суші змінюються від 200 МДж/м^2 у високих широтах до $3700\text{-}4000 \text{ МДж/м}^2$ в районах вологих

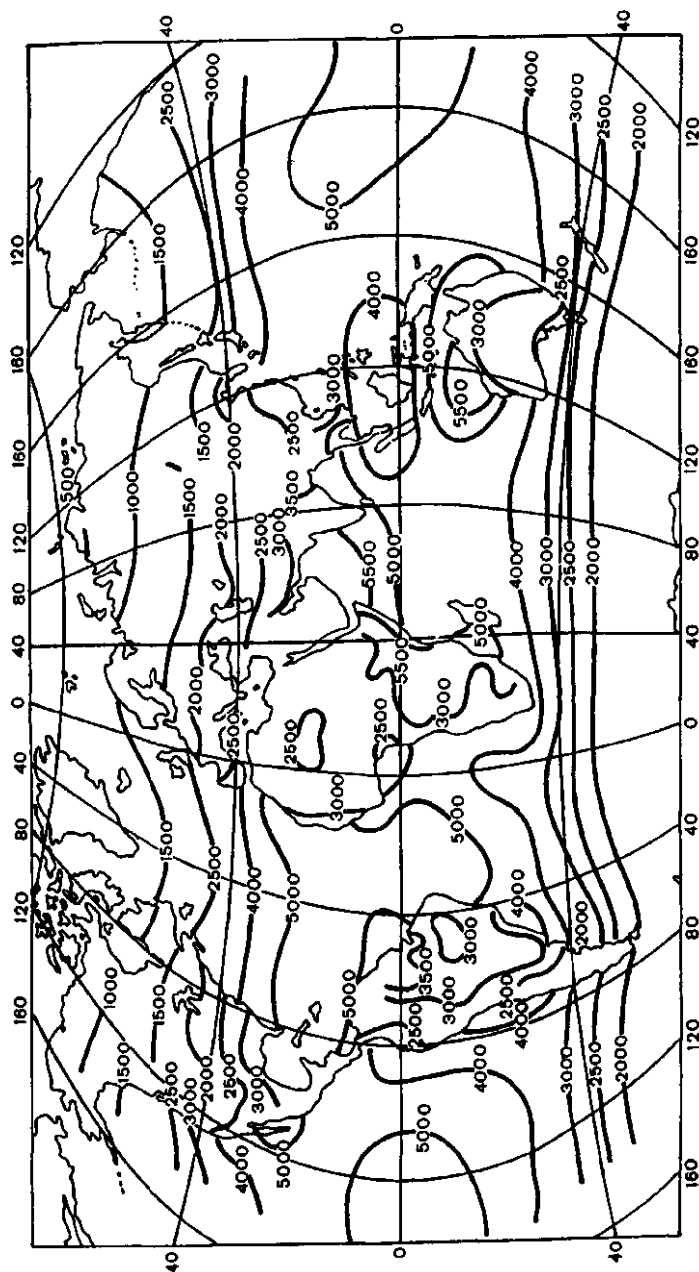


Рисунок 2.10 – Радіаційний баланс земної поверхні R (МДж/м²), Рік

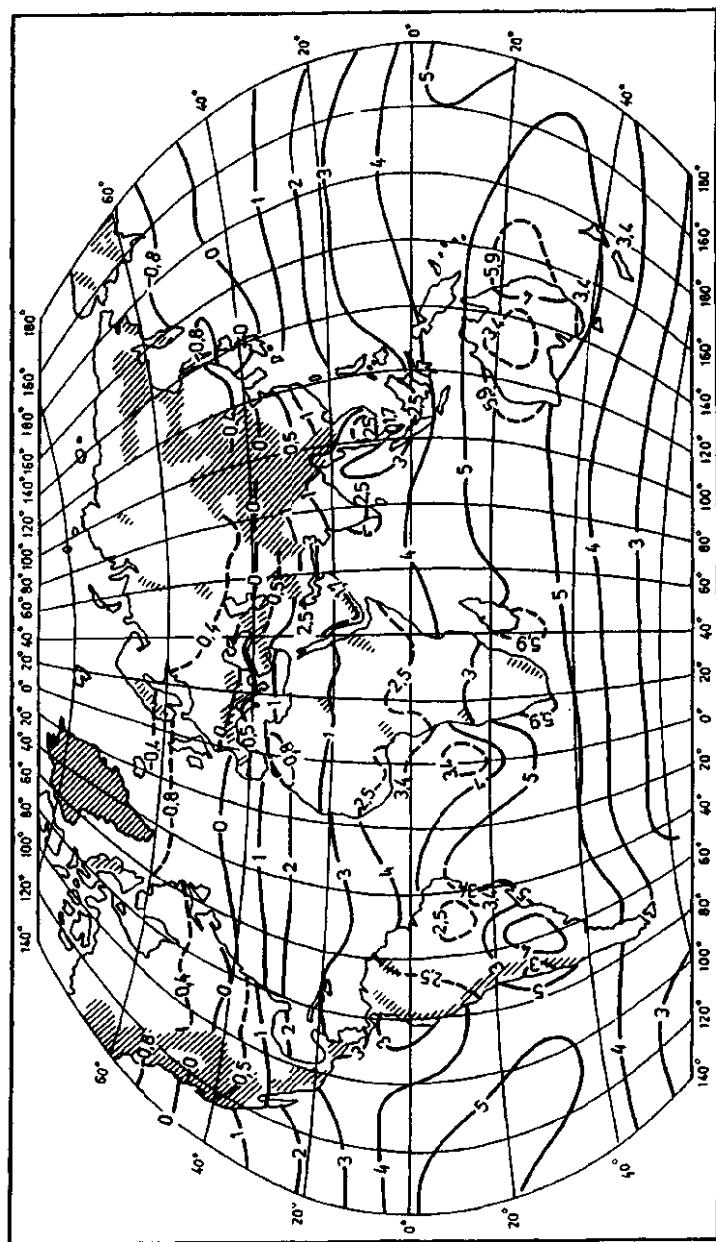


Рисунок 2.11 –Радіаційний баланс земної поверхні R (10^2 МДж/м^2). Грудень

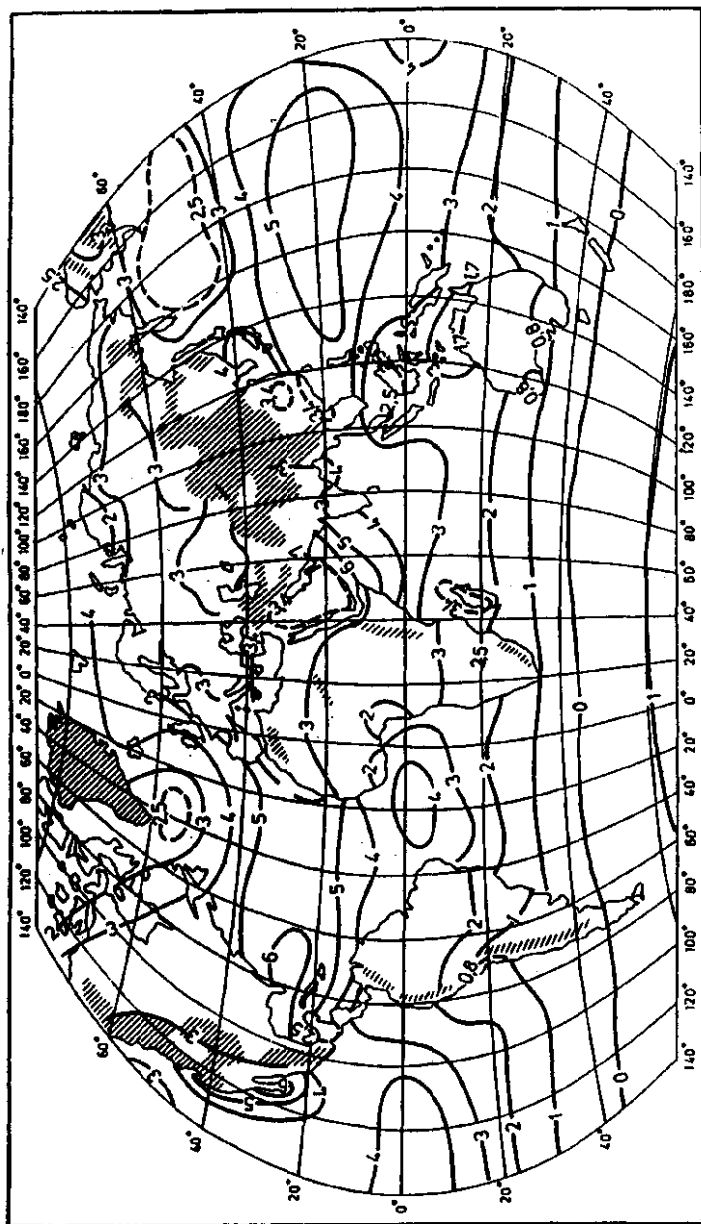


Рисунок 2.12 – Радіаційний баланс земної поверхні R (10^2МДж/м^2). Липень

тропічних лісів. Найбільші значення радіаційного балансу на поверхні землі спостерігаються на півночі Аравійського моря (5800 МДж/м^2), а суттєве його зменшення (майже на цій же широті) відбувається в районах субтропічних та тропічних пустель завдяки великому альбедо і значним втратам тепла через ефективне випромінювання.

Над сушею у *січні* в полярних та помірних широтах радіаційний баланс від'ємний: він змінюється від -40 до -90 МДж/м^2 за місяць. У тропічних широтах радіаційний баланс додатний і становить $120\text{--}200 \text{ МДж/м}^2$. Влітку радіаційний баланс додатний над усією літньою півкулею і коливається у *липні* приблизно від 200 МДж/м^2 за місяць в полярних районах до 350 МДж/м^2 в тропічних районах.

Радіаційний баланс океанів взимку змінюється від $350\text{--}400 \text{ МДж/м}^2$ за місяць в екваторіальних районах до невеликих від'ємних значень в полярних районах. У січні (Північна півкуля) і червні (Південна півкуля) він стає від'ємним, починаючи з широти 45° . У літні місяці відповідної півкулі максимальне значення радіаційного балансу над океанами у тропічних широтах становить майже 600 МДж/м^2 за місяць, а мінімальне – у полярних районах ($350\text{--}400 \text{ МДж/м}^2$). У ці місяці розподіл радіаційного балансу помітно відрізняється від зонального.

У добовому русі перехід від додатних значень радіаційного балансу до від'ємних і навпаки спостерігається при висотах Сонця $10\text{--}15^\circ$. Вночі приходна частина радіаційного балансу відсутня, тому $R = -B_d$ і відбувається радіаційне охолодження підстильної поверхні.

Таким чином, радіаційний баланс є важливим кліматоутворювальним фактором від якого в значній мірі залежать розподіл температури у ґрунті та прилеглих до нього шарах повітря, властивості повітряних мас, які переміщуються по земній поверхні, а також інтенсивність випаровування і танення снігу.

2.5 Радіаційний баланс атмосфери

Крім радіаційного балансу підстильної поверхні розглядається і радіаційний баланс атмосфери R_a :

$$R_a = Q_a (1 - \alpha_a) + B_d - B_\infty, \quad (2.15)$$

де $Q_a (1 - \alpha_a)$ – поглинена атмосферою пряма і розсіяна радіація,

α_a – альбедо атмосфери;

B_d – ефективне випромінювання підстильної поверхні;

B_∞ – випромінювання атмосфери, яке йде у всесвітній простір.

Радіаційний баланс атмосфери в цілому від'ємний і дорівнює - 2860 МДж/(м² рік).

2.6 Радіаційний баланс системи земля-атмосфера

Рівняння радіаційного балансу системи земля-атмосфера R_s має вигляд

$$R_s = Q^* (1 - \alpha_s) - B_\infty, \quad (2.16)$$

де Q^* — потік прямої радіації на горизонтальну поверхню на верхній межі атмосфери,

$Q^* (1 - \alpha_s)$ — сонячна радіація, поглинута планетою Земля, альbedo якої становить $\alpha_s = 0,28$.

Зазначимо, що в цілому за рік Земля як планета знаходиться в стані променистої рівноваги, тобто її радіаційний баланс дорівнює нулю ($R = 2860$ МДж/м², $R_a = -2860$ МДж/м²). Але в окремих зонах Земної кулі та в окремі сезони року має місце значне перевищення припливу тепла над його втратами або навпаки. Так, у *січні* додатний радіаційний баланс системи земля-атмосфери у Північній півкулі спостерігається тільки в екваторіальних широтах (до $\varphi = 10-15^\circ$), а на північ від цих широт він від'ємний. У *липні* від'ємний радіаційний баланс характерний лише для полярних районів, а на решті території Північної півкулі він додатний. У Південній півкулі картина протилежна.

Річний радіаційний баланс R_s має додатні значення в зоні 0-40° обох півкуль, тобто в тропічних і приекваторіальних широтах. Максимальні його значення припадають на екваторіальну частину океанів (1600 МДж/м²). Помітне зменшення R_s в районі пустель пояснюється значним ефективним випромінюванням. На південь (Південна півкуля) і на північ (Північна півкуля) від широти 40° радіаційний баланс системи від'ємний і сягає найменших значень у полярних районах (-2400 МДж/м²).

Таким чином, низькі широти Земної кулі отримують променистої енергії Сонця більше, ніж віддають її у світовий простір, і екваторіальні та тропічні зони на планеті є областями накопичення тепла. Ці райони стають джерелами енергії для інших широт Земної кулі, а саме високих, де в цілому за рік Земля віддає у світовий простір енергії більше, ніж отримує від Сонця.

2.7 Тепловий баланс підстильної поверхні

Радіаційний баланс підстильної поверхні характеризує променисту енергію, яку отримує або втрачає ця поверхня, що призводить відповідно до її нагрівання або охолодження. Зміна температури підстильної поверхні сприяє виникненню фізичних процесів, під дією яких відбувається теплообмін між ланками кліматичної системи, а саме між підстильною поверхнею і атмосферою, а також між підстильною поверхнею і глибшими шарами суші та океану. Іншими словами, вся енергія Сонця, що кількісно виражена через величину радіаційного балансу, згідно із законом збереження енергії, витрачається на низку процесів, які відбуваються на суші, водній поверхні та в атмосфері. Головні з них, видозмінюючись і переходячи з одного виду енергії в інший, визначають тепловий стан Землі в цілому та формування клімату на нашій планеті.

Основні механізми теплообміну на суші описуються рівнянням *теплого балансу суші*:

$$R = LE + P + A, \quad (2.17)$$

де R – радіаційний баланс підстильної поверхні;

LE – витрати тепла на випаровування (прихована теплота);

L – питома теплота пароутворення, яка дорівнює $0,25 \cdot 10^7$ Дж/кг при температурі 0°C ;

E – випаровування або швидкість випаровування;

P – турбулентний потік тепла (явна теплота);

A – теплообмін між поверхнею землі та глибинними її шарами.

Сенс рівняння (2.17) полягає в тому, що радіаційний баланс на земній поверхні зрівноважується нерадіаційною передачею тепла через фазові перетворення води, турбулентний і молекулярний теплообмін. Це рівняння є дійсним для будь-якого часу, у тому числі й для багаторічного періоду.

У теплообміні беруть участь також витрати тепла на танення снігу або льоду; тепло, яке переноситься опадами, пов'язане з дисипацією кінетичної енергії, з тертям між підстильною поверхнею та потоком повітря, а також біологічний теплообмін, зумовлений перетворенням радіаційної енергії на хімічну у процесі фотосинтезу й виділення тепла під час окислення біомаси тощо. Але роль цих процесів у теплообміні незначна, тому вони не враховуються в рівнянні (2.17).

Найбільшу роль у теплообміні між складовими кліматичної системи відіграють прихована (LE) і явна (P) теплота. Співвідношення між ними визначається режимом зволоження тих чи інших районів суші.

У деяких випадках рівняння теплового балансу суші може набути більш спрощеного вигляду. Так, в середньому за рік теплообмін A поверхні з глибинними шарами дорівнює нулю (тепло, яке віддає поверхня

у глибини влітку, в тій же кількості повертається до неї з глибин взимку). Враховуючи це, рівняння теплового балансу в середньому за рік має вигляд:

$$R = LE + P. \quad (2.18)$$

В умовах посушливого клімату (пустелі), де витрати тепла на випаровування наближаються до нуля, рівняння (2.17) набуває вигляду:

$$R = P, \quad (2.19)$$

тобто в таких районах вся енергія радіаційного балансу витрачається в цілому за рік на турбулентний теплообмін P .

В умовах зволоженого клімату значна енергія радіаційного балансу витрачається на випаровування, завдяки чому значно зменшується турбулентний потік тепла.

Рівняння теплового балансу океану має вигляд:

$$R_0 = LE + P + A_0, \quad (2.20)$$

де R_0 – радіаційний баланс водної поверхні,

$A_0 = A_B + A_G$ – теплообмін в океані, який складається з вертикального теплообміну A_B і горизонтального теплообміну A_G .

Вертикальний теплообмін відбувається внаслідок упорядкованих вертикальних конвективних рухів води, вертикального дрібномасштабного турбулентного перемішування і молекулярного потоку тепла. Горизонтальний теплообмін зумовлений адвекцією тепла океанічними течіями та турбулентними вихорами мезомасштабу. Всі названі механізми теплообміну мають суттєве значення, за винятком молекулярного теплообміну.

У середньому за рік $A_B = 0$, тоді $A_0 = A_G$ і рівняння (2.20) набуває вигляду

$$R_0 = LE + P + A_G. \quad (2.21)$$

Зазначимо, що рівняння (2.21) не враховує тепло, яке виділяється (або поглинається) при замерзанні (або таненні) льоду та ін., тому його слід вважати наближеним.

Розглянемо окремі складові рівняння теплового балансу.

2.7.1 Витрати тепла на випаровування

Однією з важливих складових рівняння теплового балансу є витрати тепла на випаровування LE (прихована теплота), оскільки процес випаровування в більшій або меншій мірі практично завжди відбувається. Швидкість випаровування водяної пари визначається ресурсами тепла і вологи, які залежать від фізичного стану підстильної поверхні, від ступеня зволоження, температури, концентрації водяної пари та швидкості вітру. Зрозуміло, що на одній і тій же широті, тобто за схожих енергетичних умов, і взагалі на всій Земній кулі, океани протягом року втрачають цього тепла значно більше, ніж суша, тому що мають невичерпне джерело для випаровування. Річний хід випаровування над океаном і сушею протилежний: його максимум над сушею припадає на тепле півріччя, над океанами – на холодне, коли температура поверхні океанів вища, ніж температура повітря і швидкість вітру більша, ніж влітку.

Широтний розподіл річних значень LE над океаном і сушею теж різниться (рис. 2.13). Над океанами ці витрати максимальні ($3000\text{--}4000 \text{ МДж/м}^2$) у субтропічній і тропічній зонах (зона пасатів), де в області високого тиску і через це малої хмарності спостерігається найбільший приплив сонячної енергії й найвищі значення радіаційного балансу. У напрямку екватора (через підвищення хмарності та зниження радіаційного балансу) витрати тепла на випаровування трохи нижчі. Зменшення LE в напрямку високих широт зумовлено зменшенням радіаційного балансу через зменшення висоти Сонця. На широтний розподіл витрат тепла на випаровування впливають теплі й холодні течії. Так, у районі північно-східних берегів Північної Америки в зоні дії теплих течій (Північно-Атлантичної і Гольфстрім) ці витрати досягають 5000 МДж/м^2 за рік – максимальні для океанів. Цьому сприяє висока температура водної поверхні, вторгнення відносно холодних повітряних мас із північного сходу, які у свою чергу посилюють турбулентний обмін і збільшують вертикальний градієнт масової частки водяної пари. Холодні течії зменшують витрати тепла на випаровування.

На суші широтний розподіл витрат тепла на випаровування більш складний, тому що він багато в чому зумовлений різними умовами зволоження підстильної поверхні, від сухих пустель тропічних і помірних широт до вологих районів з мусонним кліматом Південно-Східної Азії і екваторіальних широт.

Для широтного розподілу характерна наявність двох максимумів: на екваторі (1500 МДж/м^2 за рік) і у помірних широтах (1000 МДж/м^2 за рік), і двох мінімумів: у тропічних (500 МДж/м^2 за рік) і полярних (500 МДж/м^2 за рік) широтах. Причини формування цих мінімумів різні. За полярним колом при достатньому зволоженні підстильної поверхні він зумовлений

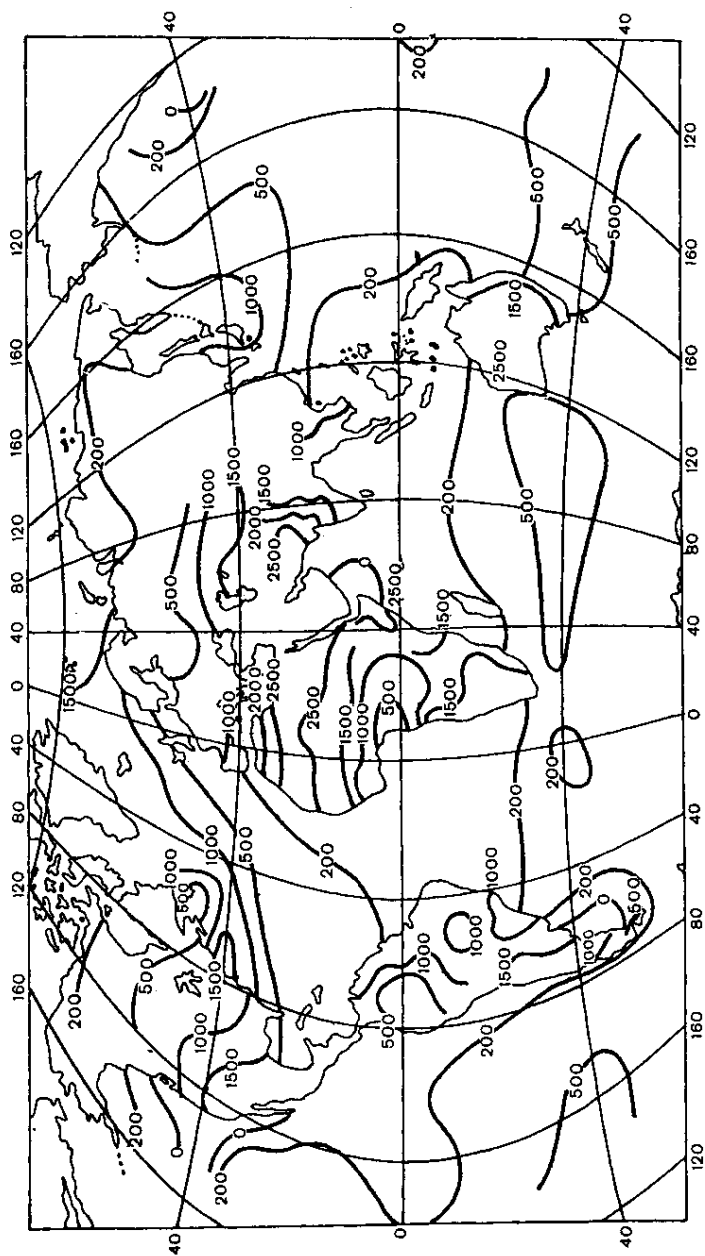


Рисунок 2.13 – Витрати тепла на випаровування вологи LE (МДж/м²). Рік

дефіцитом енергетичних ресурсів, а у тропічних широтах, в районі пустель – дефіцитом зволоження.

2.7.2 Турбулентний потік тепла

Температура земної поверхні (суші, океану) зазвичай відрізняється від температури прилеглих шарів повітря. Внаслідок цього між підстильною поверхнею і атмосферою виникає вертикальний потік тепла P , зумовлений турбулентною теплопровідністю повітря. Величина і напрямок цього потоку тепла залежать від інтенсивності турбулентного перемішування та стратифікації приземного шару атмосфери. Якщо стратифікація нестійка, тобто температура повітря з висотою зменшується, то потік тепла спрямований до атмосфери, і підстильна поверхня втрачає тепло ($P > 0$). Турбулентний потік тепла дорівнює нулю при нейтральній стратифікації. Якщо стратифікація стійка, тобто температура повітря з висотою збільшується, то турбулентний потік тепла спрямований від атмосфери до підстильної поверхні, і вона отримує тепло ($P < 0$). Така залежність турбулентного потоку тепла від стратифікації атмосфери визначає суттєві коливання його від зими до літа, особливо у позатропічних широтах.

Влітку турбулентний потік над континентами Північної півкулі додатний майже на всіх широтах (спрямований в атмосферу). Найбільший теплообмін ($> 250\text{--}300 \text{ МДж/м}^2$ за місяць) характерний для пустель, де температура підстильної поверхні значно вища за температуру повітря. Над океанами у цей час турбулентний потік тепла малий, а у деяких районах (північні частини Атлантичного і Тихого океанів у зоні холодних течій) він набуває від'ємної величини. Такий розподіл турбулентного потоку тепла свідчить про те, що в процесі теплообміну океанів з атмосферою океани цієї півкулі влітку отримують тепло від атмосфери.

У Південній півкулі у грудні, січні та лютому (відповідають літнім місяцям Північної півкулі) океани, які тут переважають, у невеликій кількості, але віддають тепло атмосфері. І тільки в районах холодних течій (Перуанська, Бенгальська) і близьких до Антарктиди районах турбулентний потік тепла має зворотний напрямок (від атмосфери до поверхні океану).

Взимку континенти на північ від $40\text{--}45^\circ$ півн.ш. за від'ємного радіаційного балансу значно вихолоджуються. Це призводить до створення стійких температурних стратифікацій у приземному шарі повітря, через те, що турбулентний потік тепла у цих широтах спрямований від атмосфери до континентів. На південь від вказаних широт над континентами переважає перенос тепла від підстильної поверхні до атмосфери.

Над океанами Північної півкулі, які у помірних широтах взимку тепліші від континентів, і завдяки наявності теплих течій (Гольфстрім, Північно-Атлантична, Куросіо) складаються умови для інтенсивного переносу тепла від поверхні океану до атмосфери.

У цілому за рік поверхні всіх континентів і більша частина поверхні Світового океану віддають тепло в атмосферу за рахунок турбулентного теплообміну (рис. 2.14). І тільки в Антарктиді, особливо в центральній її частині, він спрямований від атмосфери до підстильної поверхні, що в деякій мірі пояснює стабільність температурного режиму цього континенту за від'ємного радіаційного балансу.

Над океанами річні значення турбулентного потоку тепла в середньому зростають від низьких широт до високих, досягаючи в зоні теплих течій і вільних від льоду районах 900-1200 МДж/м² за рік. Над континентами він змінюється у зворотному напрямку, досягаючи найбільших значень у тропічних пустелях (2400 МДж/м² за рік).

Слід зазначити, що у північних районах Атлантичного і Тихого океанів створюються зони збільшених значень витрат тепла на випаровування LE і турбулентного теплообміну P . Вони співпадають за своїм положенням і мають назву «енергоактивні зони океанів». Завдяки їм в атмосфері утворюються великі контрасти енергії, що суттєво впливає на формування особливостей загальної циркуляції атмосфери.

2.7.3 Теплообмін у ґрунті та океані

Перенос тепла від діяльної поверхні суші до більш глибоких її шарів (A) відбувається через молекулярний теплообмін. Його інтенсивність і напрямок визначаються градієнтом температури ґрунту. Влітку, коли температура з глибиною зменшується, потік тепла спрямований від поверхні вглиб; взимку – він має зворотний напрямок. В цілому за рік величина теплообміну в ґрунті A дорівнює нулю, бо кількість тепла, яке поверхня віддає глибинам в теплу пору року, повертається до неї в холодну пору.

Річний хід потоку тепла у ґрунті прямопропорційний річній амплітуді температури повітря. У рівнянні теплового балансу підстильної поверхні цей потік враховується тоді, коли річна амплітуда температури повітря перевищує 10-15 °С. Тому в екваторіальних і тропічних широтах, а також в багатьох областях морського клімату помірних широт, де малі амплітуди температури повітря, величина A мала. Її роль зростає у високих широтах, в районах з континентальним і різкоконтинентальним кліматом. Сніговий покрив зменшує потоки тепла в холодну пору року.

Теплообмін в океані суттєво відрізняється від теплообміну в ґрунті. Ці розбіжності зумовлені, перш за все, більшою (майже у 2 рази) теплопровідністю води, ніж ґрунту, особливо у верхньому шарі (50-100 м),

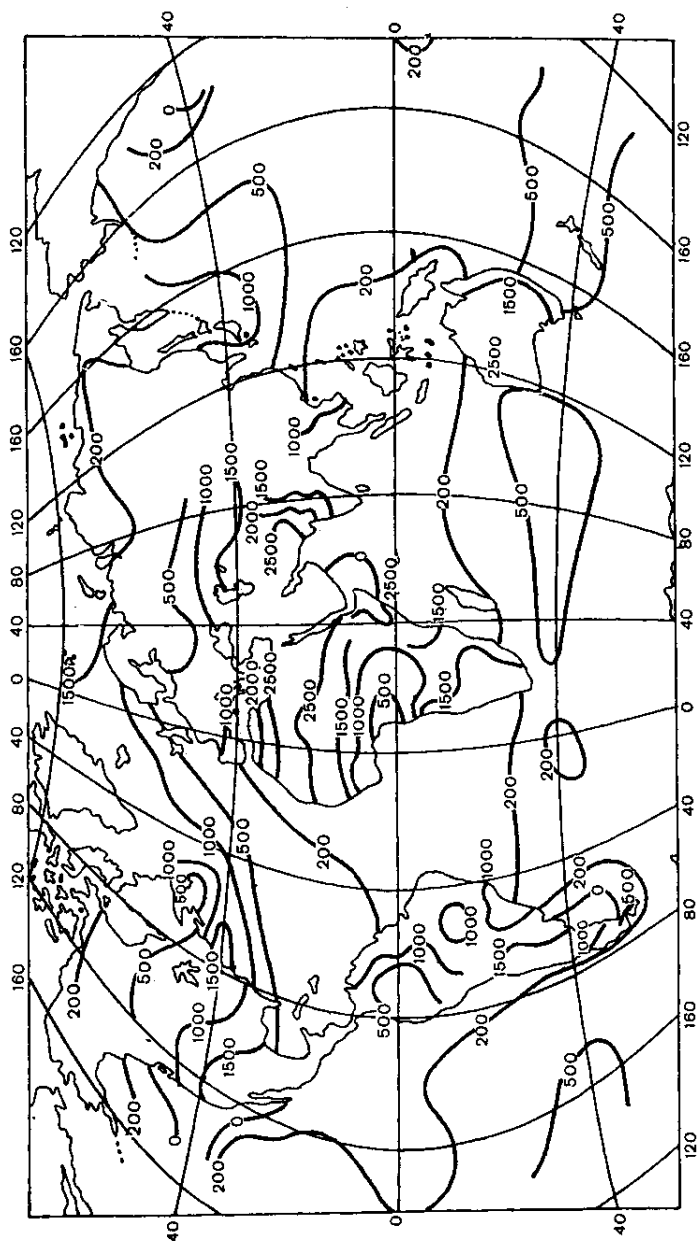


Рисунок 2.14 – Турбулентний потік тепла P (МДж/м²) від підстильної поверхні до атмосфери. Рік

великою об'ємною теплоємністю води, проникненням сонячної радіації до значних глибин. Тут велику роль відіграє турбулентний і конвективний теплообмін та горизонтальне перенесення тепла, тобто в океані мають місце більш складні порівняно з молекулярною теплопровідністю фізичні механізми теплообміну.

2.8 Тепловий баланс системи земля-атмосфера

Тепловий баланс земної поверхні не характеризує всі види перетворення енергії в кліматичній системі, оскільки не враховує процеси, які відбуваються в усій товщі атмосфери. Це можна зробити за допомогою теплового балансу системи земля-атмосфера, тобто якщо розглянути приплив і відтік тепла у вертикальному стовпі, який проходить через всю атмосферу, верхні шари океану та літосфери майже до рівнів, де припиняються сезонні коливання температури.

Слід зазначити, що планета Земля знаходиться не тільки в радіаційній, але й в тепловій рівновазі. Співвідношення між усіма механізмами формування теплового стану кліматичної системи надані на рис. 2.15.

Рівняння теплового балансу системи земля-атмосфера має вигляд

$$R_S = L(E - r) + C + F, \quad (2.22)$$

де R_S – радіаційний баланс системи,

$L(E - r)$ – різниця між витратами тепла на випаровування і надходженням тепла від атмосферної конденсації (тепло вологообігу),
 C та F – горизонтальний перенос тепла відповідно в атмосфері та гідросфері.

Як згадувалось вище, у *січні* у Північній півкулі радіаційний баланс системи є додатним від екватора до 10-15° широти; у *липні* – він від'ємний лише за межами полярного кола.

Розглянемо географічний розподіл складових рівняння теплового балансу системи земля-атмосфера в цілому за рік.

У кожній півкулі в залежності від співвідношення між членами теплового балансу системи виділяють 4 широтні зони:

1. *Приекваторіальна зона* (від 0 до 10-15° півн. і півд. широт). Вона характеризується великими додатними величинами R_S , значним надходженням тепла від вологообігу $L(E - r)$ за рахунок перевищення тепла конденсації над витратами тепла на випаровування ($LE < Lr$). У сумі ці два потоки тепла забезпечують значну атмосферну і океанічну адвекції, завдяки яким надлишок тепла з низьких широт виноситься у високі широти:

$$R_S + L(E - r) = C + F. \quad (2.23)$$

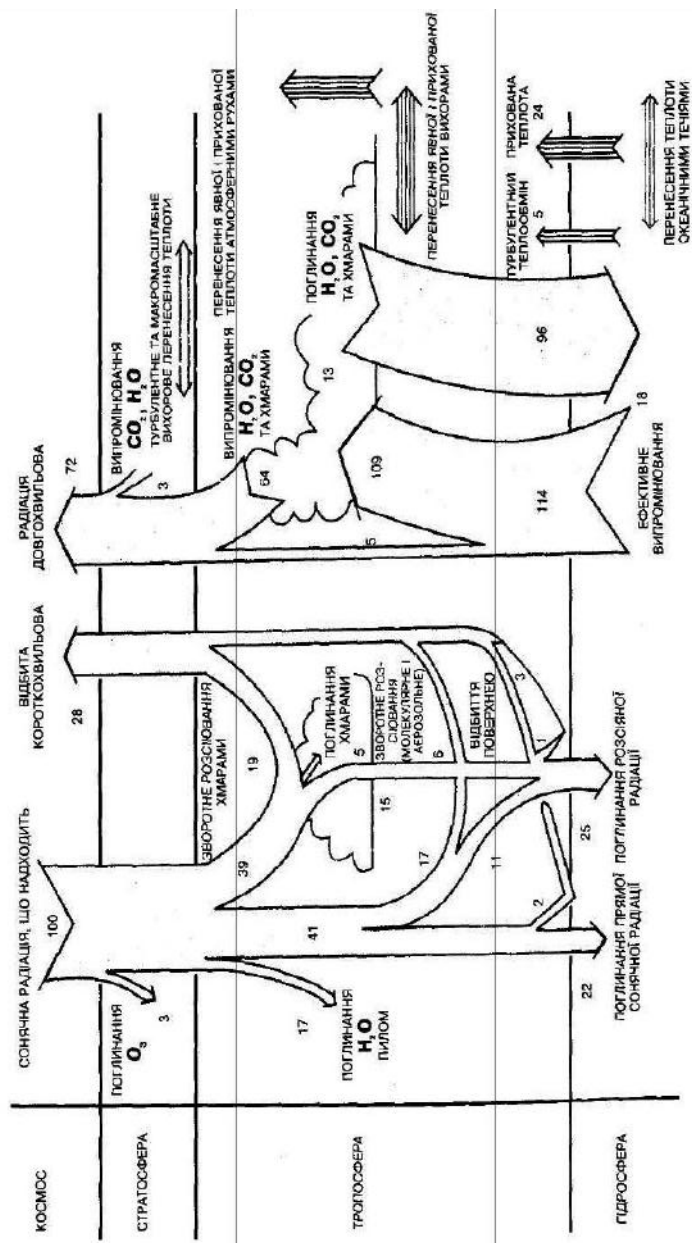


Рисунок 2.15 – Схема середнього теплового балансу системи земля-атмосфера. Рік

2. *Зона тропічних і субтропічних широт* (приблизно 15-35° півн. і півд. широт). У цій зоні радіаційний баланс системи R_S ще додатний, але він зменшується зі збільшенням широти. Разом з цим має місце витрата тепла на вологообіг за рахунок перевищення витрати тепла на випаровування над приходом тепла від конденсації ($LE > Lr$). Тому витрати тепла на атмосферну та океанічну адвекції незначні.

3. *Перехідна зона* ($\varphi = 35-40^\circ$ обох півкуль). В цій зоні всі члени рівняння (2.23) близькі до нуля.

4. *Більш високі широти* обох півкуль ($\varphi > 40^\circ$). Середньорічний радіаційний баланс в цій зоні від'ємний ($R_S < 0$) і він швидко зростає за абсолютною величиною зі збільшенням широти. Компенсація його відбувається за рахунок приходу тепла від вологообігу, атмосферної та океанічної адвекцій.

Таким чином, надлишок радіаційного тепла, який одержують низькі широти, виноситься звідси за допомогою повітряної і морської адвекцій та вологообігу. Завдяки цим процесам високі широти отримують необхідну кількість теплової енергії, яка компенсує дефіцит радіаційного тепла. Тобто, поряд з радіаційними перетвореннями в кліматичній системі відбувається значний перерозподіл тепла в процесі переносу його загальною циркуляцією атмосфери і морськими течіями, а також за рахунок вологообігу, що є важливим фактором формування клімату в окремих регіонах Земної кулі і планети у цілому.

Запитання для самоперевірки до 2-го розділу

1. Який характер широтного розподілу добових сум інсоляції на верхній межі атмосфери у дні рівнодень?
2. Який характер широтного розподілу добових сум інсоляції на верхній межі атмосфери у дні літнього і зимового сонцестоянь?
3. Який річний хід добових сум інсоляції на верхній межі атмосфери на широті екватора? Коли вони тут досягають максимума і мінімуму?
4. Від чого залежить просторовий розподіл сумарної радіації біля земної поверхні?
5. Що є причиною порушення широтного розподілу сумарної радіації на земній поверхні?
6. Де на земній поверхні сумарна радіація досягає найбільших значень? Чому?
7. Яке співвідношення між радіаційним балансом суші і океану на одній широті? Де він більший? Чому?
8. Який сенс має рівняння теплового балансу підстильної поверхні? Його складові?
9. Співвідношення між складовими теплового балансу системи земля-атмосфера на різних широтах Земної кулі?

3 ПІДСТИЛЬНА ПОВЕРХНЯ ТА ЇЇ КЛІМАТОУТВОРЮВАЛЬНЕ ЗНАЧЕННЯ

Підстильна поверхня – це сукупність природних та антропогенно змінених ландшафтів. Вона є джерелом тепла, вологи і аерозолів в атмосфері. Відомо, що атмосфера поглинає тільки одну третину енергії, яка надходить від Сонця. Більшу її частину атмосфера отримує від підстильної поверхні. Спільно з атмосферною циркуляцією і вологообігом підстильна поверхня приймає безпосередню участь у перерозподілі цього тепла по Земній кулі у вигляді явної і прихованої його складових. У свою чергу, складна система повітряних течій, яка властива атмосфері, і вологообіг в значній мірі формуються під впливом підстильної поверхні. Тобто, перебуваючи у взаємодії з атмосферою у процесі обміну кількістю руху, теплом і вологою, підстильна поверхня суттєво впливає на формування клімату.

Таким чином, свій вплив на клімат підстильна поверхня проявляє через основні кліматоутворювальні процеси (радіаційні, циркуляційні та вологообіг).

Переважає значення у формуванні різних кліматичних умов на Земній кулі мають поверхні континентів та Світового океану. І вся різноманітність кліматів визначається, перш за все, розподілом земної поверхні на океани та материки. Дійсно, якби змінився існуючий розподіл океанів і материків, неминуче змінився б радіаційний баланс Землі, а також вся система загальної циркуляції атмосфери, система морських течій і, як наслідок – клімат. Наприклад, якщо всю сушу розташувати у вигляді поясу в низьких широтах, а решту поверхні залишити під океани, то клімат Землі у цілому був би більш одноманітним і, ймовірно, теплішим за теперішній. І навпаки, якщо усю сушу сконцентрувати навколо обох полюсів, то клімат був би більш суворим.

3.1 Вплив океанів і континентів на режим температури повітря та атмосферного тиску

Вплив океанів та материків на клімат і режим погоди складний і різноманітний. Це зумовлено тим, що два основних види підстильної поверхні – вода і суша мають різні радіаційні та термічні властивості, а також різняться шорсткістю.

Як вже згадувалось у попередньому розділі, в середньому альбедо водної поверхні менше, ніж суші, особливо при значних висотах Сонця. Тому на одній і тій же широті океани поглинають сонячної енергії значно більше, ніж континенти. Через те, що в середньому за рік ефективне випромінювання над ними майже однакове, радіаційний баланс поверхні

океанів в середньому вищий, ніж поверхні континентів і саме океани акумулюють значну кількість енергії, яка надходить від Сонця. Це одна з причин того, що температура повітря над океанами в середньому за рік вища, ніж над материками, за винятком низьких широт, де мають місце великі витрати тепла на випаровування.

Світовий океан займає майже 71% усієї земної поверхні (у Північній півкулі на водну поверхню припадає 61%, у Південній – 81%), тому його роль у накопичуванні сонячної енергії є визначальною.

До того ж ці два види підстильної поверхні різняться між собою і за термічними властивостями. Сам процес передачі тепла в глибини океанів відбувається, головним чином, через турбулентний і конвективний теплообміни, а не тільки за рахунок молекулярної теплопроводності, як у ґрунті. Через це при однаковій кількості отриманої або відданої енергії океани нагріваються або охолоджуються повільніше у порівнянні з материками і, як наслідок, в холодне півріччя океани виявляються теплішими за сушу, а в тепле навпаки – холоднішими.

Термічні властивості океанів і континентів поширюються (завдяки ефективному випромінюванню і турбулентному теплообміну) і на вільну атмосферу, формуючи над ними повітряні маси глобального масштабу зі своїми специфічними рисами. Як підтвердження цього факту розглянемо характер просторового розподілу багаторічної температури повітря на Земній кулі.

3.1.1 Просторовий розподіл температури повітря над океанами і континентами

Кліматичні поля температури повітря є важливою характеристикою стану атмосфери – однією з ланок кліматичної системи. Зазвичай вони надаються даними, зведеними до рівня моря з середнім вертикальним градієнтом температури $0,5^{\circ}\text{C}$ на 100 м висоти. Це дає можливість виключити вплив на показники температури повітря такого важливого фактору як рельєф місцевості.

Багаторічні дані з температури повітря на рівні моря представляють за допомогою ізотерм – ліній однакових значень температури (рис. 3.1, 3.2, 3.5). Поля температури свідчать про те, що вона розподіляється по Земній кулі майже зонально (тобто в залежності від широти). Середня річна температура поступово зменшується від екватора до полюсів, що відповідає широтному розподілу радіаційного балансу підстильної поверхні, і відхилення ізотерм від широтних кіл найменші (рис. 3.1). Це пов'язано з тим, що взимку материки холодніші, ніж океани, а влітку – тепліші, тому в середніх річних величинах протилежні відхилення ізотерм від зонального розподілення частково взаємно компенсуються.

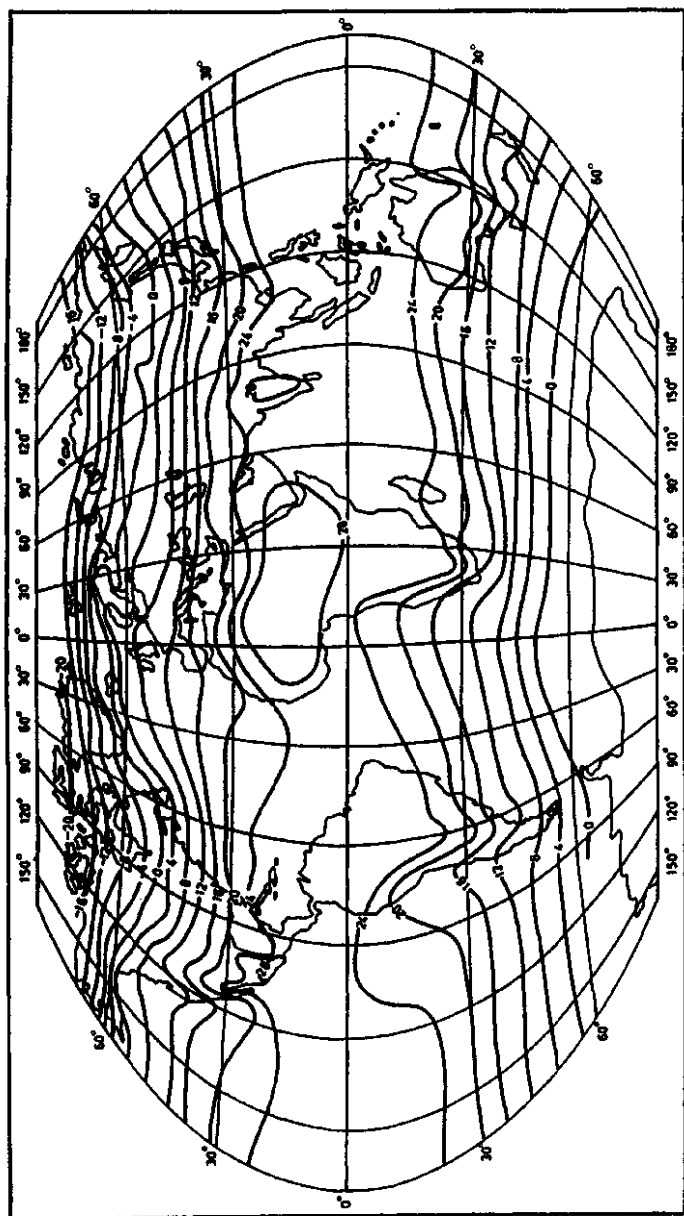


Рисунок 3.1 – Середня річна температура повітря на рівні моря (°C)

У тропіках по обидва боки від екватора виділяють широку зону, де середні річні температури повітря вищі за 25 °С. У середині цієї зони замкненими ізотермами окреслюються значні острови тепла над Північною Африкою і менші за розміром – над Індією та Мексикою, де середня річна температура повітря перевищує 28 °С. Над Південною Америкою, Південною Африкою і Австралією таких островів тепла нема. Проте над цими материками ізотерми прогинаються до півдня, утворюючи «язики тепла». Високі температури тут поширюються в бік полярних широт далі, ніж над океанами. Таким чином, в тропіках у середньому за рік температура повітря над материками вища за температуру повітря над океанами.

Широтна зона з найвищими річними температурами розташована приблизно вздовж 10° півн.ш. Лінія, яка з'єднує точки з максимальними середніми річними температурами, носить назву *«термічного екватора»*. Він не співпадає з географічним екватором, а розташований в середньому за рік на широті 5° півн. ш., тобто завжди залишається у Північній півкулі. Пояснюється це тим, що у Північній півкулі більше материків, які нагріваються сильніше, ніж океани Південної півкулі. Влітку термічний екватор займає більш північне положення, досягаючи над континентом Євразії майже 25-30° півн. ш.

У позатропічних широтах річні ізотерми менше відхиляються від широтних кіл, особливо у Південній півкулі, де підстильна поверхня в середніх широтах являє собою майже суцільний океан. Але у Північній півкулі в середніх та високих широтах над Азією і Північною Америкою ізотерми дещо прогинаються до півдня. Це означає, що в середньому за рік материки в цих широтах трохи холодніші, ніж океан.

Найтепліші місця Землі (в середньому річному) розташовані на узбережжях південної частини Червоного моря (30-32,5 °С). Найхолодніший район – Східна Антарктида, де у центрі плато середня річна температура -50 - -55 °С.

Різниця між середніми річними температурами повітря Антарктиди і Арктики становить 10-14 °С. Це в значній мірі визначається тим, що Антарктида – величезний материк, а більша частина Арктики зайнята океанічними водами, куди порівняно легко проникає тепло з більш низьких широт.

Середні широтні температури дозволяють розрахувати середню температуру кожної півкулі і всієї Землі в цілому. Встановлено, що середня температура повітря на рівні моря Північної півкулі становить 15,2 °С, Південної – 13,8 °С, тобто Північна півкуля на 1,4 °С тепліша за Південну. Середня температура всієї Землі становить 14,2 °С.

В окремі півірччя характеру просторового розподілу температури повітря притаманні свої особливості.

Так, у зимовий період горизонтальний градієнт середньої температури повітря майже вдвічі більший, ніж влітку, що пов'язано з особливостями надходження сонячної радіації на різних широтах. Тому зміни температури повітря по широтах більш помітні. У *січні* (рис. 3.2), коли суттєву роль в формуванні термічного режиму відіграє загальна циркуляція атмосфери, спостерігається помітне порушення в зональному розподілі температури (відбувається адвекція теплих вологих повітряних мас з океану на континент або холодних сухих повітряних мас з континенту на океан). Це особливо характерно для помірних широт Північної півкулі, де чергування теплих взимку океанів і холодних континентів при переважному західному переносі повітряних мас в цих широтах призводить майже до меридіонального розташування ізотерм над усією Європою. Так, нульова ізотерма поблизу берегів Американського континенту знаходиться на широті 40°, а в Атлантиці – біля берегів Європи (майже на широті 60°). Значну роль тут відіграють теплі течії – Північно-Атлантична і Гольфстрім.

Вплив Атлантики поширюється далеко на схід, завдяки чому різниця між температурами на заході і сході Європи більш значна, ніж між її півднем і північчю. Так, температури у січні в Санкт-Петербурзі і на півночі Чорного моря майже однакові. З подальшим зміщенням на схід вплив Атлантичного океану послаблюється і найменші температури в Північній півкулі спостерігаються саме у східних районах Азійського континенту (район Якутії, Верхоянськ, Оймякон). Тут на циркуляційні умови накладаються особливості орографії континенту: меридіонально орієнтовані гірські хребти Середньосибірського нагір'я не перешкоджають затоку холодного повітря з Арктики, яке в умовах малохмарної погоди в областях обширних антициклонів ще додатково охолоджується. Цей район визнано полюсом холоду Північної півкулі (середня температура січня дорівнює -48°C , а абсолютний мінімум становить -71°C). Другий полюс холоду в Північній півкулі знаходиться над льодовиком Гренландії, розташованим на висоті 3000 м. Зведена до рівня моря середня місячна температура найхолоднішого місяця становить -55°C . Мінімальна температура тут дорівнює приблизно -70°C . Виникнення гренландського полюса холоду пов'язують із значним альбедо льодовикового плато. Світовий полюс холоду знаходиться у Східній Антарктиді (ст. Восток), де зафіксовано абсолютний мінімум температури на Земній кулі, який дорівнює $-89,2^{\circ}\text{C}$ (серпень 1983 р).

Наявність західного переносу повітряних мас в помірних широтах майже виключає вплив Тихого океану на східні райони Євразійського материка взимку, що зумовлює суттєву різницю в температурному режимі його східних і західних територій: якщо у січні на західному узбережжі Франції середня місячна температура становить майже $+5^{\circ}\text{C}$, то в районі Владивостоку вона нижча за -13°C .

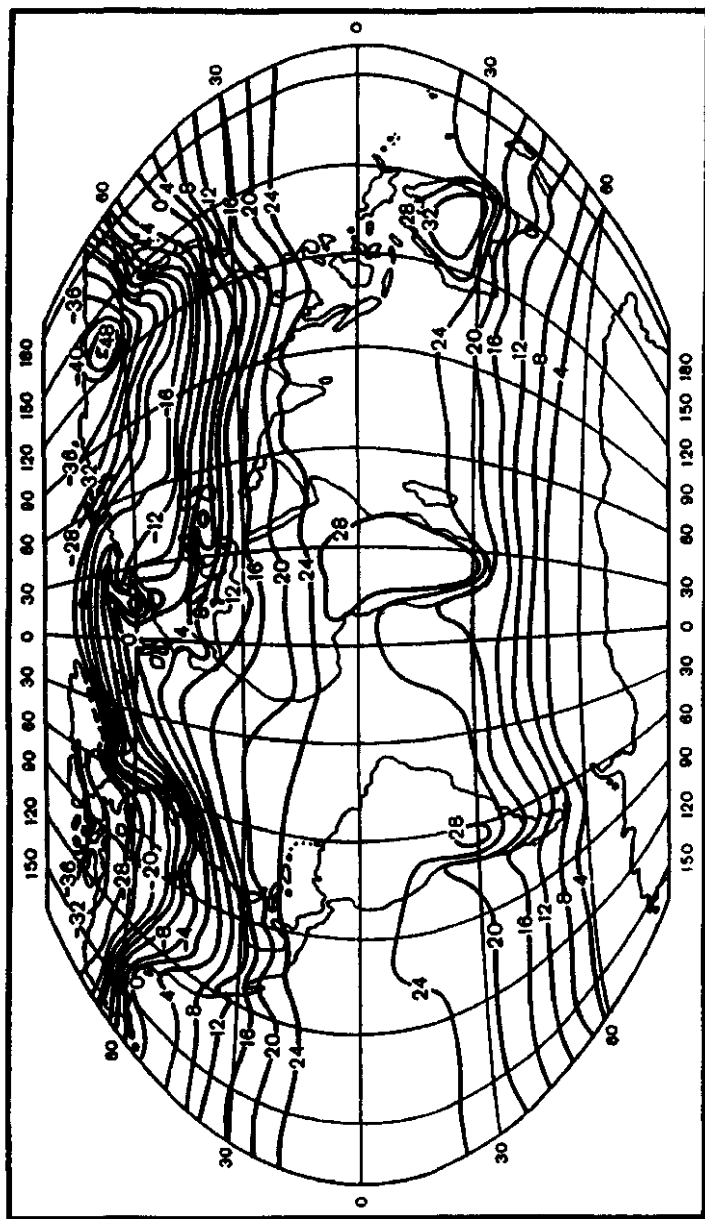


Рисунок 3.2 – Середня місячна температура повітря (°C) на рівні моря. Січень.

Слід звернути увагу ще на одну особливість положення ізотерм над Північною півкулею взимку. Над східними районами океанів ізотерми розходяться, а над східними районами континентів – сходяться (тобто над більш теплими океанами вони вигнуті до півночі, а над більш холодними материками прогнуті до півдня: «язики тепла і холоду»). Особливо великий прогин ізотерм до півночі над теплими водами північної Атлантики в районі теплої течії Гольфстрім (рис. 3.3, 3.4). Через те, що розподіл тиску в атмосфері зі збільшенням висоти наближається до розподілу температури біля поверхні землі, то ізобари та ізогіпси на висотах, загальний хід яких відповідає західно-східному переносу, будуть розходитись над океанами і сходитись над материками (рис. 3.4).

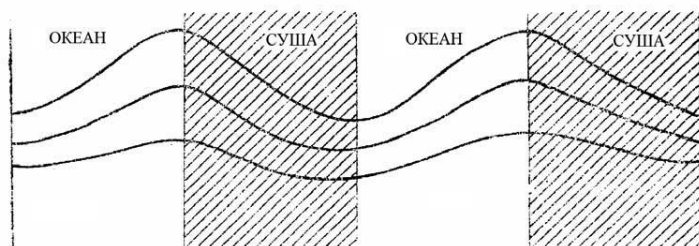


Рисунок 3.3 – Схема розподілу ізотерм внаслідок трансформації повітря при західному переносі взимку

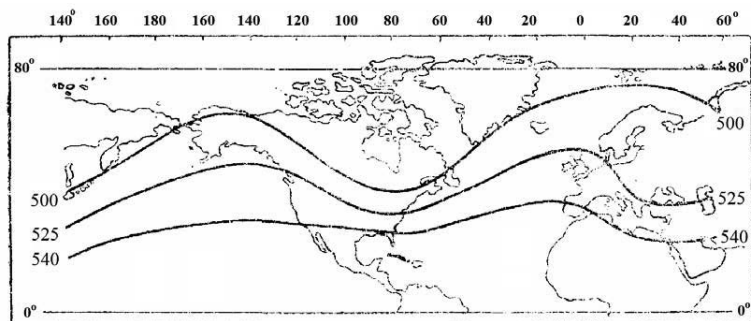


Рисунок 3.4 – Ізогіпси відносної топографії OT_{1000}^{500} . Січень

В деяких районах Земної кулі спостерігається різке згущення ізотерм. Так, біля берегів Норвегії це відбувається через вплив прибережних гір, за якими в глибині Скандинавського півострова накопичується холодне повітря. Аналогічна причина зумовлює згущення ізотерм і в районі

Тихоокеанського узбережжя Північної Америки. Значна скупченість ізотерм має місце і біля східних узбереж материків, особливо над Японським і Гренландським морями, чому сприяють теплі течії, які проходять поблизу їх східних країн.

При зміщенні до екватора розбіжності в температурах східних і західних узбереж континентів менш помітні.

У помірних широтах Південної півкулі, де підстильна поверхня більш однорідна, розподіл температури повітря як *взимку*, так і *влітку* більш однорідний і зональний. У *січні* тут літо і осередки тепла розташовані над Південною Америкою, Африкою і Австралією (рис. 3.2).

У *липні* (рис. 3.5) поле температури на Земній кулі змінюється: ізотерми мають майже зональну спрямованість. Для Південної півкулі це пов'язано з переважанням водної поверхні. Для Північної півкулі визначною є роль радіаційного фактору (зменшення надходження сонячної енергії з широтою за рахунок зменшення висоти Сонця компенсується збільшенням тривалості дня), тому градієнт температури у Північній півкулі значно менший, ніж *взимку*, а ізотерми майже повторюють широтні кола.

Найвищі температури на Земній кулі в *липні* зареєстровані у Північній Африці, на південь від міста Тріполі (+58 °C), в південній Каліфорнії (Долина Смерті – до 57-58 °C). У Сомалі та Ефіопії середня місячна температура повітря може сягати 30 °C. Температура ґрунту буває значно вищою.

Як відомо, океани нагріваються й охолоджуються повільніше, ніж суша. Тому над ними в залежності від пори року формуються повітряні маси з різними властивостями: над океанами *взимку* – теплі та вологі, *влітку* – прохолодні і вологі, а над сушею – жаркі та сухі повітряні маси *влітку*, холодні та сухі – *взимку*. Вони визначають океанічний та континентальний типи клімату, для яких помітно різняться як добовий, так і річний хід температури повітря.

Характерними рисами *морського клімату* є підвищена вологість повітря, значна хмарність, більша кількість опадів, а головне, незначна, порівняно з континентальним кліматом, добова й річна амплітуди температури повітря, а також запізнення (на 1-2 місяці) настання екстремальної температури у річному ході, завдяки чому весна тут значно холодніша за осінь.

Континентальний клімат характеризується більшою амплітудою коливань температури повітря, ніж океанічний. У помірних широтах континентальний клімат відрізняється суворою зимою й більш жарким літом порівняно з кліматом морського узбережжя або океанічних островів. Отже, значні добові й річні амплітуди температури, зниження вологості, хмарності й річної кількості опадів є ознаками континентальності клімату.

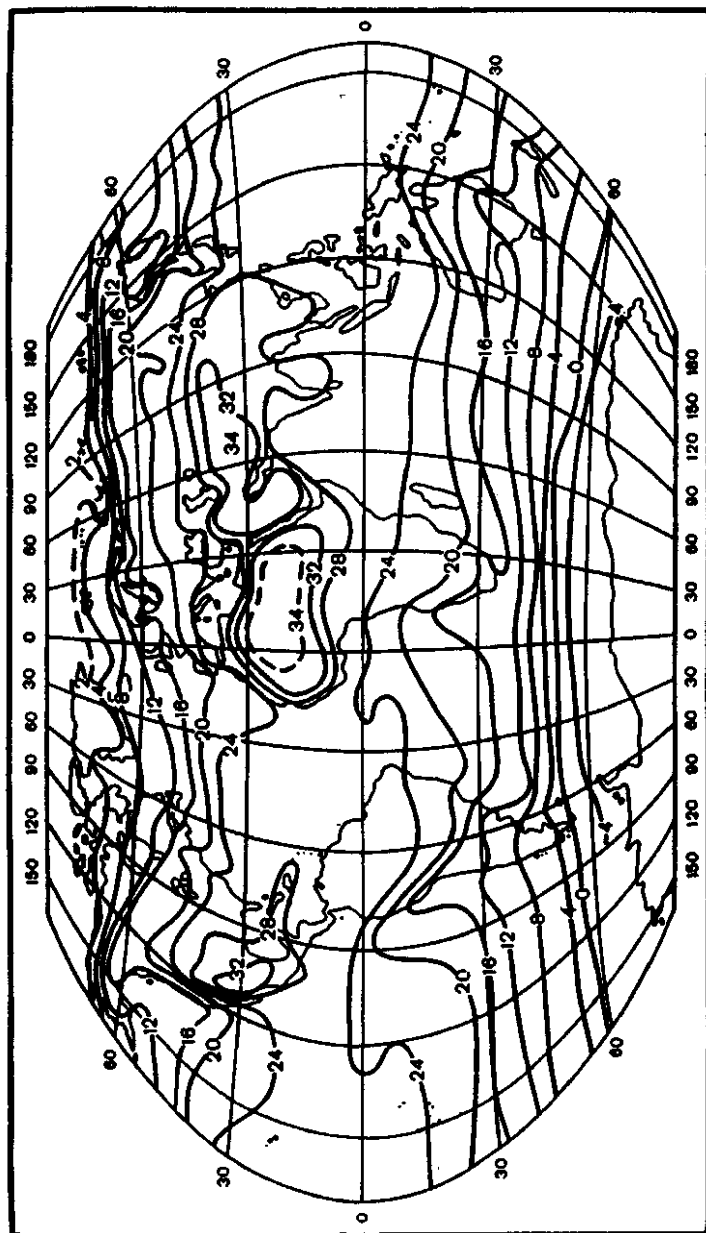


Рисунок 3.5– Середня місячна температура повітря (°C) на рівні моря. Липень

Для прикладу наведемо деякі кількісні показники добової та річної температури повітря. Так, *добова* температура поверхні океану змінюється в межах 1 °С, а на поверхні ґрунту в деяких районах Африки – на 40 °С. Амплітуда річного ходу температури повітря над океанами в тропічних і субтропічних широтах становить 2-6 °С, у помірних і субполярних широтах – 8-12 °С. У внутрішніх частинах материків річна амплітуда може перевищувати 50 – 60 °С (в Якутії).

Річна амплітуда температури повітря, як показник перепаду температур між середніми місячними температурами найтеплішого й найхолоднішого місяців року, знаходить широке використання в різних кліматологічних дослідженнях. На рис. 3.6 представлено розподіл по земній поверхні середніх річних температур повітря.

Річна амплітуда температури повітря зростає відповідно до географічної широти. На екваторі приплив сонячної радіації мало змінюється протягом року, тому найменші амплітуди мають місце поблизу екватора, над океанами. В напрямку до полюсу різниця в надходженні сонячної радіації взимку і влітку зростає, а разом з нею зростає і річна амплітуда температури повітря (рис. 3.7). Над океанами широтні зміни річної амплітуди незначні. Над південною частиною Тихого океану, віддаленою від материків, річна амплітуда в межах широт 20-60° півд. ш., збільшується приблизно з 3 до 5 °С. У північній же частині Тихого океану, де більший вплив сусідніх материків, амплітуда в межах тих же широт зростає вже з 3 до 15 °С.

Річна амплітуда температури над сушею значно більша, ніж над водною поверхнею. Навіть над порівняно незначними материковими масивами Південної півкулі вона перевищує 15 °С. Максимальних значень амплітуда сягає в районі пустель, а також у глибині континентів помірних і високих широт (Північна Америка, північний схід Сибіру), де вона перевищує 60 °С.

Ще одним важливим показником температурного режиму є характер розподілу температури повітря протягом року. В залежності від широти і континентальності та часу настання екстремальних температур виділяють наступні *типи річного ходу* температури (рис. 3.8): *екваторіальний, тропічний, помірного поясу і полярний*.

Екваторіальний тип. Характерна мала річна амплітуда температури через невелику різницю в надходженні сонячної радіації протягом року. Зазвичай мають місце два максимуми (у дні рівнодень, коли Сонце в полудень знаходиться в зеніті) і два мінімуми температури повітря (більш холодні сезони), що припадають на дні після зимового і літнього сонцестоянь. У центрі материків амплітуда дорівнює 5 °С, на узбережжях – менше 3°С, на океанах – ≤ 1 °С.

Тропічний тип. Амплітуда більша ніж в екваторіальних широтах: на узбережжях близько 5-10 °С, у центрі материка – 10-20 °С.

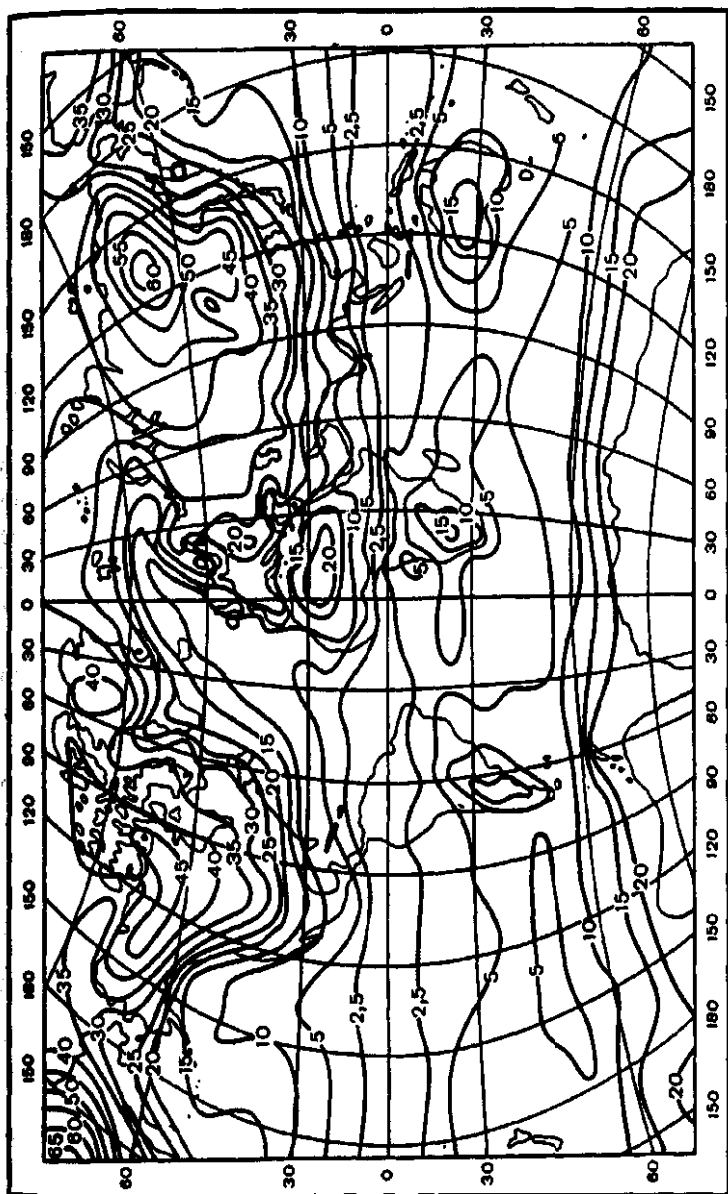


Рисунок 3.6 – Середні річні амплітуди температури повітря (°C)

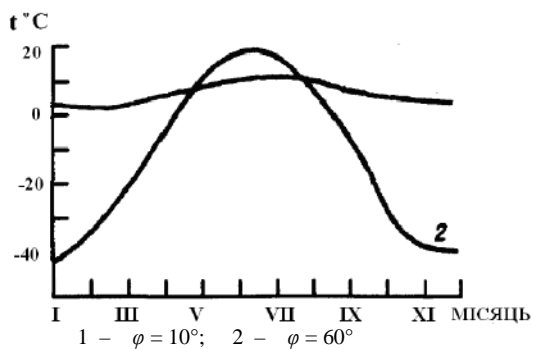
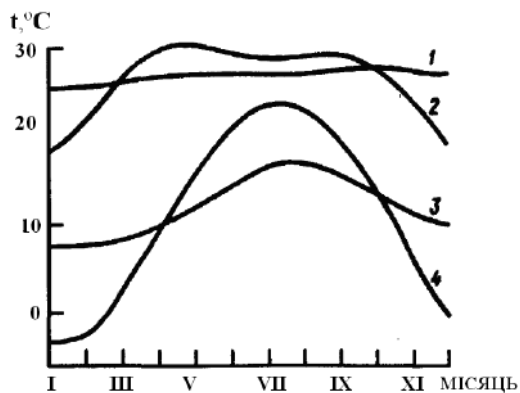


Рисунок 3.7 – Річний хід температури повітря на різних широтах Північної півкулі



- 1 – екваторіальний (Джакарта);
- 2 – тропічний в області мусонів (Калькутта);
- 3 – морський у помірному поясі (Сілі, Шотландія);
- 4 – континентальний у помірному поясі (Чікаго)

Рисунок 3.8 – Деякі типи річного ходу температури повітря

Один максимум і один мінімум протягом року, як правило, припадають відповідно на дні після літнього і зимового сонцестоянь.

Тип помірному поясу. Найбільші значення за абсолютною величиною температури повітря спостерігаються після літнього і зимового

сонцестоянь, при цьому у морському кліматі вони запізнюються в порівнянні з континентальним. У Північній півкулі мінімум над сушею припадає на січень, над морем – на лютий або березень; максимум спостерігається над сушею у липні, над морем – у серпні, а інколи навіть у вересні, що пояснюється різницями у нагріванні та охолодженні суші і моря. Річна амплітуда збільшується з широтою: над материками в середньому вона становить 40-50 °С, на широті 60° досягає 60 °С, а над океанами – 5-10 °С. Для континентального клімату в цьому поясі особливо характерна холодна зима і більш жарке літо, ніж у морському кліматі.

Полярний тип. Мінімум у річному ході температури повітря зсувається на час появи Сонця над горизонтом після тривалої полярної ночі, тобто у Північній півкулі на лютий-березень, у Південній – на серпень- вересень; максимум у Північній півкулі спостерігається у липні, у Південній – у січні або грудні. Річна амплітуда на суші перевищує 65 °С, на океанах і узбережжях полярних морів – 25-40 °С.

Таким чином, річна амплітуда, як показник континентальності клімату, більш чітко проявляється у помірних і високих широтах. У субтропічних та тропічних широтах, де розбіжності між сезонами згладжені, вплив підстильної поверхні на річний хід метеорологічних величин відступає на другий план порівняно з їх добовим ритмом.

Добовий хід температури повітря визначається відповідними змінами температури підстильної поверхні. Протягом доби над сушею мінімальна температура повітря припадає на час перед сходом Сонця, максимальна – через 2-3 години після полудня (14-15 год). Над морями та океанами максимум температури повітря настає приблизно о 15-16 год. Найбільші добові амплітуди температури повітря спостерігаються в субтропічних широтах, зі збільшенням широти вони зменшуються. У помірних широтах найменші амплітуди взимку, а найбільші влітку. У полярних областях в полярну ніч амплітуди не виявляються.

Над водними поверхнями добові амплітуди менші, ніж над сушею. В ясну погоду вони збільшуються, в хмарну – зменшуються. Добова амплітуда температури повітря також зменшується з висотою місцевості.

Через те, що річна амплітуда температури повітря *A* може бути мірою континентальності клімату, на її основі розроблено деякі кількісні показники континентальності, які називають *індексом континентальності*. В основу кожного з них покладено ту чи іншу функціональну залежність саме від річної амплітуди температури повітря, яка крім згаданих чинників залежить ще й від географічної широти. У низьких широтах вона менша, ніж у високих, навіть у континентальних умовах. Тому для визначення індексу континентальності слід виключити вплив широти на річну амплітуду.

Найбільшого поширення набули показники континентальності, запропоновані В. Горчинським, В. Ценкером, Ф. Конрадом, Г. Іогансоном,

С. Хромовим. Особливо відомим є показник Л. Горчинського

$$K = C \frac{A - 12 \sin \varphi}{\sin \varphi}, \quad (3.1)$$

де вираз $12 \sin \varphi$ визначає середню річну амплітуду температури над океаном в зоні між 30° і 60° широти, тобто це річна амплітуда на широті φ в деякому «середньому океанічному кліматі». Коефіцієнт C визначається виходячи з припущення, що середня континентальність над океаном (при $A = 12 \sin \varphi$) дорівнює нулю, а у Верхоянську – 100. Тоді формула набуде вигляду

$$K = \frac{1,7A}{\sin \varphi} - 20,4. \quad (3.2)$$

Широкого використання набув також індекс континентальності K , розроблений С.П. Хромовим, який має вигляд

$$K = \frac{A - 5,4 \sin \varphi}{A} 100\%, \quad (3.3)$$

де $5,4 \sin \varphi$ – «чисто океанічна амплітуда», яка б мала місце над океаном, зовсім вільним від континентального впливу.

Індекс континентальності Хромова показує, яка частка річної амплітуди температури повітря в даній місцевості утворюється за рахунок наявності суші на Земній кулі, тобто оцінює континентальний внесок в річну амплітуду температури. За цим індексом побудовано карти його розподілу по Земній кулі (рис. 3.9).

У внутрішніх частинах усіх океанів Південної півкулі індекс K Хромова менше 10%. Над північною Атлантикою він перебільшує 25%, над крайнім заходом Європи – 50-75%, над Центральною та Північно-Східною Азією – вищий за 90%. Також $K > 90\%$ на незначних площинах у центрі Австралії та північних частинах Африки і Південної Америки.

Температурні аномалії. Температурною аномалією в даному пункті називають різницю між середньорічною (або середньомісячною) температурою повітря в цьому пункті і відповідною середньою температурою для усього даного широтного кола. Лінії на карті, що з'єднують точки з однаковими аномаліями, називають *термоізоаномалами*.

На січневій карті ізоаномал (рис. 3.10), в районі Східно-сибірського полюса холоду розташовано центр замкнених ізоаномал, де середня місячна температура на 24°C нижча за середні температури відповідних широтних кіл. Увесь Азійський материк в цю пору року є аномально холодним.

Від'ємні аномалії (до -20°C) виявлено і над Північною Америкою. Найбільші додатні аномалії (до $+24^{\circ}\text{C}$) спостерігаються в районі між Ісландією і Скандинавським півостровом, що пов'язано з теплою Північно-Атлантичною течією. Ізономала 0°C проходить через Європейську територію Росії і поділяє її на дві майже однакові частини: західну (аномально теплу) і східну (аномально холодну).

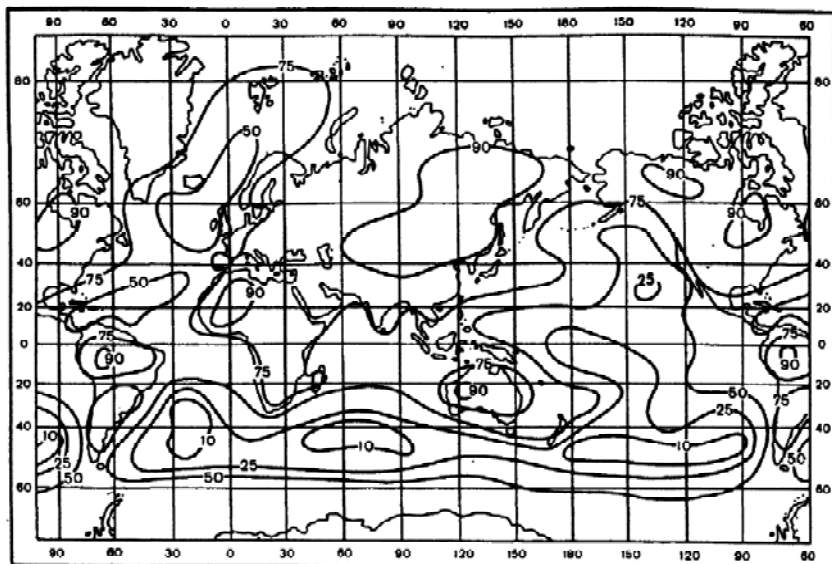


Рисунок 3.9 – Індекс континентальності за С.П. Хромовим

У липні, як випливає з рис. 3.11, контрасти між материками і океанами значно менші, ніж у січні. Найбільші додатні аномалії (до $+8^{\circ}\text{C}$) відмічаються у Північній Африці і Південно-Східній Азії. Океани Північної півкулі аномально холодні. Над материками Південної півкулі у липні (взимку) спостерігаються від'ємні аномалії (до -4°C).

Взимку Північна півкуля холодніша за Південну (середня температура у Північній півкулі у січні $+9^{\circ}\text{C}$, у Південній півкулі $+11,4^{\circ}\text{C}$). Влітку, навпаки, Північна півкуля нагрівається сильніше за Південну (у Північній півкулі в липні температура $+22,4^{\circ}\text{C}$, у Південній у січні $+16,4^{\circ}\text{C}$). В цілому за рік, як вже згадувалось, температура Північної півкулі також вища, ніж Південної. Річна амплітуда температури повітря у Північній півкулі становить $13,4^{\circ}\text{C}$,

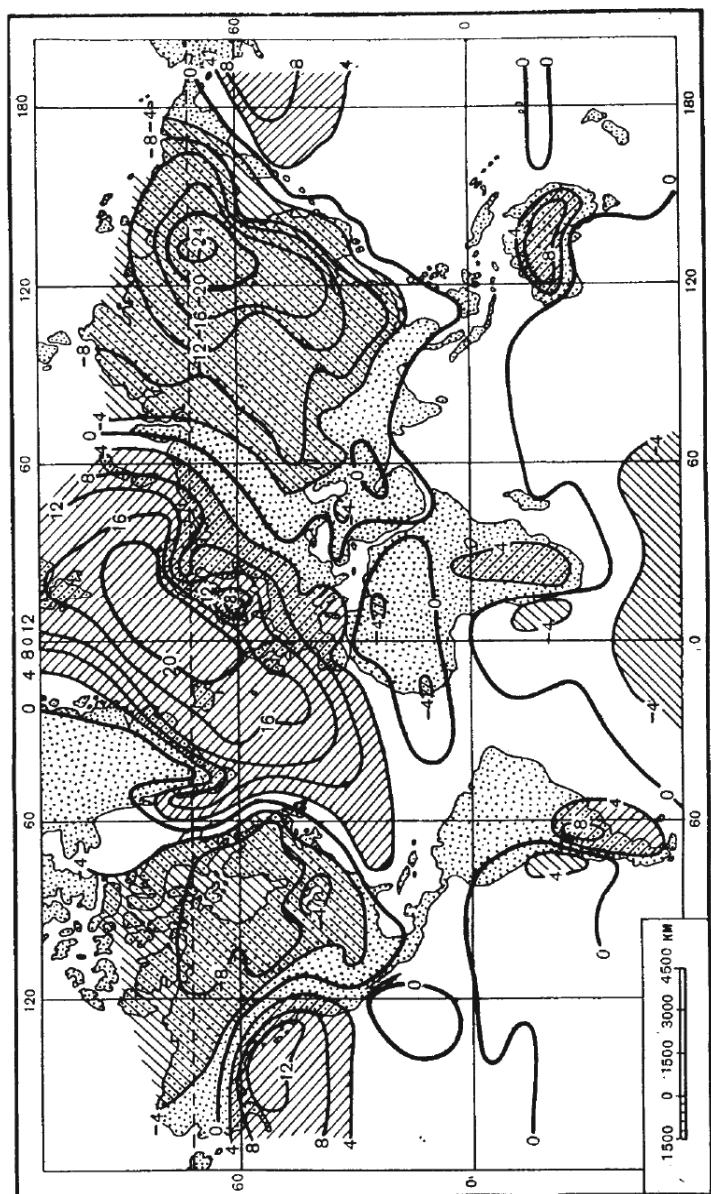


Рисунок 3.10 – Термоізономали (°C). Січень

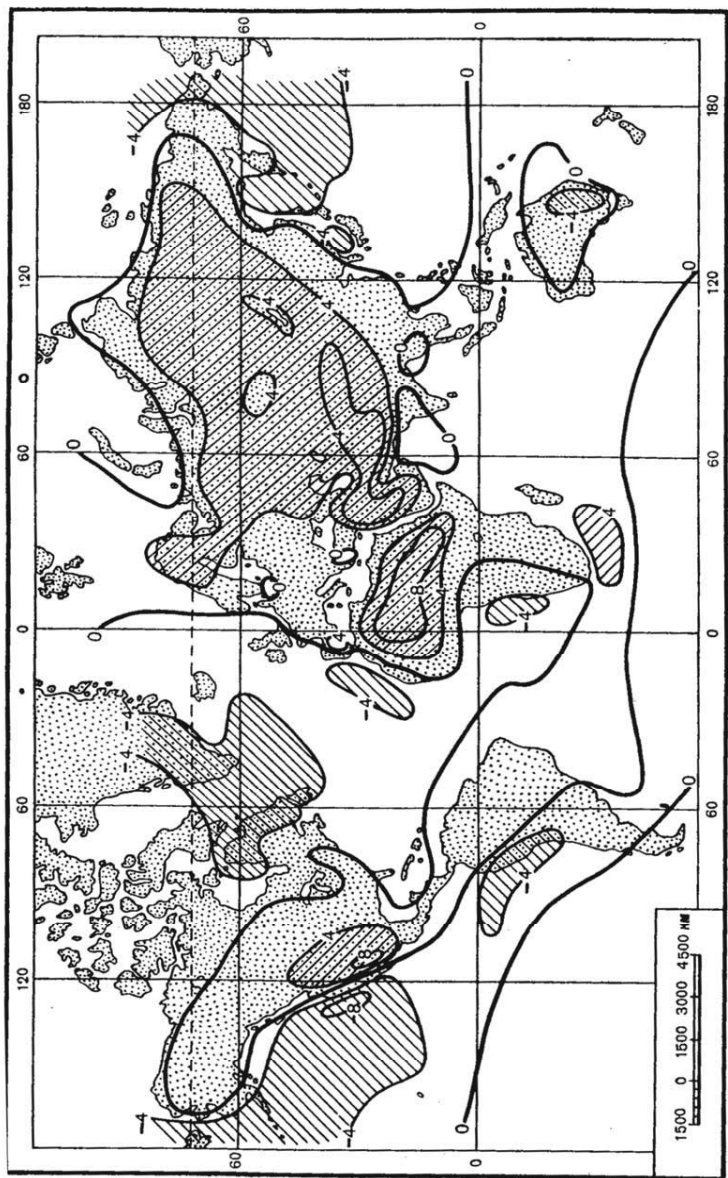


Рисунок 3.11 – Термоізономали ($^{\circ}\text{C}$), Липень

у Південній – 5,0 °С, що пояснюється більшою континентальністю Північної півкулі. Наведена різниця у температурному режимі океанів і континентів впливає і на розподіл інших метеорологічних величин, зокрема, на розподіл атмосферного тиску.

3.1.2 Просторовий розподіл атмосферного тиску над океанами і континентами

Відмінність термічного режиму атмосфери над континентами і океанами призводить до розбіжностей в режимі атмосферного тиску. Відомо, що барометричний (баричний) ступінь h м/гПа (тобто висота, на яку треба піднятися або опуститися з вихідного рівня, щоб тиск змінився на 1 гПа), різний в теплій та холодній повітряній масі. За означенням $h = -dz/dp$, і враховуючи основне рівняння статки $dp/dz = -\rho g$, отримуємо, що $h = 1/\rho g$. У цих рівняннях dp/dz – вертикальна складова сили баричного градієнту, ρg – сила тяжіння, де ρ – густина повітря, а g – прискорення вільного падіння. Таким чином, якщо вважати g незмінною величиною, то барометричний ступінь залежить тільки від густини повітря ρ , яка є функцією температури повітря (зворотно пропорційна залежність), тобто в теплій повітряній масі баричний ступінь більший, ніж у холодній.

Виходячи з цього, за однакових значень атмосферного тиску на початковому рівні, над океаном і континентом на деякій висоті у вільній атмосфері вони вже суттєво різняться. Так, взимку над більш теплими океанами утворюються області високого тиску, а над холодними континентами – низького тиску. У теплий період навпаки – над більш холодними океанами формуються області низького тиску, а над більш теплими континентами – області високого тиску. Іншими словами, *розподіл тиску на висоті наближається до розподілу температури біля земної поверхні.*

Відповідне розташування баричних областей взимку викликає перетікання повітря на висоті з моря на сушу, завдяки чому загальна вага повітряного стовпа над морем зменшується і в нижніх шарах атмосфери утворюються області низького тиску, тобто цикли. Над сушею в цей час вага повітряного стовпа збільшується і біля поверхні землі утворюються антицикли. У літній сезон розподіл атмосферного тиску біля земної поверхні протилежний зимовому: над більш холодними водними поверхнями формуються поля підвищеного тиску, а над більш теплими континентами – зниженого тиску. Узагальнюючи наведене вище слід зазначити, що *біля поверхні землі розподіл атмосферного тиску є протилежним розподілу температури повітря.*

Згідно з цим у субтропічних широтах, де суша увесь рік тепліша за море, стійкі області підвищеного тиску протягом усіх місяців на картах розподілу багаторічного середнього тиску біля земної поверхні повинні розташовуватись над океанами, а зниженого тиску – над континентами. У помірних широтах над морями і океанами взимку формуються області зниженого тиску, а над сушею – підвищеного. Це посилює термічні розбіжності між східними і західними окраїнами материків Північної півкулі завдяки тому, що в системі океанічних циклонів на західні узбережжя виноситься тепле повітря з океану, а на східні – холодне повітря по східній периферії континентального антициклону.

Таким чином, нерівномірний розподіл температури повітря призводить до складного розподілу середнього поля атмосферного тиску – на окремі області високого і низького тиску. Але оскільки зниження температури над океанами вдовж меридіану взимку відбувається повільніше, ніж над сушею, то ізотерми над ними розташовані рідше і їх розходження посилюється до західних берегів континентів. Дивергенція ізотерм над океанами сприяє зниженню тиску над ними. При переході на материк ізотерми знову зближуються і їх сходження продовжується до тих пір, доки не зникне вплив океану, тобто вглиб материка: сходження (конвергенція) ізотерм над східними районами континентів сприяє зростанню тиску. Тобто у формуванні полів атмосферного тиску поряд з термічним фактором чітко простежується і роль динамічного фактора. Розглянемо це більш детально.

Дійсно, термічний фактор є першопричиною формування різних полів атмосферного тиску. Термічний контраст між високими і низькими широтами, який існує не тільки біля поверхні Землі, але й в усій товщині атмосфери, призводить до того, що як термічний градієнт, так і градієнт тиску спрямовані від низьких широт до високих. Наявність сили Коріоліса сприяє виникненню західного переносу, характерного для помірних широт. Наявність адвекції повітряних мас з океану на континент призводить до зміни горизонтальних градієнтів температури і, як наслідок, до посилення або послаблення висотних фронтальних зон і до змін горизонтального градієнта тиску.

Нерівномірні зміни висотного баричного поля викликають сходження або розходження ізогіпс і зміни їх кривизни (рис. 3.4). В результаті цього виникає вихоровий компонент у вигляді циклонічних і антициклонічних утворень, які посилюються при взаємодії атмосфери з енергоактивними зонами океану. Тому в тих районах, де створюються умови для інтенсивної адвекції холодних і теплих повітряних мас, мають місце суттєві динамічні зміни тиску. Вони більше проявляються в зимові місяці, коли горизонтальні градієнти температури найбільші. На картах відносної топографії OT_{1000}^{500} у помірних широтах у січні над океанами

спостерігаються гребені тепла, а над континентами – улоговини холоду. Влітку, коли вплив динамічного фактору зменшується, а термічний фактор над океанами сприяє підвищенню тиску, океанічні мінімуми в помірних широтах послабляються або зникають зовсім, а субтропічні антициклони посилюються. На картах відносної топографії ОТ у липні гребені тепла розташовані над континентами. Аналогічна картина розподілу тиску спостерігається практично в усій тропосфері.

Карти абсолютної топографії AT_{500} у січні та липні повторюють карти OT_{1000}^{500} .

Таким чином, у формуванні сезонних полів тиску термічний і динамічний фактори посилюють один одного.

Слід звернути увагу ще на одну особливість водної поверхні – вона має меншу в порівнянні з сушею шорсткість. Це призводить до того, що при переміщенні повітряних мас над водною поверхнею витрати енергії на тертя менші, ніж при русі над сушею, а звідси швидкості вітру в середньому більші, ніж над сушею. Відхилення вітру від ізобар з тієї ж причини над водою менші, особливо при великих баричних градієнтах. Звідси баричні системи, особливо циклони, над океанами більш інтенсивні й існують вони триваліше, ніж над сушею.

3.2 Вплив рельєфу на клімат

Вплив рельєфу на формування клімату надзвичайно великий і різноманітний. Актуальність цього питання зростає через те, що майже 36% площі Землі займають гірські області з відмінностями морфометричного характеру та специфічними кліматами. У теперішній час підвищений інтерес до гірських районів, як місць організації відпочинку і оздоровлення людей, сприяє розвитку як окремої гілки кліматології – *гірської кліматології*. Вона покликана надати більш детальні відомості про кліматичні особливості окремих гірських місцевостей і їх можливі зміни в умовах глобального потепління клімату.

Дійсно, гірські системи, порушуючи процеси адвекції повітряних мас і циркуляції атмосфери, мають особливий клімат та істотно впливають на клімат і погоду прилеглих районів. Ступінь впливу залежить значною мірою від форми та композиційної структури окремих долин і хребтів, а також від положення та масштабу гірської системи у цілому.

Орографічний вплив на атмосферні процеси можна поділити на три групи:

- масштабний вплив орографії на формування загального розподілу повітряних течій та планетарних систем циркуляції;
- вплив орографії на процеси, які мають масштаб циклонічних та

- антициклонічних вихорів, тобто на виникнення й розвиток циклонів і антициклонів, загострення й розмивання атмосферних фронтів поблизу гір (так званий орографічний циклогенез і фронтогенез);
- локальний орографічний вплив, який зумовлює особливості в ході метеорологічних величин, пов'язаний з конкретними формами рельєфу невеликої протяжності.

Розглянемо орографічний вплив на атмосферні процеси на деяких прикладах. Так, гірські масиви відіграють роль бар'єрів, які перешкоджають переміщенню повітряних мас, відхиляючи повітряні течії від свого початкового напрямку. Такий вплив рельєфу визначає низку суттєвих кліматичних особливостей не тільки в межах самої гірської системи, але й поза нею, і навіть на значній відстані від неї. Загальновідома кліматоутворювальна роль Гімалаїв, висота яких сумірна з висотою тропосфери. Тому вони, з одного боку, обмежують проникнення вологих повітряних мас з Індійського океану на Азіатський континент, а з другого – перешкоджають доступу холодних мас в Індію з півночі. Завдяки цьому на північ від Гімалаїв спостерігається зона пустель, а клімат Індії цілком визначається мусоном і в межах сезонів характеризується значною стійкістю. Тобто ця гірська система є природною межею, яка розділяє близько розташовані області з різними кліматичними умовами. До того, завдяки саме Гімалаям, вплив яких поширюється на значну висоту (до 10-12 км), над південно-східною Азією формується потужна струменева течія.

Схожу роль відіграє і Кавказький хребет, який перетинає рівнинну територію півдня Росії в широтному напрямку і перешкоджає вільному переносу повітряних мас з півночі та півдня, розмежовуючи більш прохолодний сухий клімат Північного Кавказу і теплий вологий клімат Закавказзя, головним чином субтропічного характеру.

Яскравим прикладом впливу рельєфу на клімат є також Кордильєри, які визначають в значній мірі клімат Північної Америки. Потрійна шеренга ланцюгів цієї гірської системи ускладнює проникнення теплих вологих тихоокеанських повітряних мас на материк. Тому пом'якшуюча дія Тихого океану не простирається так далеко вглиб континенту, як це має місце в Європі під дією Атлантичного океану, а обмежується лише узбережною смугою.

Гірські системи можуть помітно змінювати циркуляційні процеси масштабу циклонів і антициклонів. Так, відомо, що взимку завдяки наявності системи Кавказьких гір південний схід Європейської території Росії (ЄТР) і України можуть бути районами антициклогенезу або стаціонавання антициклонів, які приходять сюди з районів Атлантики і Арктичного басейну. Це посилює виступ Сибірського антициклону, по периферії якого переміщуються маси вихолодженого над континентом Євразії повітря, що в свою чергу сприяє накопичуванню холодних

повітряних мас біля північних схилів цих гір і посиленню антициклогенезу. Влітку, навпаки, вони сприяють виникненню орографічних циклонів. Ще одним прикладом можуть бути Карпати, завдяки яким в західних районах України як влітку, так і взимку існують умови для місцевого циклогенезу.

Локальні орографічні особливості клімату складаються під впливом багатьох факторів, а саме різними абсолютними і відносними висотами окремих ділянок підстильної поверхні, різною орієнтацією та крутизною схилів, різною формою рельєфу. Тому в горах формується особливий тип клімату – гірський клімат. У гірських районах спостерігається велика нерівномірність у просторовому розподілі температури, хмарності, вітру, опадів та небезпечних явищ погоди. Мінливість гірського клімату у вертикальному напрямку (висотна поясність або зональність) визначається положенням гір у певній широтній природній зоні, висотою гір, їхніми морфометричними характеристиками. Навіть на досить близьких ділянках можуть утворюватися місцеві варіації клімату, які проявляються у його надмірній строкатості. В горизонтальному напрямку вплив гір залежно від їхньої висоти та протяжності може проявлятися на відстані понад 500 км. Навіть порівняно невеликі височини (Донецька, Середньоруська, висотою 200-400 м над рівнем моря), які розташовані серед рівнини і мають значну горизонтальну протяжність, можуть суттєво впливати на погодуутворювальні процеси.

Розглянемо вплив рельєфу на деякі кліматичні характеристики.

Радіаційний режим гірських районів. Гірський рельєф помітно порушує процеси надходження-витрат сонячної радіації. Понад усе помітну роль тут відіграє висота місцевості. Оскільки з висотою товща атмосфери, її густина і вологовміст повітря зменшуються, а прозорість атмосфери збільшується, то інтенсивність прямої сонячної радіації зростає. Особливо помітне це зростання в нижній частині гір, де зменшення з висотою пилу і водяної пари, які визначають прозорість атмосфери, відбувається швидше за все. В Альпах, наприклад, в межах висот 200-3000 м пряма сонячна радіація в ясні дні грудня збільшується на 50%, а в червні – на 35%.

Причини, які викликають збільшення з висотою прямої сонячної радіації, одночасно призводять до зменшення розсіяної радіації при ясному небі. Перевищення прямої радіації над розсіяною особливо характерно для значних висот. Але під впливом хмарності в горах може відбуватись суттєва зміна в співвідношенні прямої і розсіяної радіації – роль першої різко зменшується, а другої зростає в 5-6 разів в порівнянні з ясним небом.

Можлива величина сумарної короткохвильової радіації збільшується з висотою майже в усіх гірських країнах. Але її кількість на одній висоті в значній мірі залежить від експозиції та крутизни схилів.

Альbedo підстильної поверхні помітно зростає з висотою, починаючи

з того рівня, де спостерігається сніговий покрив. Із збільшенням висоти збільшується тривалість залягання снігового покриву, що є причиною збільшення середніх значень альбедо. Але в деяких випадках в долинах гір альбедо може бути меншим, ніж на рівнині, завдяки значній шорсткості гірської країни, що викликає багаторазове відбиття променів від її нерівностей.

Ефективне випромінювання з висотою в горах швидко зростає. Здавалось би, що зниження температури підстильної поверхні, яке відбувається з підвищенням місцевості, сприяє зменшенню її випромінювання. Але, з іншого боку, через збіднення атмосфери водяною парою і зменшення її запиленості, більш суттєво зменшується зустрічне випромінювання атмосфери. У кількісному співвідношенні зі зростанням висоти зміни у випромінюванні атмосфери значно більші за зміни у випромінюванні підстильної поверхні. Тому ефективне випромінювання інтенсивно зростає, що відбувається приблизно до 3 км висоти. Вище цього рівня ефективне випромінювання залишається майже незмінним. Воно досягає свого максимуму зазвичай у зоні снігової лінії.

Як бачимо, витратні статті радіаційного балансу підстильної поверхні з висотою зростають значно швидше, ніж приходні, тобто вони не компенсуються одночасним зростанням величини сумарної радіації, особливо в сухих районах. Завдяки цьому радіаційний баланс з висотою, як правило, поступово зменшується, хоча до рівня приблизно 2 км ці зміни незначні. Але, наприклад, на Кавказі у зоні 3200-3400 м, де поглинена радіація і ефективне випромінювання вирівнюються, річний радіаційний баланс близький до нуля, а на льодовиках він вже від'ємний. Із подальшим зростанням висоти його від'ємна величина змінюється приблизно на 42-84 Мдж/м² на кожні 100 м підняття.

Особливо малий радіаційний баланс гірських вершин, вкритих снігом. Тут завдяки великій відбивальній і випромінювальній здатності снігового покриву він досягає від'ємних значень і менший, ніж радіаційний баланс у вільній атмосфері на тому ж рівні.

Температурний режим гірських районів. На зміни температури повітря з висотою впливають як висота над рівнем моря, так і експозиція схилів і форми рельєфу. Це визначає значну строкатість в її просторовому розподілі. В цілому з висотою (через зменшення радіаційного балансу) відбувається зниження температури повітря як у вільній атмосфері, так і при зміні абсолютної та відносної висоти місцевості. Якщо у першому випадку вертикальний градієнт температури становить у середньому 0,6°C/100 м, то у двох останніх його приймають за 0,5°C/100 м (саме таким градієнтом користуються при зведенні температури повітря до рівня моря у кліматичних розрахунках). Це означає, що вздовж схилів зниження температури повітря відбувається повільніше, ніж у вільній атмосфері, тобто на одному рівні температура повітря біля схилів у середньому вища,

ніж у вільній атмосфері.

Вирішальна роль у формуванні температурного режиму в горах належить абсолютній висоті місцевості. Однак різноманітність впливу форм рельєфу, експозиції схилів і ступеня захищеності місцевості може бути настільки значною, що повністю нівелює її роль. Так, опуклі форми рельєфу зменшують, а увігнуті – збільшують у декілька разів річну і добову амплітуду коливань температури повітря, які взагалі з висотою зменшуються, що призводить до зменшення континентальності клімату в горах. Це пов'язано з тим, що вночі і взимку в увігнутих формах рельєфу складаються умови, сприятливі для вихолоджування повітря: сюди стікає холодне повітря зі схилів. Вдень і влітку обмін повітря в котловинах обмежений і тепле повітря застоюється.

Для деяких гірських районів характерним є інверсійний розподіл температури повітря, причиною чого є не тільки інтенсивний стік холодного повітря зі схилів, а й застій його біля земної поверхні і подальше вихолодження в умовах ясної погоди при стаціонарних антициклонах. Класичним прикладом цього явища є інтенсивні інверсії температури повітря, які спостерігаються у північно-східному Сибіру. Так, в Якутії взимку в ясну тиху погоду утворюються інверсії, вертикальна потужність яких в середньому сягає 1-2 км з різницею температур в шарі до десяти і більше градусів. Завдяки цьому на схилах гір буває тепліше, ніж в гірських низинах та котловинах, розташованих між гірськими хребтами. Відомо, що саме тут, у районі Верхоянська (висота 120 м) розташований полюс холоду Північної півкулі, де середня місячна температура лютого становить $-48,8^{\circ}\text{C}$. На станції ж Семенівський Рудник, яка розташована на 900 м вище вздовж Верхоянського хребта, вона становить $-30,5^{\circ}\text{C}$.

У річному розподілі найбільших і найменших середніх місячних температур повітря в горах відбувається їх зміщення приблизно на один місяць, тому весна в зоні вище 1500 м завжди холодніша за осінь. Так, на Кавказі, починаючи з висоти 800 м найтеплішим місяцем є серпень, а найменші температури припадають на лютий. Тобто, взагалі клімат верхньої частини гір носить риси океанічного.

Режим зволоження гірських районів. Гори помітно впливають на ступінь зволоження розташованого над ними повітря, посилюють процеси випаровування, переносу водяної пари та її конденсації. Тому режим зволоження в горах має свої особливості. Зменшення вологовмісту відбувається повільніше, ніж у вільній атмосфері, де на його зміни, окрім зниження температури повітря, суттєво впливає ступінь віддаленості від підстильної поверхні, з якої відбувається випаровування. На схилах гір вологовміст повітря завжди вищий, ніж на тому ж рівні у вільній атмосфері (різниця становить у середньому до 10%).

Розподіл хмарності у горах. Режим хмарності в гірській країні

різноманітний. На нього впливає загальне підняття місцевості, спрямованість гірських схилів і форма рельєфу. За великим рахунком визначна роль у формуванні хмарності належить орієнтації гірських хребтів відносно повітряних потоків, які переносять вологу, і висота місцевості. Наявність в горах льодовиків, вічних снігів, велика кількість річок, а також слабкий в порівнянні з відкритими рівнинами горизонтальний обмін повітрям призводять до підвищення в ньому вмісту вологи. Гори, викликаючи примусове підняття повітряних мас вздовж навітряних схилів, посилюють конвекцію, що сприяє збільшенню конвективної хмарності влітку. Взимку через значну повторюваність інверсійного розподілу температури повітря і зменшення рівня конденсації складаються несприятливі умови для утворення хмар: вони виникають на значно менших висотах. На більших висотах та вершинах гір переважає ясна погода або спостерігається хмарність фронтального характеру.

Величезна кількість сонячного випромінювання і значна кількість ясних днів взимку в горах роблять ці райони привабливими для утворення зимових кліматичних курортів.

У гірській місцевості хмари, які утворились біля поверхні схилів, вважаються туманом. І часто поняття туман відповідає поняттю хмара, що оточує спостерігача.

Розподіл опадів у горах. Вплив рельєфу на просторово-часовий розподіл опадів величезний. Збільшення кількості опадів у горах багато авторів пояснюють, перш за все, впливом абсолютної висоти місцевості. Так, за даними О.О. Дроздова в умовах пагорбкового рельєфу збільшення опадів відбувається на 10-15% на 100 м підняття (це так званий плювіометричний градієнт). Але, як свідчать фактичні дані про просторовий розподіл опадів і дослідження О.М. Лебедева, висота місцевості не завжди є вирішальним фактором. У багатьох випадках більш значну роль відіграють орієнтація гірських схилів, їх крутизна, тип рельєфу тощо. При цьому не мале значення має відносна висота місцевості (висота по схилу). Тому кількість опадів і їх розподіл з висотою в гірських районах характеризується виключною складністю і мінливістю.

Збільшення опадів в горах з висотою здійснюється до певного рівня в залежності від географічного розташування, пори року, метеорологічних умов опадоутворення (положення рівня конденсації тощо), особливостей клімату та циркуляційних процесів. Критична висота, до якої зростають опади, у надмірно зволжених гірських районах знаходиться нижче, ніж в слабо зволжених. Так, у Гімалаях ця межа влітку досягає висоти 1300 м, взимку – вище, в Баварських Альпах взимку вона розташовується на висоті 600-1000 м, влітку – вище. На Центральному Кавказі кількість опадів збільшується до висоти 2500-3000 м, а потім зменшується. На Західному Памірі та інших горах Середньої Азії опади зростають до 4000 м, а іноді й вище.

Кількість опадів і висота зони їх максимуму в горах залежить від орієнтації схилів по відношенню до потоків, які переносять вологу. Зазвичай опадів випадає більше на схилах, звернених у бік вологих вітрів. Так, на навітряних схилах Західних Гат (Індія) під дією мусону середня річна кількість опадів досягає 2000-3000 мм, а в окремих місцях – 6700 мм. Тут знаходиться один з найбільш дощових районів Земної кулі – Черапунджи, де за рік випадає майже 11000 мм опадів. Але на протилежному підвітряному схилі цих гір їх кількість становить усього 700 мм. У південній частині Чилі на схилах Анд, повернутих у бік Тихого океану, випадає 3000-5000 мм опадів за рік, а у Патагонії на тих же широтах тільки 150-250 мм. Це свідчить про те, що підвітряні схили гір і внутрішні райони гірських систем можуть залишатись настільки сухими, що в них формуються пустелі. Прикладом таких пустель є плоскогір'я південної Невади і міжгірська впадина – Долина Смерті у Каліфорнії, де влітку опади можуть зовсім не випадати (температура повітря тут досягає значень абсолютного максимуму на Землі).

Встановлено О.О. Дроздовим, що під впливом орографії виникають три специфічні зони трансформації поля опадів. Вони суттєво розрізняються за кількістю опадів і характером термодинамічних процесів, які їх зумовлюють:

1) область передсходження (або підпруження), яка характеризується утворенням максимуму опадів біля підніжжя гори (до підняття по схилу);

2) область збільшення опадів на навітряних схилах, яка виникає при вимушеному піднятті повітря (головним чином це західні схили в помірних широтах і східні в тропічних);

3) «дошова тінь» – область зменшення опадів внаслідок низхідних потоків на підвітряних схилах або в котловинах усередині гір.

У великих височинах, особливо у холодне півріччя, максимум опадів часто розташовується не на схилах, а біля підніжжя гір над районами, де підвищення ще відсутнє. Такі опади були названі *опадями передсходження*. Ефект підпруження виявляється у передгір'ях не тільки безпосередньо біля схилу, але й на значній відстані від хребтів. Орографічна конвекція, яка пов'язана з затримкою потоку біля схилу, за умови великої відносної вологості повітря сприяє додатковій конденсації та випадінню опадів. Ці процеси проявляються по-різному в залежності від типу клімату. В тропічних широтах зазвичай у зоні передсходження випадає найбільша кількість опадів, а на схилах гір вона зменшується. У помірному поясі збільшення опадів у зоні передсходження не перевищує їх зростання вздовж схилу гір, де і випадає їх максимальна кількість. В Україні такі опади характерні для Закарпаття (район Ужгороду).

Вітровий режим гірських районів. Гірські області суттєво впливають на поле вітру у граничному шарі атмосфери. Швидкість і напрямок вітру помітно змінюються під впливом місцевих умов та можуть різко

відрізнатись навіть на близько розташованих станціях. Тому загальної закономірної тенденції в збільшенні швидкості вітру з висотою виявити важко. Але загально відомо, що в навітряних частинах передгір'я відбувається загальне зниження швидкості вітру більше ніж удвічі. Малі швидкості вітру характерні і для більшої частини долин. В оточуючих гори місцевостях і на перевалах швидкості вітру збільшуються.

Важливою особливістю гірських країн є наявність місцевої циркуляції. Вона виникає не тільки завдяки своєрідності в розподілі температури повітря в горах, але й за рахунок механічного впливу гірських хребтів на повітряні потоки, що викликає місцеве збурення повітряних течій загальної циркуляції атмосфери. Вітри, які виникають під дією двох вказаних факторів, носять назву *місцевих вітрів*. У залежності від причин їх виникнення, вони можуть бути поділені на два види:

- *гірсько-долинні та льодовикові вітри*, в тому ж числі й вітри схилів, які виникають за рахунок особливостей розподілу температури повітря в горах;
- *фьони та бора* – вітри, які пов'язані, головним чином, з механічним впливом оротографії місцевості на атмосферну циркуляцію.

Вітри схилів, гірсько-долинні та льодовикові вітри спостерігаються у багатьох гірських місцевостях. Вони, за винятком льодовикових, мають чітко виражену добову періодичність.

Схилові вітри являють собою циркуляцію невеликої вертикальної потужності та горизонтальної протяжності (десятьки метрів). Вона виникає завдяки різниці температури повітря поблизу порівняно крутих схилів і атмосферою на деякій відстані від них. Вдень повітря підіймається по нагрітому схилу і на його заміну в долину сходять повітря вільної атмосфери – *денний вітер схилів*. Вночі умови змінюються: з охолоджених схилів сходять холодне повітря в долину, а на зміну йому надходить більш тепле повітря вільної атмосфери – *нічний вітер схилів* (рис. 3.12).

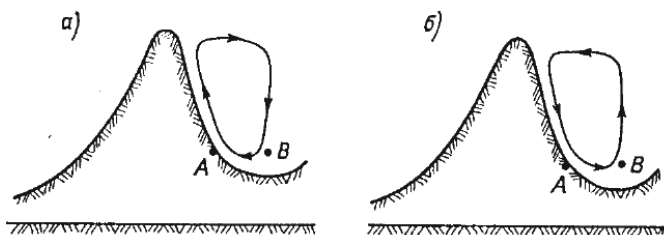


Рисунок 3.12 – Вітри схилів вдень (а) і вночі (б)

Гірсько-долинна циркуляція принципово не відрізняється від

циркуляції схилів, але має значно більші розміри (по висоті охоплює всю долину, по горизонталі розповсюджується іноді на десятки кілометрів) і більш складну структуру (рис. 3.13). Вона виникає у великих глибоких долинах, які виходять на рівнину. Вдень вітер дме з долини вгору, а вночі з гір вниз до рівнини. Більш чітко ця циркуляція проявляється влітку, взимку вона послаблена.

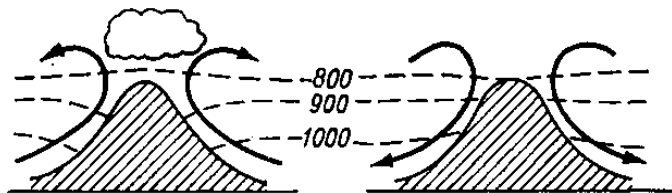


Рисунок 3.13 – Схема гірсько-долинних вітрів

Льодовикові вітри також термічного походження. Вони дмуть вздовж напрямку льодовика і не мають добової періодичності. Ці вітри виникають завдяки охолодженню повітря, прилеглого до поверхні льодовика, і, залишаючись протягом доби більш холодними, ніж повітря над оточуючими схилами, стікають донизу. Зазвичай вони посилюються вночі, коли співпадають з гірським вітром, і послабляються вдень, коли стік холодного повітря з льодовика затримується зустрічним долинним вітром. В умовах значних площ льодових масивів ці вітри можуть бути більш потужними вдень, коли відносне вихолодження над льодовиком особливо помітне. Висота шару льодовикових вітрів від десятків до сотен метрів.

Явище льодовикових вітрів у значних розмірах представлено над льодовим плато Антарктиди, де високе льодове плато сприяє утворенню потужного антициклону і стоку вихолодженого повітря вздовж крутих схилів. Тут через значні баричні градієнти на перенос повітря впливає сила тяжіння, тому з наближенням до узбережжя воно має значну швидкість (до 20 м/с), яка інколи досягає 45 м/с з поривами до 90 м/с. Льодовикові вітри Антарктиди називають *стоковими вітрами*. Разом з сильними вітрами, які зумовлені постійним проходженням глибоких циклонів навколо Антарктичного материка, стокові вітри роблять багато районів узбережжя Антарктиди найвітрянішими місцями на Земній кулі.

Більш чітко вітри термічного походження проявляються в антициклонах, коли на них не накладається вплив великомасштабних збурень атмосфери.

До місцевих вітрів, які виникають внаслідок механічних збурень повітряних течій рельєфом місцевості, відносяться *фьон* і *бора*.

Фьоном називають сухий, зазвичай теплий або гарячий вітер, який

дме з гір. Виникає фьон частіше за все у тих випадках, коли тепла повітряна маса, перевалюючи через гірський хребет і втрачаючи при цьому вологу у вигляді опадів, починає сходити донизу по підвітряному схилу (рис. 3.14). При сходженні повітря адиабатично нагрівається і віддається від стану насичення. Зміни температури повітря та вологості відбуваються досить швидко і різко: за 1-2 години температура може підвищитись на 30 -40 °С, а відносна вологість знизитись до гранично низьких значень (5-10%). Швидкості вітру коливаються від малих значень до 15-20 м/с, а інколи досягають 30-40 м/с. Тривалість фьону становить від декількох годин до 5 діб.

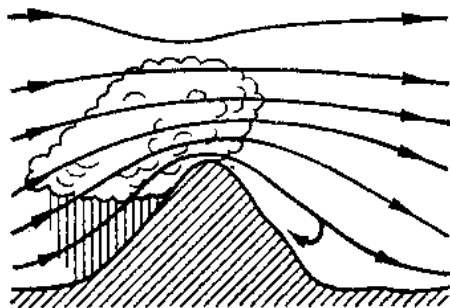


Рисунок 3.14 – Схема утворення фьону

Фьони можуть бути зумовлені також опусканням повітряних мас в антициклонах, розташованих у горах. Такі *фьони* зазвичай є двосторонніми, тобто спостерігаються одночасно на протилежних схилах. Їх називають *антициклональними*.

Фьони спостерігаються в усіх гірських системах світу, навіть у Гренландії. Особливо інтенсивні фьони властиві Скелястим горам і Кордільерам. Фьон тут має назву «чинук», тобто у перекладі з місцевої мови – «пожирач снігу». Це пов'язано з тим, що при фьоні сніг одразу випаровується, не переходячи у рідкий стан. У північній частині Сицилії південний вітер, який спускається з гір у районі Палермо, називають «*сироко*». Він може підвищити температуру повітря майже до 50 °С.

Взимку фьон призводить до снігових обвалів у горах, навесні та влітку – до інтенсивного танення снігу у горах, а через це – до розливу річок і повеней. Влітку внаслідок високої температури і сухості повітря можливі негативні дії на рослинність. Фьон, який виникає наприкінці літа та восени, грає позитивну роль, прискорюючи дозрівання деяких культур.

Бора – сильний, холодний і поривчастий вітер, який дме з низьких гірських хребтів або перевалів у бік теплового моря. Утворюється він переважно в холодну пору року, коли над холодним континентом

формується область високого тиску, а над теплим морем – область низького тиску. Холодні повітряні маси накопичуються біля гірського хребта і під дією динамічного напору починають рухатись у бік моря. Зустрічаючи на своєму шляху гірський хребет, вони перевалюють через найменші висоти, тобто через перевали. Звуження повітряного потоку, яке відбувається при цьому, призводить до збільшення його швидкості, у деяких випадках до 60 м/с (на Мархотському перевалі поблизу Новоросійська). Внаслідок порівняно малої висоти перевалу ефект адіабатичного нагрівання повітря при його спуску майже не спрацьовує, тому бора супроводжується значним зниженням температури (на 25°C і більше).

Бора – часте явище в північній частині Чорноморського узбережжя Кавказу, на Адріатичному узбережжі (в районі Трієсту), на Середземноморському узбережжі Франції, місцева назва її *містраль*. Вона буває також на Новій Землі і в Арктиці.

Основною і загальною особливістю для усіх гірських областей є вертикальна зональність клімату або послідовна зміна кліматичних зон. Це пов'язано перед усім із загальною закономірністю зменшення з висотою температури повітря і його вологовмісту. З висотою зростає суровість клімату та відповідно змінюється рослинний світ. Зміна висотних кліматичних зон відбувається значно швидше і вимірюється кілометрами, тоді як в горизонтальному напрямку вона становить порядку тисячі кілометрів.

Таким чином, все наведене вище, свідчить про визначну роль підстильної поверхні у формуванні клімату різних районів Земної кулі.

Запитання для самоперевірки до 3-го розділу

1. Охарактеризуйте географічний розподіл температури повітря на рівні моря у січні та липні.
2. Назвіть особливості розподілу температури повітря біля поверхні землі у Південній та Північній півкулях.
3. Де на Земній кулі розташовані райони з найбільшими температурами повітря?
4. Назвіть райони розташування світового полюса холоду і полюса холоду Північної півкулі.
5. Яке співвідношення між полем температури і полем тиску біля поверхні землі?
6. У чому проявляється вплив рельєфу на клімат?

4 ЗАГАЛЬНА ЦИРКУЛЯЦІЯ АТМОСФЕРИ ТА ОКЕАНУ

4.1 Загальні відомості про атмосферну циркуляцію

Загальна циркуляція атмосфери (ЗЦА) – це сукупність основних повітряних течій великого масштабу в атмосфері Землі, які здійснюють горизонтальний і вертикальний обмін мас повітря. Повітряні течії, які переважають в тих чи інших районах Земної кулі, за масштабом можуть бути співставленими з розмірами континентів. Вони сприяють переносу повітряних мас з різними фізичними властивостями, формуючи погодні умови, а через це і клімат різних регіонів Землі. Наприклад, міста Бордо ($\varphi = 44,8^\circ$ півн.ш., $\lambda = 0,5^\circ$ зах.д.) і Владивосток ($\varphi = 43,5^\circ$ півн.ш., $\lambda = 132,5^\circ$ сх.д.) знаходяться майже в однакових географічних умовах (приблизно на одній широті та на узбережжях морів: перший – на узбережжі Біскайського заливу, другий – на узбережжі Японського моря), але суттєво різняться за температурним режимом, особливо взимку. Так, у Бордо середня температура повітря у січні становить приблизно $+5^\circ\text{C}$, а у Владивостоку – $-13,5^\circ\text{C}$. Різниця між ними перевищує 18°C , що зумовлено, перш за все, особливостями циркуляції повітряних мас у зимовий період (у Бордо переважають південно-західні вітри, які переносять теплі й вологі маси повітря з Атлантичного океану, а у Владивостоку дмуть північно-західні вітри, які приносять холодне і сухе повітря з боку Східного Сибіру).

Особливості загальної циркуляції атмосфери пов'язані з зовнішніми (астрономічними і геофізичними) та внутрішніми (геофізичними) кліматоутворювальними факторами. Вони є результатом енергетичної взаємодії між ланками кліматичної системи. Тому ЗЦА можна вважати однією з характеристик стану глобальної кліматичної системи. З іншого боку, горизонтальний і вертикальний обмін повітряних мас, який відбувається в системі ЗЦА, та пов'язаний з ними перенос тепла, вологи і кількості руху сприяє формуванню кліматичних режимів окремих регіонів Земної кулі та всієї планети в цілому. Під впливом атмосферної адвекції (разом з океанічною) відбувається вирівнювання тепла на земній поверхні, завдяки чому відсутнє постійне зростання температури повітря у низьких широтах і зменшення її у високих широтах. З цієї точки зору загальна циркуляція атмосфери є внутрішнім геофізичним кліматоутворювальним фактором.

Уявлення про загальні риси атмосферної циркуляції, причини виникнення і переважання тих чи інших повітряних течій визначається розподілом атмосферного тиску, який в свою чергу є похідною від розподілу температури повітря. Тому серед основних причин виникнення ЗЦА, перш за все, слід назвати нерівномірний розподіл сонячної радіації по земній поверхні, а саме, неоднакове її надходження до низьких і високих широт. Через це формуються значні температурні розбіжності між

екватором і полюсами, які в свою чергу сприяють формуванню значних контрастів у полі тиску. Температурний контраст між полюсами і екватором В.В. Шулейкин назвав *«тепловою машиною першого роду»*.

Однак цей, на перший погляд, простий механізм виникнення ЗЦА ускладнюється низкою інших факторів, серед яких суттєве значення має неоднорідність підстильної поверхні і, насамперед, поділ її на океани та континенти, термічні режими яких помітно різняться за сезонами. Термічні розбіжності між континентами і океанами за виразом В.В. Шулейкина отримали назву *«теплових машин другого роду»*.

До названих факторів, що впливають на формування ЗЦА, слід також додати обертання Землі навколо своєї осі, нерівності рельєфу, які зумовлюють різницю в терті повітря біля земної поверхні, а також вихро- і хвилюєтворення в атмосфері.

Як відомо, завдяки «тепловій машині першого роду» горизонтальна складова сили баричного градієнту спрямована від тропіків до полюсів, а під дією відхиляючої сили обертання Землі виникає західний перенос повітряних мас, який охоплює тропосферу і частину стратосфери позатропічних широт влітку і всю стратосферу взимку. Формування підвищеного тиску в тропічних широтах пояснює так звана *«комірка Хедлі»*, яка існує в обох півкулях. Повітря, яке нагрівається над екватором, піднімається догори і рухається в напрямку полюсів. Під дією сили Коріоліса воно відхиляється від початкового руху і на висотах (на широті близько 30°) набирає напрямку із заходу на схід. Завдяки цьому у субтропічних широтах обох півкуль на висоті 3-5 км над поверхнею землі розташовується *зона західних вітрів*. Накопичення повітряних мас у даній зоні призводить до формування поясу підвищеного тиску біля поверхні землі і подальшого відтоку їх в обидва боки (до екватора і до полюса). Ці потоки також підпадають під дію відхиляючої сили обертання Землі. Один з них, спрямований до полюсів, утворює течії південно-західного і західного напрямку у Північній півкулі та північно-західного і західного – у Південній півкулі. Інший потік, спрямований до екватора, поблизу земної поверхні набирає північно-східного напрямку у Північній півкулі та південно-східного у Південній півкулі, формуючи *пасатну циркуляцію*, яка посилюється завдяки наявності у внутрішньотропічних широтах субтропічних антициклонів і приекваторіальної улоговини. У порівняно вузькій зоні по обидва боки від екватора у верхній тропосфері і навіть стратосфері (особливо влітку) спостерігаються східні вітри. Таким чином, зональна циркуляція притаманна всій атмосфері Землі. Для неї властивим є переважання широтних (східних чи західних) складових переносу повітряних мас над меридіональними (північними або південними).

Розбіжність в температурних режимах повітря над океанами і континентами (*«теплова машина другого роду»*) забезпечує перетікання повітряних мас з океанів на континенти влітку і з континентів на океани –

взимку, тобто формування великомасштабної *мусонної циркуляції*.

Термічна неоднорідність підстильної поверхні, яка є найбільш значимою у помірних широтах, зумовлює також *вихроутворення* в атмосфері, тобто наявність позатропічних циклонів та антициклонів, що безперервно виникають і руйнуються. Вони сприяють міжширотному або *меридіональному* переносу повітряних мас, що визначає перенос тепла з низьких широт у високі, а холодних – з високих широт у низькі. Меридіональна циркуляція краще проявляється у Північній півкулі, де має місце більш складний характер розподілення материків та океанів.

Поряд з вихровими рухами в атмосфері спостерігаються також *хвильові переміщення* повітря. До них відносять хвилі у зональному потоці з довжиною близько 5000 км (хвилі Россбі).

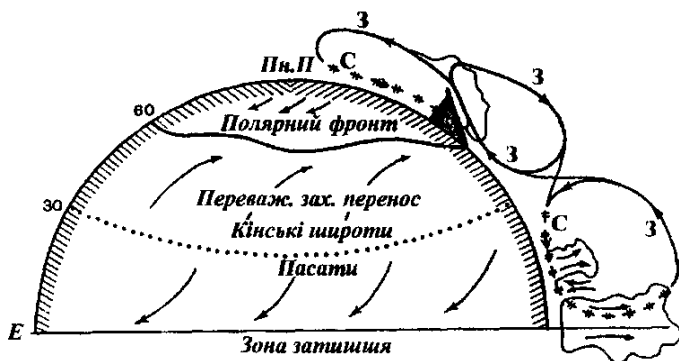
Орографічні умови підстильної поверхні можуть суттєво змінювати систему повітряних течій і утворювати *місцеві особливості циркуляції* атмосфери.

Течії в системі загальної циркуляції атмосфери характеризуються тим, що швидкості горизонтальної складової потоку у великомасштабних процесах на 2-3 порядки більші за швидкості його вертикальної складової.

Щоденні карти погоди вказують на те, що розподіл тиску і характер повітряних течій над значними площинами Земної кулі мають складний характер і суттєво змінюються в часі. Однак ЗЦА притаманні і деякі особливості, які в тому чи іншому регіоні мають найбільшу повторюваність. Їх можна виявити при осередненні даних про атмосферний тиск, швидкість і напрямок вітру, повторюваність циклонів та антициклонів за значні відрізки часу. І саме ці сталі особливості ЗЦА накладають відбиток на клімат в даному географічному районі.

Спроби скласти схему загальної циркуляції атмосфери було розпочато понад 200 років тому. Згідно з одною з них циркуляцію повітряних мас в атмосфері Землі можна представити (наприклад, для Північної півкулі) трьома комірками. Одна з них, яка пояснює циркуляцію повітряних мас у низьких широтах – це комірка Хедлі (рис. 4.1), яка виникає внаслідок висхідних рухів на екваторі та низхідних на широтах біля 30°. У помірних широтах утворюється друге кільце циркуляції, яке називають «*коміркою Ферреля*»: вважалось, що існуючий тут у нижніх шарах тропосфери перенос повітря від субтропічних широт до полярних, його підйом у полярних широтах, зворотний перенос до субтропічних широт у верхніх шарах і опускання в субтропічних також відбувається у вигляді замкненої циркуляції.

Наявність третьої комірки у високих широтах пояснювалась так. Біля полюса повітряна маса внаслідок вихолодження опускається донизу і розтікається до півдня. Через відхиляючу силу обертання Землі потік набуває напрямку зі сходу на захід, а при зустрічі з повітрям помірних широт відбувається підйом повітряних мас і кільце замикається.



буквами З та С позначено гілки з загальним
західним та східним переносом

Рисунок 4.1 – Трикоміркова схема системи меридіональної циркуляції (Rossby, 1941) із конвекцією в екваторіальній зоні, осіданням у «кінських» широтах, висхідним рухом у полярно-фронтальній зоні (яка показана без збурень) та осіданням поблизу полюса (Е. Пальмен, 1973)

Таке уявлення є дуже спрощеним, бо замкнених осередків не існує і в дійсності схема ЗЦА значно складніша. А переноси повітря у нижніх та верхніх шарах атмосфери, які за напрямком співпадають з комірками Хедлі і Ферреля, в дійсності існують, але не у вигляді замкнених кілець циркуляції, а у формі хвиль і вихорів, які розвиваються у тропосфері.

Таким чином, загальна циркуляція атмосфери складається з низки великомасштабних ланок. Це найбільш масштабна зональна циркуляція, а також меридіональна, мусонна, пасатна циркуляції, вихори синоптичного масштабу, планетарні хвилі і місцева циркуляція.

Дослідження загальної циркуляції атмосфери ведеться різними методами: синоптичним, статистичним та гідродинамічним. Синоптичний метод передбачає вивчення великомасштабних повітряних течій за допомогою карт погоди на різних рівнях. Статистичний метод базується на аналізі характеристик полів великомасштабних течій, отриманих за допомогою методів математичної статистики. В основі гідродинамічного методу лежить математичне моделювання атмосферних процесів за допомогою рівнянь гідротермодинаміки, які відбивають фізичні закономірності, притаманні атмосфері Землі. Математичне моделювання повинно стати основою розробки повної теорії клімату, що дозволить розв'язати багато питань сьогодення, які насамперед, стосуються прогнозу майбутніх змін клімату.

4.2 Поле атмосферного тиску та вітру біля земної поверхні

4.2.1 Повторюваність рухомих циклонів та антициклонів

Циркуляція повітря у системі циклонів та антициклонів, які постійно виникають, розвиваються й руйнуються у тропосфері позатропічних широт, є важливою складовою загальної циркуляції атмосфери. Циклонічні та антициклонічні вихори виникають в області *висотних фронтальних зон (ВФЗ)*, яка являє собою відносно вузькі зони великої горизонтальної протяжності у тропосфері та стратосфері, що характеризуються значними контрастами температури, великими горизонтальними градієнтами атмосферного тиску і високими швидкостями вітру. Висотні фронтальні зони опоясують практично всю Північну і Південну півкулі. Найбільш сприятливі умови для виникнення циклонів створюють адвекція холоду, яка призводить до загострювання висотних фронтальних зон, і розбіжність повітряних течій у середній тропосфері. Такі умови утворюються в ряді районів Північної та Південної півкуль, особливо в тих районах Землі, де розташовуються так звані *енергоактивні зони океанів (ЕЗО)*. Наприклад, у Північній півкулі – це західна частина Північної Атлантики і Тихого океану, де найчастіше і виникають циклиони, особливо у холодну пору року.

Вплив океану на циркуляцію атмосфери є великомасштабним. Світовий океан відіграє роль головного акумулятора променистої енергії Сонця, з одного боку, а його діяльний шар – головного джерела тепла, яке надходить в атмосферу помірних широт у холодне півріччя, з іншого боку. Велике значення для процесів акумуляції та передачі тепла в атмосферу має хмарний покрив. Він є головним регулятором потоків променистої енергії Сонця до поверхні океану. У холодну частину року океан шляхом процесів теплообміну, а саме потоків явного і прихованого тепла, віддає атмосфері тепло, яке накопичується у теплий період року. Це тепло західно-східним переносом (найбільш великомасштабна ланка загальної циркуляції атмосфери), який періодично збурується циклонічною діяльністю, переноситься на континент. Отже генератором загальної циркуляції атмосфери є тепловміст Світового океану.

Розподіл ЕЗО у Північній і Південній півкулях неоднаковий. Через нерівномірне розподілення материків та океанів у Північній півкулі структура ЕЗО є більш складною. Неоднаковим є і розподіл зон з високою бароклінічністю у тропосфері Північної та Південної півкуль. Так, у Північній півкулі, де поля температури й геопотенціалу більш збурені, взимку над океанами утворюються гребені тепла, осі яких розташовані над східними частинами океанів, а над материками – улоговини холоду, з осями над східними частинами материків (рис. 3.4). Розбіжність ізотерм, яка має місце над океаном, посилюється до його східних берегів. При

переході на материк (на його західних берегах) ізотерми знову зближуються, тобто починається їх сходження, яке поширюється вглиб материка до того, поки вплив моря зовсім не зникне, що відбувається вже поблизу східних берегів материка, тобто дельти висотних фронтальних зон знаходяться біля східних узбереж Північної Америки та Азії. Тут же відбувається інтенсивна адвекція холоду. Таким чином, в зазначених районах складаються сприятливі умови для виникнення циклонів. При описаній структурі термобаричних полів над континентами розташовуються входи висотних фронтальних зон і виникають сприятливі умови для антициклогенезу.

На рис. 4.2 наведено карту повторюваності рухомих циклонів у січні.

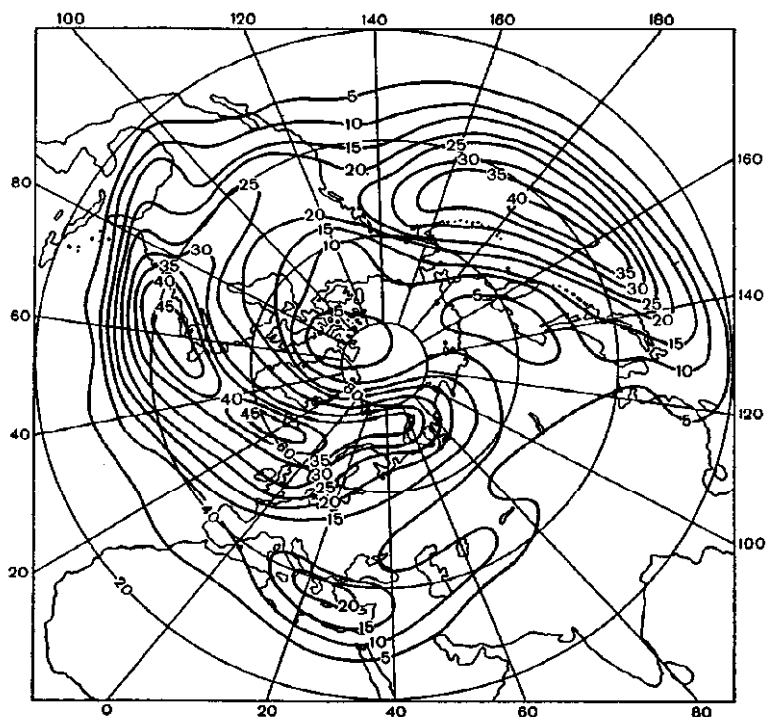


Рисунок 4.2 – Повторюваність (%) рухомих циклонів. Січень.
Північна півкуля

На ній видно не тільки положення областей з найбільш активним циклогенезом, але й переважаючі напрямки пересування циклонів у

Північній півкулі. Перша область значної повторюваності циклонів розташовується над північною частиною Атлантичного океану. Виникаючи біля східних берегів Північної Америки, циклони пересуваються у північно-східному напрямку від Ньюфаундленда на Ісландію і Баренцове море. Дуже часто в районах Ісландії вони досягають найбільшого розвитку, тобто стають найглибшими. При подальшому перемищенні на північний схід вони заповнюються. Аналогічна картина має місце й над північною Тихого океану. Виникаючи біля східних берегів Азії, циклони поглиблюються й пересуваються у північно-східному напрямку. Найнижчий тиск припадає на райони Алеутських островів. У подальшому при зміщенні на північний схід до Аляски циклони заповнюються. Зазначені особливості циклогенезу й зумовлюють витягнутість області високої повторюваності рухом циклонів у Північній півкулі з південного заходу на північний схід.

На рис. 4.2 можна спостерігати ще один максимум, що розташовується над Середземним морем. Він пояснюється тим, що на західній периферії улоговини, яка орієнтована зі Скандинавії на південь, відбувається інтенсивна адвекція холоду. Незважаючи на те, що над Середземним морем у середньому не спостерігається розбіжність ізогіс, адвекція холодного повітря призводить до фронтогенезу, який супроводжується виникненням циклонів. Процес циклогенезу над Середземномор'ям відбувається не так часто, як у районах основних максимумів циклонічної діяльності, однак, він більш інтенсивний, ніж усередині континенту, де циклони виникають тільки при дуже потужних меридіональних процесах.

Влітку у Північній півкулі умови для цикло- та антициклогенезу значно відрізняються від зимових. Зменшення контрастів температури між морем і сушею влітку порівняно з холодним півріччям сприяє зменшенню повторюваності циклонів над океанами (рис. 4.3). Однак вона збільшується над континентами, особливо над північно-східною частиною Азії.

У Південній півкулі (через більш однорідний характер підстильної поверхні) конфігурація зони підвищеної повторюваності циклонічної діяльності простіша. *Улітку (січень)* області підвищених повторюваностей циклонів утворюють смугу, яка прилягає до Антарктиди, тому, що саме тут уздовж широтних кіл 60-70° півд.ш. знаходяться райони підвищених горизонтальних градієнтів температури (рис. 4.4б). На північ повторюваність циклонів різко зменшується, але повторюваність антициклонів зростає.

У Південній півкулі загальна картина розподілу інтенсивності циклонічної діяльності мало змінюється від зими до літа (рис. 4.3а). Зона підвищеної повторюваності циклонів межує з Антарктидою.

Оскільки рухомі антициклони утворюються в області входу висотної фронтальної зони, найбільша повторюваність їх *узимку* зафіксована на

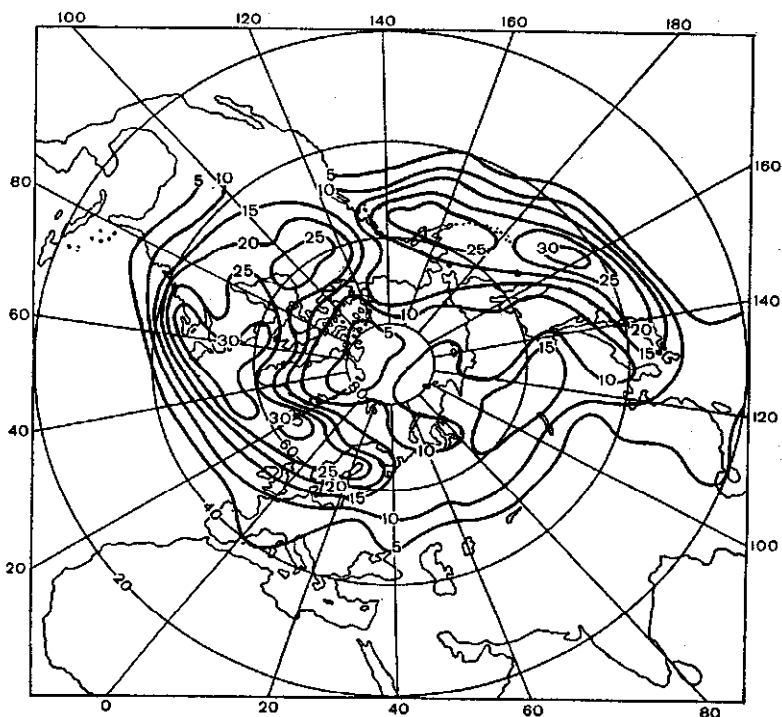


Рисунок 4.3 – Повторюваність (%) рухомих циклонів. Липень.
Північна півкуля

материках Північної Америки та Азії, тобто на схід від районів, де виявляється активна циклонічна діяльність (рис. 4.5a). Вона розповсюджується й на прилеглі частини океанів. Цей факт пояснюється тим, що антициклони взагалі не виникають над океанами, а розвиваються у тилівій частині циклонів при переміщенні з материків на океани. Частинні максимуми повторюваності антициклонів виявляються над Східною Європою і Балканами, Західним Сибіром та на півночі Африки.

На відміну від циклонів, які мають тенденцію відхилятися на північ (у напрямку збільшення відхиляючої дії обертання Землі), антициклони, переміщуючись під дією переважного західного переносу, мають тенденцію відхилятися на південь. Через це у липні антициклони часто виникають над океанами у субтропіках (рис. 4.5б). Збільшення повторюваності рухомих антициклонів, крім того, можна спостерігати над морями Арктичного басейну та районами континентів, прилеглих до нього, а також Середземномор'я.

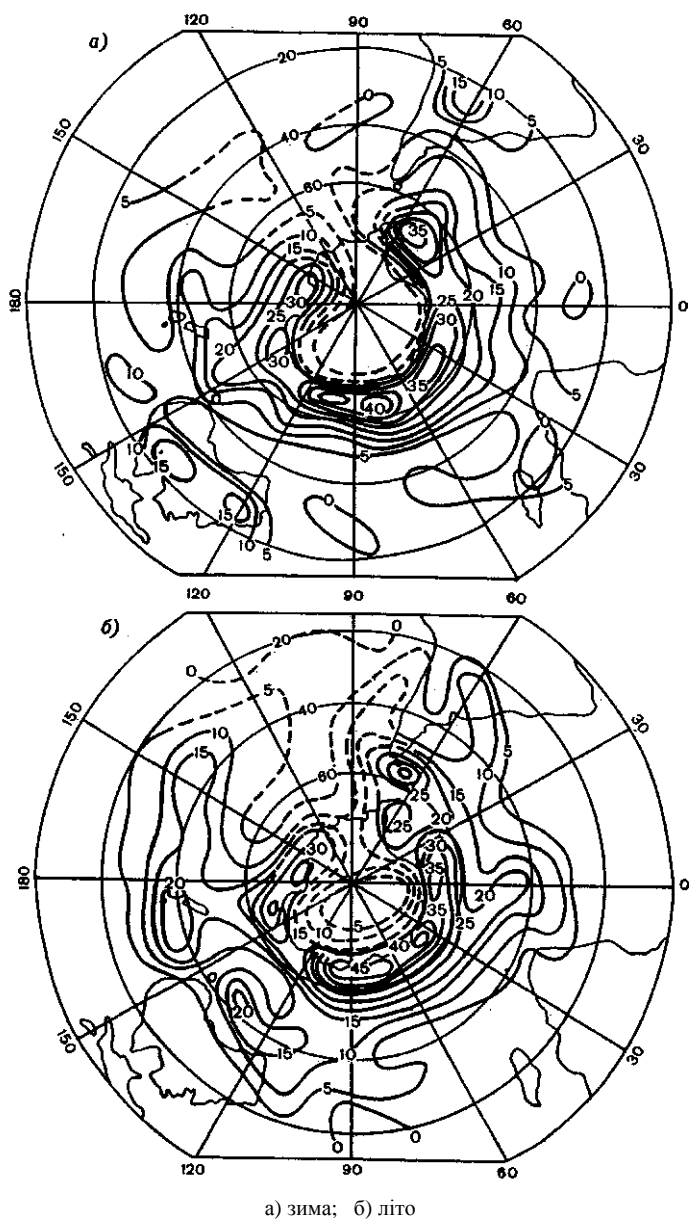
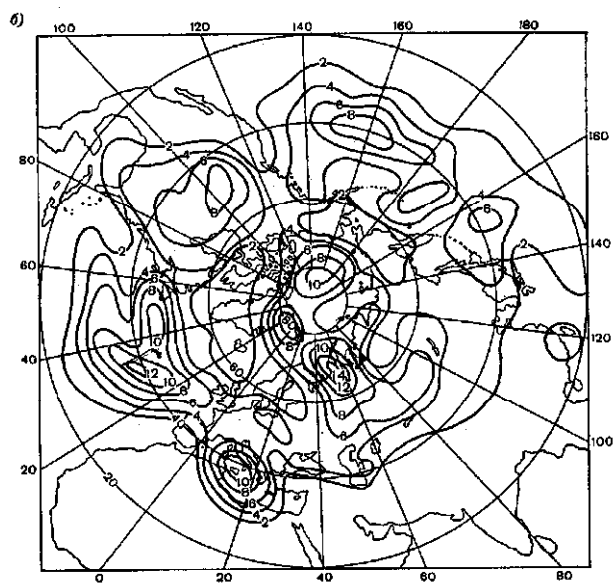
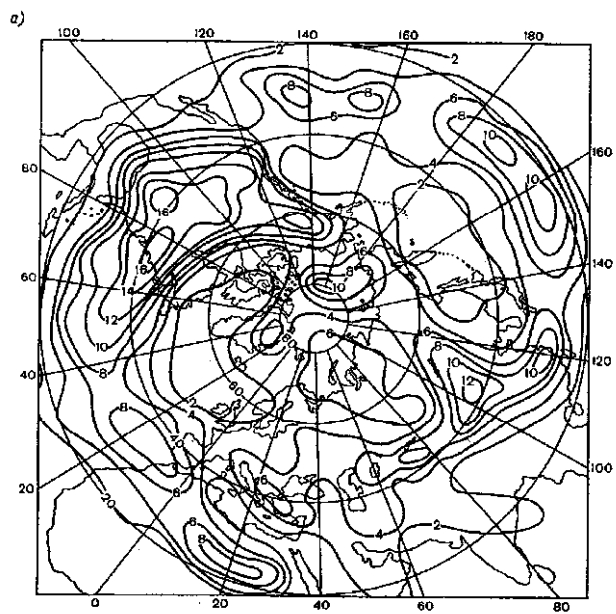


Рисунок 4.4 – Повторюваність (%) циклонів у Південній півкулі



а) січень; б) липень

Рисунок 4.5 – Повторюваність (%) рухомих антициклонів

Особливості процесів цикло- та антициклогенезу, і описані вище, зумовлюють особливості структури поля тиску біля земної поверхні.

4.2.2 Розподіл атмосферного тиску. Центри дії атмосфери

Загальна циркуляція атмосфери тісно пов'язана з розподілом тиску повітря біля земної поверхні і на висотах. Основною особливістю такого розподілу є зональність, яка зумовлена, перш за все, зональністю розподілу температури. Ця особливість чітко виражена у верхніх шарах атмосфери. Біля земної поверхні розподіл атмосферного тиску більш складний, що зумовлено впливом підстильної поверхні. Але для середніх широтних значень атмосферного тиску така закономірність простежується і біля земної поверхні.

Встановлено, що атмосферний тиск зростає від екватора до субтропічних широт, досягаючи максимального значення приблизно на широті 30-35° кожної півкулі. Далі атмосферний тиск знижується до помірних широт, де знаходиться *полярна улоговина* – це так званий вторинний мінімум, який особливо чітко виражений у Південній півкулі. У подальшому напрямку до полюсів атмосферний тиск знову зростає (рис. 4.6).

Таким чином, біля земної поверхні в обох півкулях можна виділити декілька зон атмосферного тиску, які відбивають найбільш загальні закономірності його розподілу: *приекваторіальна зона зниженого тиску, субтропічна зона підвищеного тиску, зона зниженого тиску помірних широт та зона підвищеного тиску високих широт.*

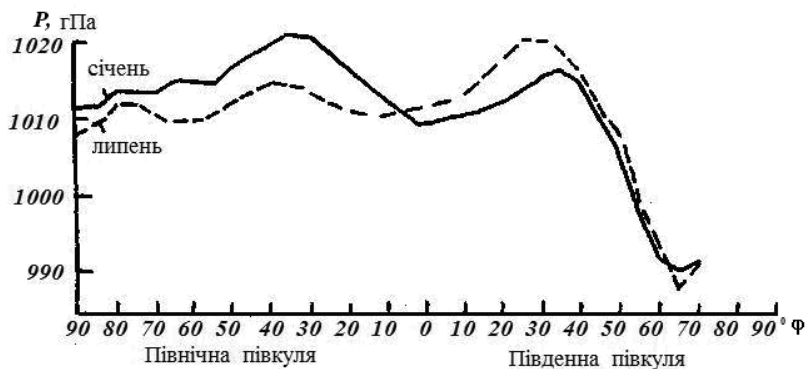


Рисунок 4.6 – Розподіл атмосферного тиску у січні та липні

Уявлення про глобальне поле атмосферного тиску, яке помітно відрізняється від середнього широтного, надають карти розподілу багаторічного середнього атмосферного тиску на рівні моря у січні та липні. Наявність суші і моря призводить до того, що у кожній зоні баричне поле розпадається на окремі області підвищеного та зниженого тиску із замкненими ізобарами. Вони носять назву *центрів дії атмосфери* (ЦДА) і є результатом статистичного осереднення фактичних полів тиску. ЦДА становлять великий інтерес тим, що характеризують райони, де переважає циклонічна та антициклонічна діяльність. Ті з них, які існують протягом усього року, мають назву «сталіх», а ті, що існують тільки протягом теплого або холодного періодів, називаються «сезонними центрами дії атмосфери». Сталі ЦДА розташовані над океанами, а сезонні – над материками. Це зумовлено тим, що температура поверхні океану від зими до літа змінюється мало, а на материках – суттєво, особливо у помірних широтах. Наявність ЦДА на багаторічних середніх картах тиску в даній місцевості Землі зовсім не свідчить про їх постійне перебування тут протягом року чи якогось сезону. В дійсності циклони та антициклони достатньо швидко змінюють своє положення. Кліматологічні карти дозволяють тільки з'ясувати, що в тому чи іншому районі повторюваність баричного утворення одного знаку перевищує повторюваність баричного утворення протилежного знаку.

У січні на карті середнього поля атмосферного тиску (рис. 4.7) добре видно зону зниженого тиску, яка охоплює всю екваторіальну зону Землі. Вона отримала назву «екваторіальна улоговина» (ЕУ) з тиском нижче за 1015 гПа. Усередині неї розташовані три окремі депресії – області зниженого тиску із замкненими ізобарами: *над Південною Америкою, Південною Африкою і Австралією з Індонезією*. Тиск у центрі цих депресій нижче за 1010 гПа. Зони з найбільш низьким тиском у екваторіальній улоговині у цей сезон розташовані не на самому екваторі, а досить далеко від нього, приблизно на 15° півд.ш. над прогрітими у цю пору літніми материками Південної півкулі.

По обидва боки від екваторіальної улоговини спостерігаються *субтропічні зони високого тиску*, що складаються з декількох антициклонів, які називають «субтропічними». Вони добре виражені над усіма трьома океанами Південної півкулі (з центрами на 30-35° півд.ш. і з тиском у центрі вище за 1020 гПа): *Південно-Атлантичний, Південно-Тихоокеанський, Південно-Індійський (Маскаренський)*. Ця зона розривається областями зниженого тиску, розташовані над більш теплими за океан материками.

У Північній півкулі субтропічні антициклони спостерігаються над Атлантичним і Тихим океанами, де їх центри розташовані на 30-35° півн.ш. (замкнута ізобара 1020 гПа).

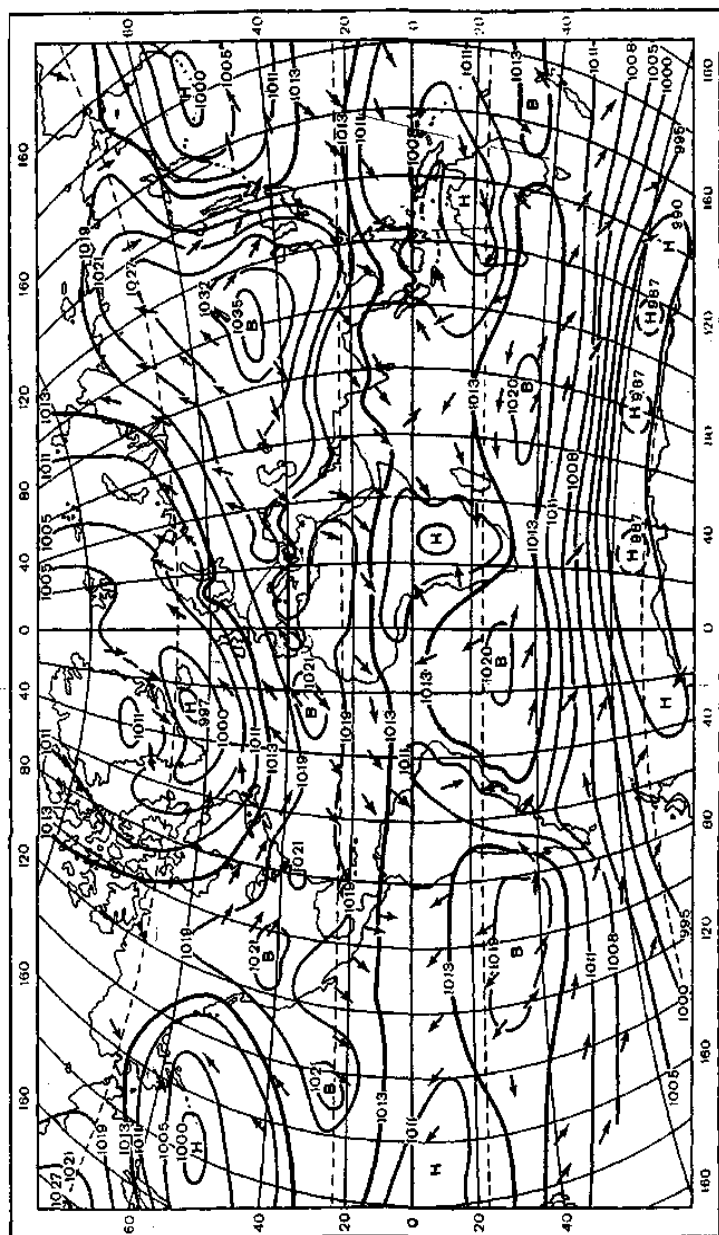


Рисунок 4.7 – Розподіл атмосферного тиску (гПа) і повітряні течії на рівні моря. Січень

В Атлантиці антициклон має назву *Азорського*, у Тихому океані – *Гавайського (Гонолульського або Північно-Тихоокеанського)*.

Над тропічними і субтропічними районами Азіатського континенту у січні атмосферний тиск також підвищений завдяки південній периферії *Азіатського (Сибірського)* зимового антициклону з центром над Монголією. Завдяки цьому субтропічна зона підвищеного тиску у цей період має неперервну протяжність.

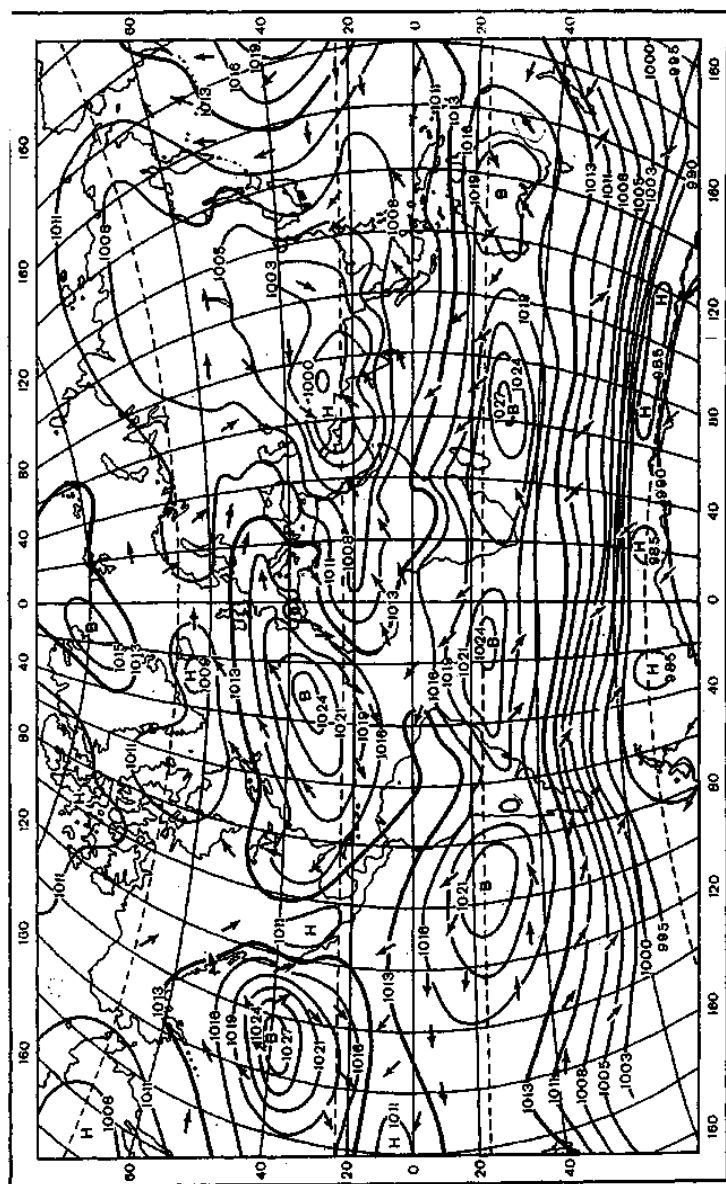
У помірних і субполярних широтах Південної півкулі розташована майже суцільна зона низького тиску. У відповідних широтах Північної півкулі також спостерігається низький тиск, але тільки над більш теплими у цей час океанами. Це дві *океанічні депресії: Ісландська* на півночі Атлантичного океану і *Алеутська* на півночі Тихого океану з тиском у центрі нижчим за 1000 гПа. Як згадувалось вище, над холодним материком Азії та над Північною Америкою знаходяться зимові антициклони: *Азіатський* (з тиском в центрі вище за 1035 гПа) і *Канадський* (з тиском в центрі вищим за 1020 гПа).

У полярних широтах тиск підвищений у порівнянні з субполярними широтами. Особливо чітко виділяється область високого тиску над Антарктикою – *Антарктичний антициклон*. У Північній півкулі підвищений тиск спостерігається в Арктичному басейні, хоча і менш значний, ніж в Антарктиці. Замкнена ізобара 1000 гПа, яка окреслює область підвищеного тиску, існує тільки над льодяним островом Гренландія.

У липні на карті середнього поля тиску (рис. 4.8) екваторіальна улоговина зберігається, але вона зсувається на північ і найнижчий тиск у ній вже не в Південній, а в Північній літній півкулі над прогрітими материками. Центри низького тиску розташовані приблизно на 30-й паралелі як в Азії, так і в Північній Америці. Ці частини екваторіальної улоговини, які над прогрітим континентом вийшли навіть за межі тропіків, називають «літніми термічними депресіями»: *Іранська (Південноазійська) і Мексиканська*.

Зони підвищеного тиску у субтропіках різних півкуль також різняться. У Південній півкулі, де у липні зима, субтропічні антициклони охоплюють у субтропіках і тропіках не тільки три океани, але й материки, які у цей час холодніші. У літній Північній півкулі субтропічні антициклони (*Азорський і Гавайський*) залишаються над Атлантичним і Тихим океанами, при цьому вони зміщуються до півночі й посилюються. Над материками субтропічних широт атмосферний тиск на відміну від січня, як вже згадувалось, знижений. Він залишається зниженим і в більш високих широтах.

У помірних і субполярних широтах Північної півкулі океанічна *Ісландська депресія* зберігається завдяки наявності льодяного острова Гренландія і теплої Північно-Атлантичної течії, але проявляється слабше,



ніж взимку. Вона зміщується до півночі в зону більших температурних контрастів і разом з депресією над материками утворює майже неперервну субполярну зону низького тиску. На північ від неї тиск зростає, але незначно. Відсутність на півночі Тихого океану умов аналогічних тим, що мають місце на півночі Атлантики, зумовлює зникнення влітку *Алеутської* депресії у цьому районі.

У Південній півкулі у липні, як і в січні, спостерігається зона низького тиску у субполярних широтах і антициклон над Антарктичним материком. Таким чином, зональність в розподілі атмосферного тиску порушується тим, що атмосферний тиск підвищується над вихолодженими материками взимку і зменшується над прогрітими континентами влітку. Взимку над материками високий тиск виявляють навіть у помірних і субполярних широтах, де він зазвичай знижений. Влітку над материками тиск знижується і в субтропічних зонах, де він зазвичай підвищений.

Як відомо, закономірності сезонних змін циркуляції атмосфери пов'язані з нерівномірним надходженням сонячної радіації до різних півкуль протягом одного сезону і у різні сезони – до однієї півкулі. Особливо це проявляється у Північній півкулі, де великі простори займають континенти: відносно охолодження материків взимку та нагрівання їх влітку спричиняють сезонні особливості поля тиску.

Завдяки сезонним змінам притоку сонячної радіації відбувається загальне зміщення планетарних зон тиску до полюса влітку відповідної півкулі і до екватора – взимку.

Як вже згадувалось (розділ 3), баричне поле формується не тільки під впливом термічного фактора. Значна роль належить і динамічному фактору. Внесок кожного з них у різних районах Земної кулі неоднаковий. Якщо у високих та низьких широтах визначна роль у формуванні поля атмосферного тиску належить термічному фактору, то у помірних широтах суттєву роль відіграє і динамічний фактор.

У сучасній теорії змін клімату значна роль відводиться адвекції температури, яка призводить до зміни горизонтальних градієнтів температури. Наслідком цього є посилення або послаблення висотних фронтальних зон і зміни горизонтального градієнта тиску. Нерівномірні зміни висотного баричного поля у фронтальних зонах призводять до збіжності або розбіжності ізогіпс та змін їх кривизни. Внаслідок цього біля земної поверхні відбувається зростання або зменшення тиску, які супроводжуються вертикальними рухами повітря і виникненням циклонічних або антициклональних утворень. Тому в помірних широтах, де мають місце сприятливі умови для інтенсивної адвекції холодних повітряних мас високих широт і теплих повітряних мас тропічних широт, роль динамічної складової змін тиску є значною.

Співставлення середнього атмосферного тиску взимку і влітку дозволяє встановити суттєву асиметрію між Північною і Південною

півкулями як у розташуванні, так і в інтенсивності зон тиску. До того ж в Північній континентальній півкулі поле тиску менш зональне, ніж у Південній океанічній. Завдяки сезонним термічним розбіжностям між півкулями середнє значення атмосферного тиску над кожною з них знижується від зимового півріччя до літнього.

4.2.3 Розподіл вітру біля поверхні землі

Середні горизонтальні градієнти тиску між розглянутими вище широтними зонами підвищеного та зниженого тиску за напрямком близькі до меридіональних. Сила баричного градієнта спрямована у високих і помірних широтах від зон підвищеного тиску над полюсами та субтропічними широтами до помірних і субполярних широт, та від субтропічної зони високого тиску – до екватора. Оскільки реальний вітер близький до геострофічного, такі градієнти зумовлюють переважання східних рухів у полярних і тропічних широтах та західних – у помірних широтах. Таким чином, зональність у розподілі атмосферного тиску визначає зональність розподілу вітру.

Спрощена схема режиму вітру на Земній кулі, отримана за середніми широтними даними, представлена на рис. 4.7 і 4.8.

У приєкваторіальних широтах вітри нестійкі за напрямком і, як правило, східні з невеликими швидкостями. І тільки у вузькій зоні біля екватора спостерігаються вітри західної частини горизонту швидкістю до 5-10 м/с, які зберігаються до значних висот.

У тропічних широтах Атлантичного, Тихого і на півдні Індійського океанів вітри *північно-східні* (Північна півкуля) і *південно-східні* (Південна півкуля) зі значною повторюваністю. Це *пасати*.

Над континентами та північчю Індійського океану в межах тропічних широт вітри східної частини горизонту переважають тільки взимку даної півкулі. У літні місяці через особливості сезонного зміщення екваторіальної депресії тут переважають вітри практично протилежної частини горизонту. Такі повітряні течії, які змінюють свій напрямок від сезону до сезону на протилежний або близький до протилежного, називаються *мусонами*.

Мусонна циркуляція спостерігається майже над усією північною частиною Індійського океану, над Індостаном, Індокитаєм, Південним Китаєм, Індонезією, Північною Австралією, а також над значними площами в екваторіальній Африці (в її східній частині). Особливості мусонної циркуляції будуть висвітлені у наступних підрозділах.

У субтропічних широтах, особливо в центрі областей високого тиску, вітровий режим характеризується значно меншою стійкістю за напрямком у порівнянні з тропічними широтами і певний напрямок вітру, як правило,

визначити складно. Ця зона має назву «зони затишшя» («кінські широти»*), яка особливо виражена над океанами.

У Північній півкулі в аналогічних широтах у східних частинах океанів, західних і центральних районах континентів протягом року найбільшу повторюваність мають північні вітри (30-40%). У західних частинах океанів, особливо Тихого океану, на східних узбережжях Азії, Австралії і Північної Америки вітровий режим має мусонний характер: у Північній півкулі взимку тут переважає північно-західний вітер (50-60%), а влітку – південно-східний (60-70%).

В інтервалі широт 40-60° півд. ш. над однорідною океанічною поверхнею чітко виділяються вітри західної чверті значної сили («сорокові ревучі» широти). Це найстійкіша частина західного переносу південних помірних широт. У Північній півкулі переважання стійких вітрів західної чверті у помірних широтах спостерігається також тільки над океанами.

Над материками режим вітру більш складний та мінливий, хоча західна їх складова переважає над східною. Зазначимо, що в напрямку вітру має місце значна меридіональна складова: у західних районах континентів у зимові місяці тут спостерігаються південно-західні вітри, а у літні – західні і північно-західні. На східних узбережжях континентів та в західних частинах океанів має місце мусонний режим вітру – взимку переважним напрямком є північний або північно-західний, а влітку – південний або південно-східний.

У високих широтах Північної півкулі режим вітру характеризується нестійкістю, але переважають *північно-східні* вітри. На узбережжях Антарктиди переважають *східні* вітри.

Більш детальний аналіз режиму повітряних течій на різних широтах та висотах розглянемо у підрозділі 4.4.

4.3 Термічний режим тропосфери та стратосфери

4.3.1 Термічний режим тропосфери

Тропосфера – основна частина атмосфери, яка найбільше піддається впливу з боку земної поверхні.

Її тепловий режим формується під впливом енергетичної взаємодії з діяльною поверхнею суші та океану.

* «кінські широти» – таку назву у часи вітрильного флоту (XVI – XIX ст.) отримали райони океанів, які лежать по обидва боки від екватора у межах 30-35° широт. Вони відрізняються слабкими вітрами з переважанням штилів, що спричиняло тривалі затримки на шляху від Старого Світу (Європа) до Нового Світу (Америка). Через це, а також жарку погоду і нестачу прісної води, значна частина коней, яких перевозили до Нового Світу, гинула і викинуті їх тіла ще довго плавали у цих широтах.

Тому для неї характерним є зменшення температури з висотою (середній вертикальний градієнт температури $0,65^{\circ}/100$ м). Зазначимо, що тропосфера має різну вертикальну протяжність: у полярних широтах – до 8-10 км, у помірних – до 10-12 км і до 16-18 км – у тропіках. Це визначається різним характером формування температурного режиму на окремих висотах і в цілому в шарі тропосфери.

Розподіл температури повітря у щільних шарах атмосфери Земної кулі являє собою характеристику стану цієї важливої ланки кліматичної системи. Крім того, нерівномірний її розподіл у просторі та часі впливає на формування полів атмосферного тиску і, як наслідок, полів швидкості вітру, тобто на циркуляцію атмосфери.

Структура полів температури визначається особливостями розподілу сонячної радіації на поверхні Землі, а також процесами взаємодії між ланками кліматичної системи. Особливий інтерес являють собою поля приземної температури повітря, оскільки вони найбільш яскраво відбивають вплив неоднорідності підстильної поверхні. Багаторічні поля температури повітря біля земної поверхні у *середньому за рік* і за центральні місяці зими та літа детально проаналізовані у розділі 3 (рис. 3.1-3.3). Зазначимо тільки ще раз, що на загальний широтний розподіл температури повітря суттєво впливають океани і континенти, особливо у Північний півкулі, де розташована більша частина суші (зменшення температури повітря зі збільшенням широти над сушею відбувається більш швидко, ніж над океанами). Це призводить до викривлення зональності ізотерм, особливо взимку. Разом з орографічними особливостями континентів все це призводить до значної неоднорідності поля температури повітря біля поверхні Землі. Але головною рисою цього поля є температурний контраст між високими і низькими широтами, який (завдяки розглянутим вище процесам теплообміну) поширюється на всю тропосферу.

Згідно карт ізотерм (рис. 3.1-3.3), біля земної поверхні як у Північній, так і в Південній півкулях горизонтальний градієнт температури має напрямок з високих широт до низьких (нагадаємо, що градієнт скалярного поля має напрямок у бік зростання функції). Проте порушення зональності ізотерм під впливом материків та океанів вносить збурення у поле середньої температури повітря в усій товщі тропосфери.

Як відомо, поле середньої температури деякого шару атмосфери характеризує поле відносного геопотенціалу, що обмежується нижнім і верхнім рівнями атмосферного тиску. Тому середню температуру у межах тропосфери можна визначати значеннями відносної топографії $\sigma_{1000}^{\sigma_0}$. Ці карти, що характеризують просторовий розподіл середньої температури повітря нижнього 9-кілометрового шару атмосфери для січня та липня, надані на рис. 4.9, 4.10.

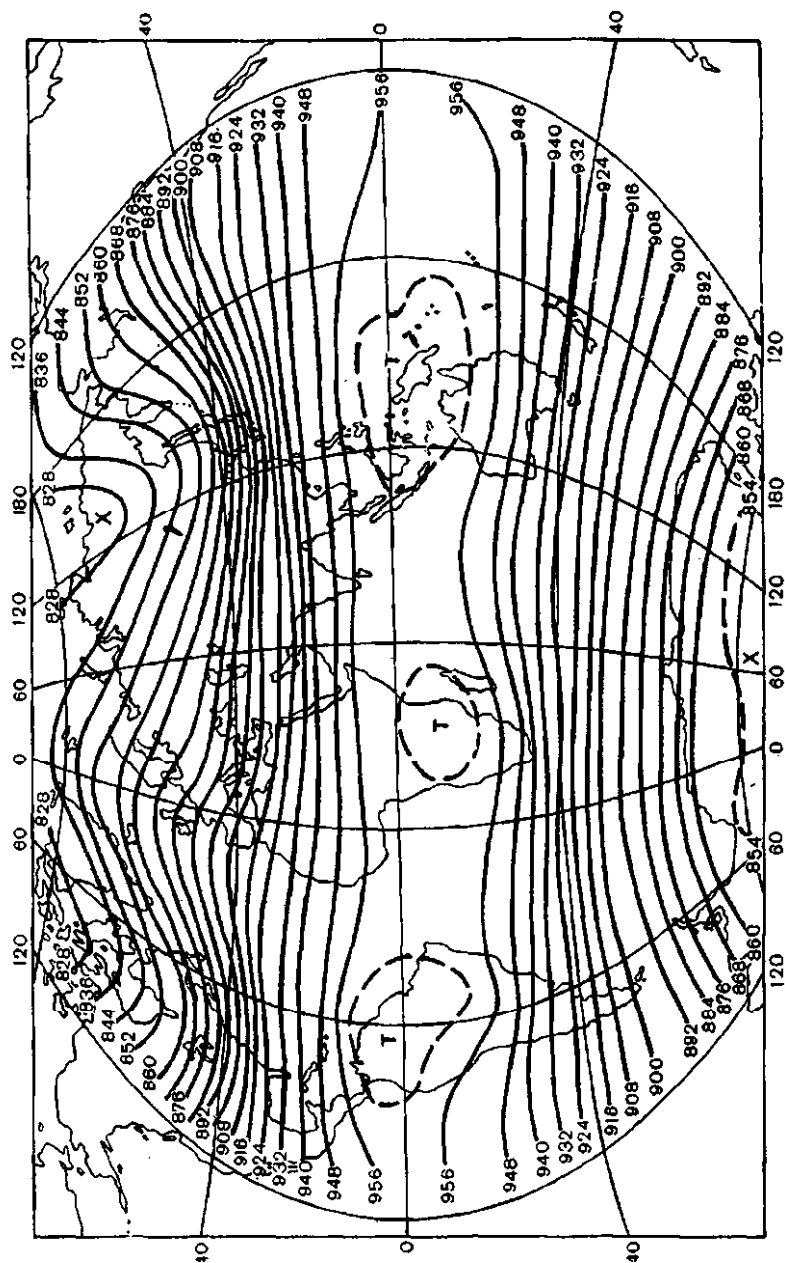


Рисунок 4.9 – Відносна топографія OT_{1000}^{300} (гп. дм). Січень

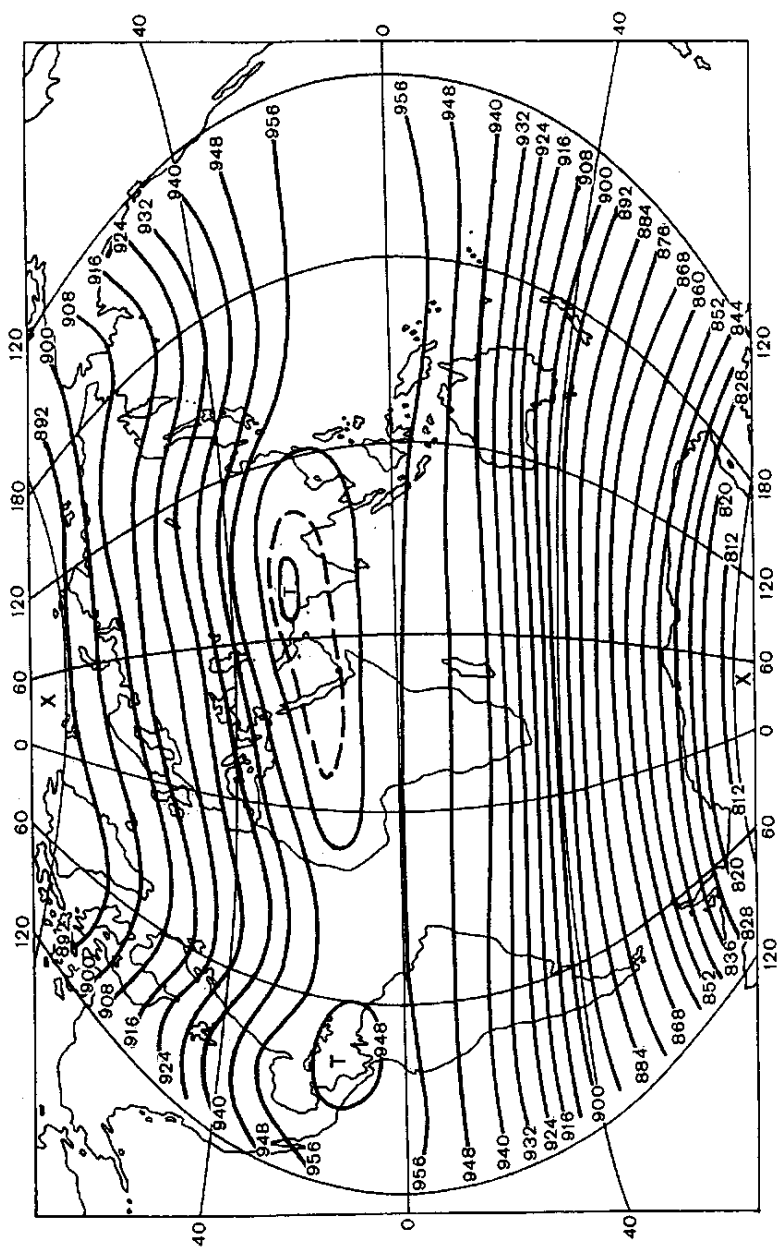


Рисунок 4.10 – Відносна топографія σ_{1000}^{300} (гп. дм). Липень

З них видно, що вплив материків і океанів на структуру полів температури поширюється на всю товщу тропосфери, особливо у Північній півкулі. Так, чергування континентів та океанів у помірних широтах Північної півкулі створює значну деформацію ізогіпс над ними: взимку над континентами утворюються улоговини холоду, а над океанами – гребені тепла; влітку навпаки – гребені тепла розташовані над прогрітими континентами. Це сприяє інтенсивному міжширотному обміну мас повітря у тропосфері.

Що стосується Південної півкулі, то там помітна деформація ізогіпс відсутня, оскільки більшу частину півкулі займає однорідна океанічна поверхня. Однак в обох півкулях у тропосфері, як і біля земної поверхні, і у січні, і у липні відбувається зменшення температури повітря від приєкваторіальної зони у бік високих широт.

4.3.2 Особливості теплового режиму стратосфери

Тепловий режим у стратосфері, на відміну від тропосфери, зумовлюється не особливостями енергетичних взаємодій атмосфери з підстильною поверхнею. Він формується під дією променистих потоків тепла, які випромінюються і поглинаються термодинамічно активними газами атмосфери, особливо озоном. Тому тепловий режим у стратосфері має чітко виражену сезонність, особливо над високими широтами. *Влітку* поглинання ультрафіолетової радіації Сонця озоном, атомами і молекулами кисню та азоту призводить до нагрівання повітря. Зі збільшенням температури концентрація озону зменшується. Результатом цього є стабілізація температури на верхній межі стратосфери. *Взимку* протягом полярної ночі повітря вихолоджується. Завдяки цьому у стратосфері високих широт, особливо на висотах 25-35 км, виникають великі різниці між літніми та зимовими температурами. Як наслідок вказаних процесів поле температури від зими до літа змінюється на протилежне, а температури у полярних широтах у верхній тропосфері від одного сезону до іншого зменшуються чи збільшуються на 40-50 °C і більше. Це добре ілюструють карти відносної топографії ізобаричної топографії OT_{100}^{10} у січні та липні, які характеризують середню температуру повітря у шарі стратосфери між зазначеними ізобаричними поверхнями (рис. 4.11 і 4.12).

У *січні* (рис. 4.11) у високих широтах Північної півкулі розташовується область холоду, зумовлена втратою тепла стратосферою шляхом інфрачервоного випромінювання. У низьких широтах цієї півкулі знаходиться смуга тепла, яка зміщена на північ над Тихим океаном. Головна область тепла охоплює приполярні райони Південної півкулі, які у січні безперервно освітлюються Сонцем.

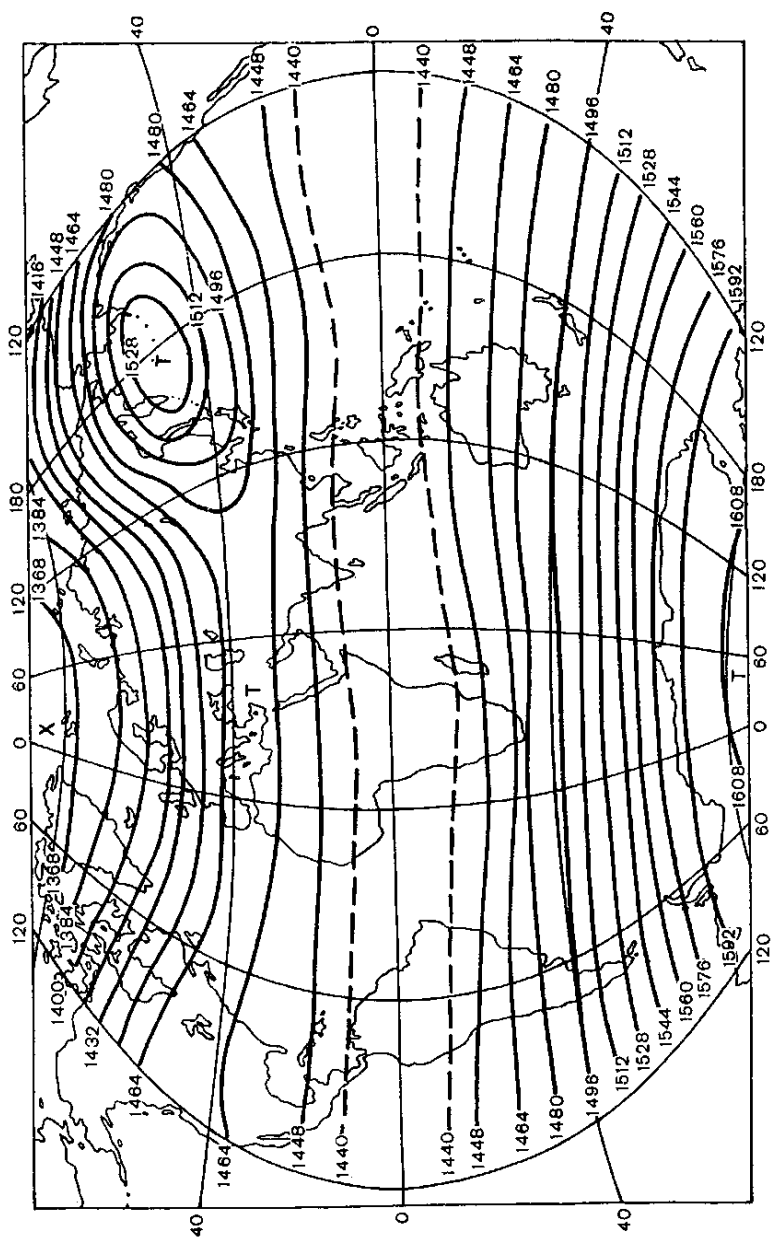


Рисунок 4.11 – Відносна топографія σ_{100}^{10} (пл. дм). Січень

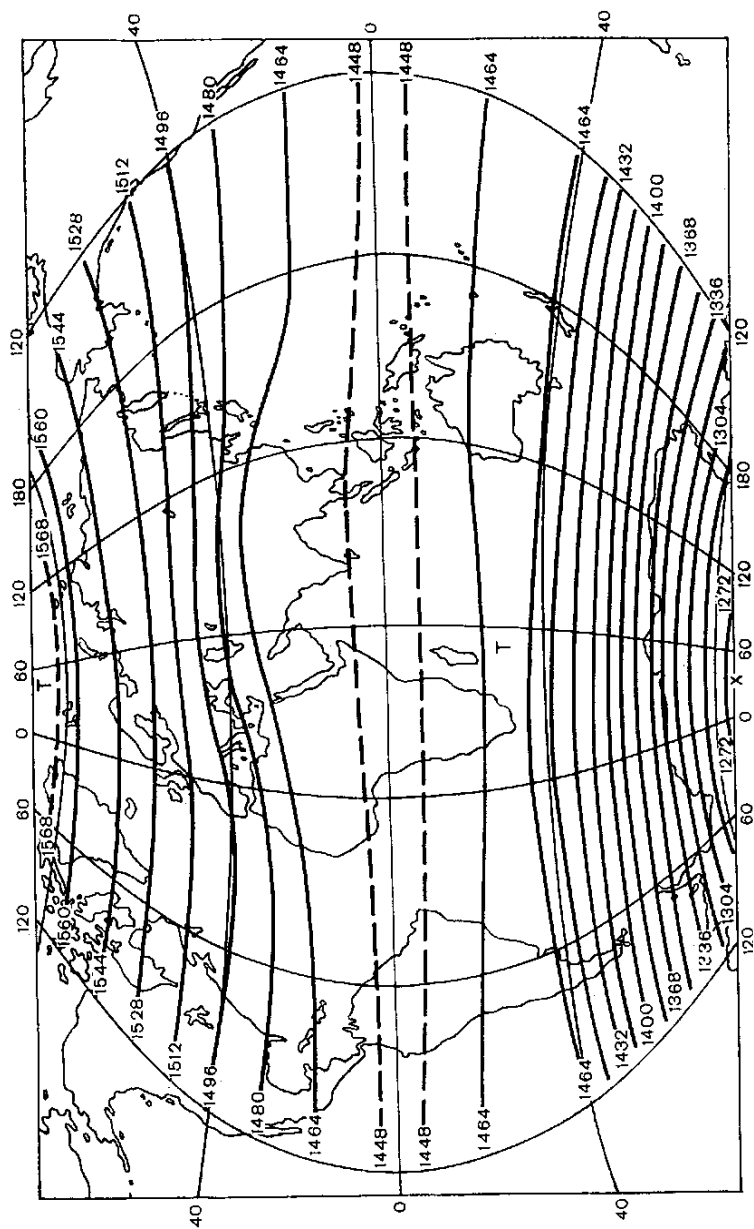


Рисунок 4.12 – Відносна топографія OT_{100}^{10} (гп. дм), Липень

У липні (рис. 4.12), навпаки, область тепла виникає над високими широтами Північної півкулі, а область холоду – над високими та середніми широтами Південної півкулі.

Карти відносної баричної топографії OT_{100}^{10} , як зазначалось вище, відбивають просторовий розподіл середньої температури шару повітря більшої частини стратосфери. Але, якщо розглянути окремо нижню її частину, то розподіл температури є більш складним. Це зумовлюється не тільки відмінностями інтенсивності стратосферних процесів теплообміну, але й тим, що висота тропопаузи, яка відокремлює тропосферу від стратосфери, залежить від широти. На екваторі ізобарична поверхня AT_{100} розташовується на верхній межі тропосфери, а у високих широтах – у стратосфері. Тому стан нижньої стратосфери високих широт більше залежить від впливів підстильної поверхні, ніж у низьких широтах. Ці особливості розподілу температури повітря у нижній стратосфері яскраво проявляються на діаграмі температури, осередненої по колах широт (рис.4.13).

Характерною особливістю полів температури *нижньої стратосфери* обох півкуль є наявність протягом усього року великої *приекваторіальної області холоду* з центром біля поверхні 100 гПа, де значення середньої зональної температури досягає -80° , -82°C . *Влітку* кожної з півкуль від приекваторіальної області холоду температура до полюсів зростає і найбільш інтенсивно у нижній стратосфері.

У Південній півкулі стратосферна область тепла має більш високі значення температури, ніж у Північній, що є результатом більшої інтенсивності сонячної радіації, яка надходить в атмосферу Південної півкулі *влітку* (січень). Це зумовлено тим, що саме 22 грудня Земля знаходиться від Сонця на 1000 000 км ближче, ніж 22 червня, що збільшує надходження сонячної радіації на відповідних широтах Південної півкулі порівняно з Північною на 7%.

Взимку обох півкуль у нижній стратосфері спостерігається зростання температури від екватора до помірних широт, де розташовуються великі за територією стратосферні області тепла. Над високими широтами обох півкуль у цю пору, як вже зазначалось, розташовані приполюсні області холоду. У нижній стратосфері вони менш інтенсивні порівняно з інтенсивністю приекваторіальної області холоду. Приполюсні області холоду простежуються у межах усієї стратосфери від тропопаузи ($\sim 8\text{-}9$ км) до стратопаузи (~ 55 км). Значення температури у шарі 25-30 км (10 гПа) досягають -70 - -75°C . Поблизу Південного полюса температура нижча на $10\text{-}15^{\circ}\text{C}$. Области холоду є наслідком зимового радіаційного вихолодження стратосфери, особливо інтенсивного у період полярної ночі, та адиабатичного зниження температури, зумовленого висхідними рухами в арктичному та антарктичному стратосферних циклонах, які співпадають з областями холоду.

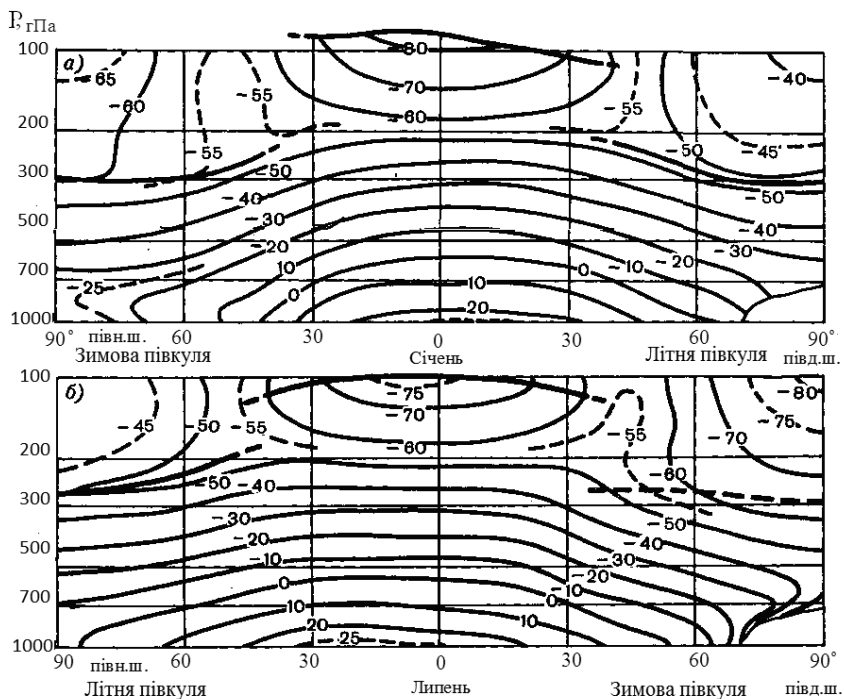


Рисунок 4.13 – Середня температура широтних кіл (°C)
(Е. Пальмен, 1973)

Змінювання температури у стратосфері від географічного екватора до полюсів є різним як за швидкістю, так і за знаком.

У зимовій нижній стратосфері обох півкуль найбільші меридіональні градієнти (температура зростає від екватора до помірних широт) спостерігаються у широтних зонах 25-40° півн.ш. та 25-35° півд.ш.

У літній стратосфері (100-0,4 гПа) температура від екватора до полюсів зростає. Зони найбільшого зростання температури в обох півкулях розташовані у помірних широтах у шарі 16-18 км.

4.4 Характерні риси загальної циркуляції вільної атмосфери

4.4.1 Загальна циркуляція у тропосфері

У попередніх параграфах було показано, що температурний контраст між низькими та високими широтами спостерігається в усій товщі тропосфери. Поле атмосферного тиску у великій мірі залежить від розподілу температури. У середньому горизонтальний градієнт температури має напрямок з високих широт до низьких. Такий же напрямок має горизонтальний градієнт атмосферного тиску. Це підтверджують карти абсолютної топографії ізобаричної поверхні 500 гПа, яка у середньому розташовується між земною поверхнею і тропопаузою. Як приклад на рис. 4.14, 4.15 наведено карти геопотенціальних висот цієї ізобаричної поверхні для січня та липня.

Як і на картах відносної топографії, на картах AT_{500} спостерігається деформація ізогіпс над материками й океанами Північної півкулі, найбільш виразна взимку. Гребені й улоговини (в залежності від сезону) міняються місцями. Таким чином, сезонна мінливість геопотенціалу у середній тропосфері є значною, особливо над континентами. Але загальний напрямок розташування ізогіпс у позатропічних широтах як у Північній, так і у Південній півкулях є зональним. Таким чином, сила баричного градієнта має напрямок з низьких широт до високих, а його значення у Північній півкулі у зимові місяці значно більші, ніж у літні. Оскільки швидкість повітряних течій пропорційна силі баричного градієнта, то спостерігаються сезонні коливання швидкості потоку. Дія сили Коріоліса, крім того, зумовлює як у Північній, так і у Південній півкулях формування у позатропічних широтах західно-східного переносу.

На рис 4.16 наведено розподіл у тропосфері осереднених по довготах зональних компонентів швидкості вітру над Північною півкулею для чотирьох сезонів року. З нього випливає, що в усіх сезонах зональний перенос переважає над більшою частиною тропосфери, особливо взимку. Інтенсивність цього переносу в значній мірі залежить від пори року. Найбільша інтенсивність західного переносу спостерігається зимою біля 30° півн.ш. на висоті ізобаричної поверхні 200 гПа. Літом осередок максимуму західного переносу проявляється біля 40° півн.ш. В екваторіальній та тропічній зонах напрямок переносу повітряних мас змінюється на протилежний. При цьому вертикальна протяжність, інтенсивність та характер вертикального зсуву східного потоку великою мірою залежить від пори року і широти.

Привертає увагу той факт, що в усі сезони горизонтальні градієнти геопотенціалу у Південній півкулі значно більші, ніж у Північній півкулі (рис 4.16). Отже швидкості зонального переносу у Південній півкулі також більші.

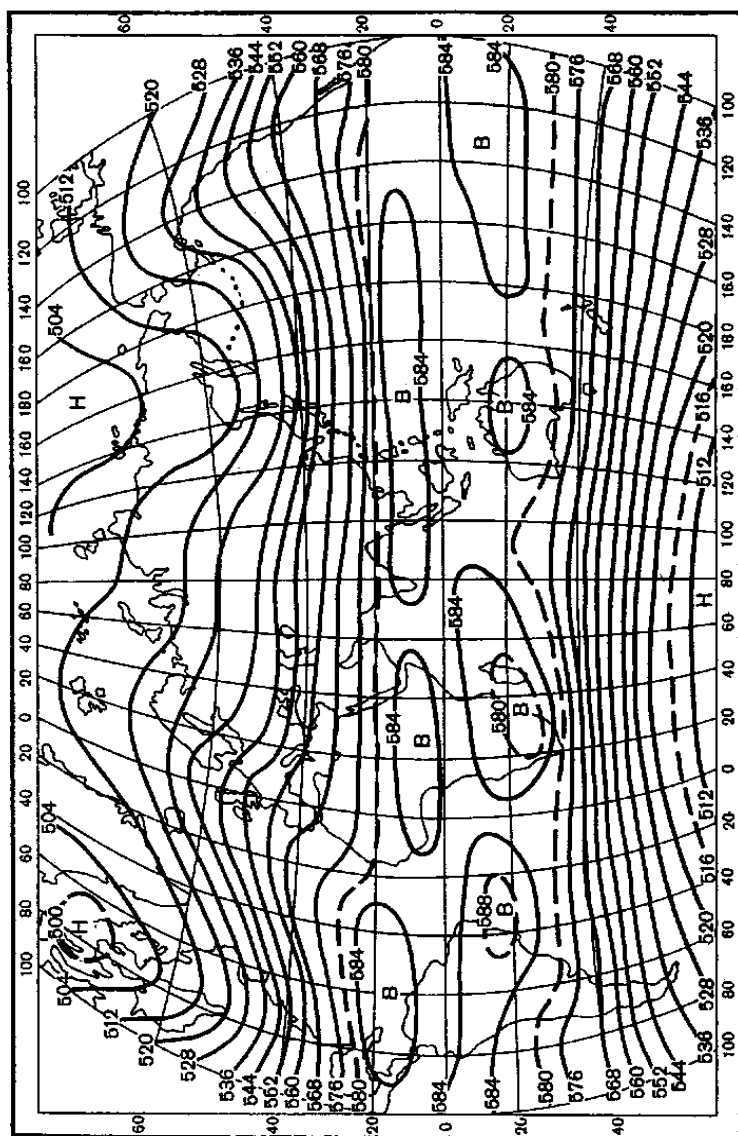


Рисунок 4.14 – Абсолютна топографія AT_{500} (гл. дм). Січень

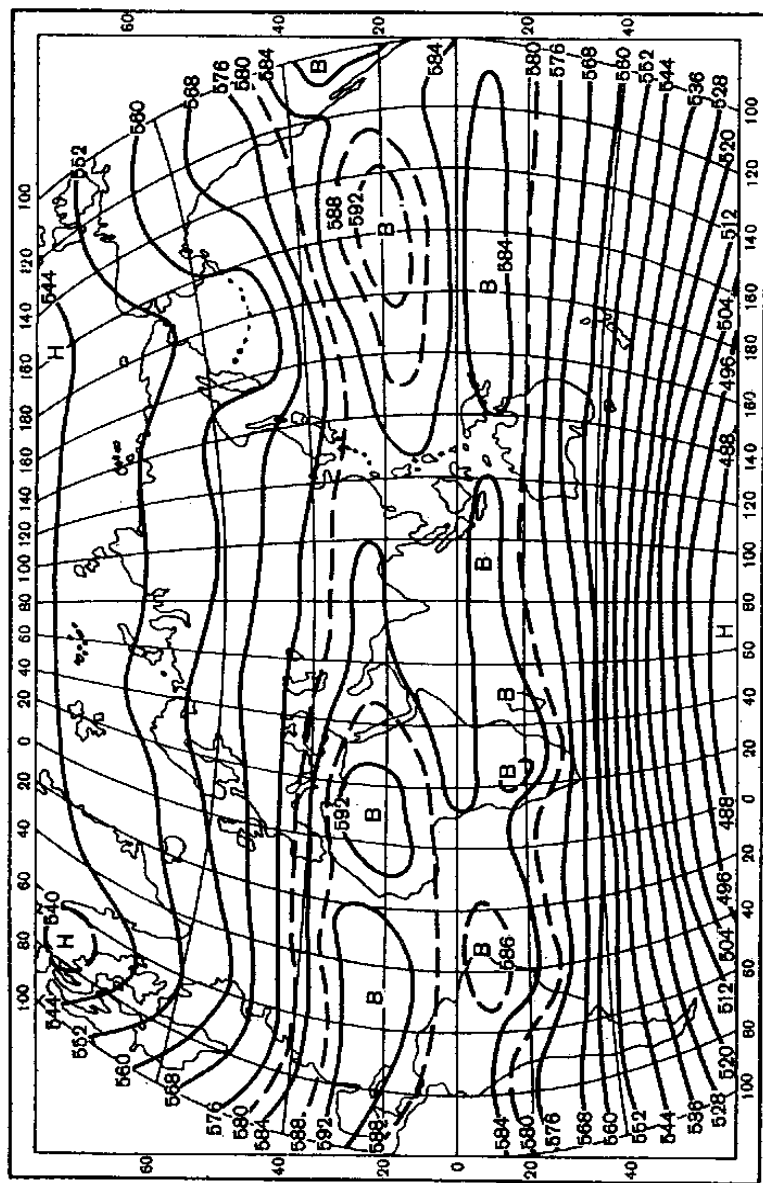


Рисунок 4.15 – Абсолютна топографія АТ₅₀₀ (гл. дм). Липень

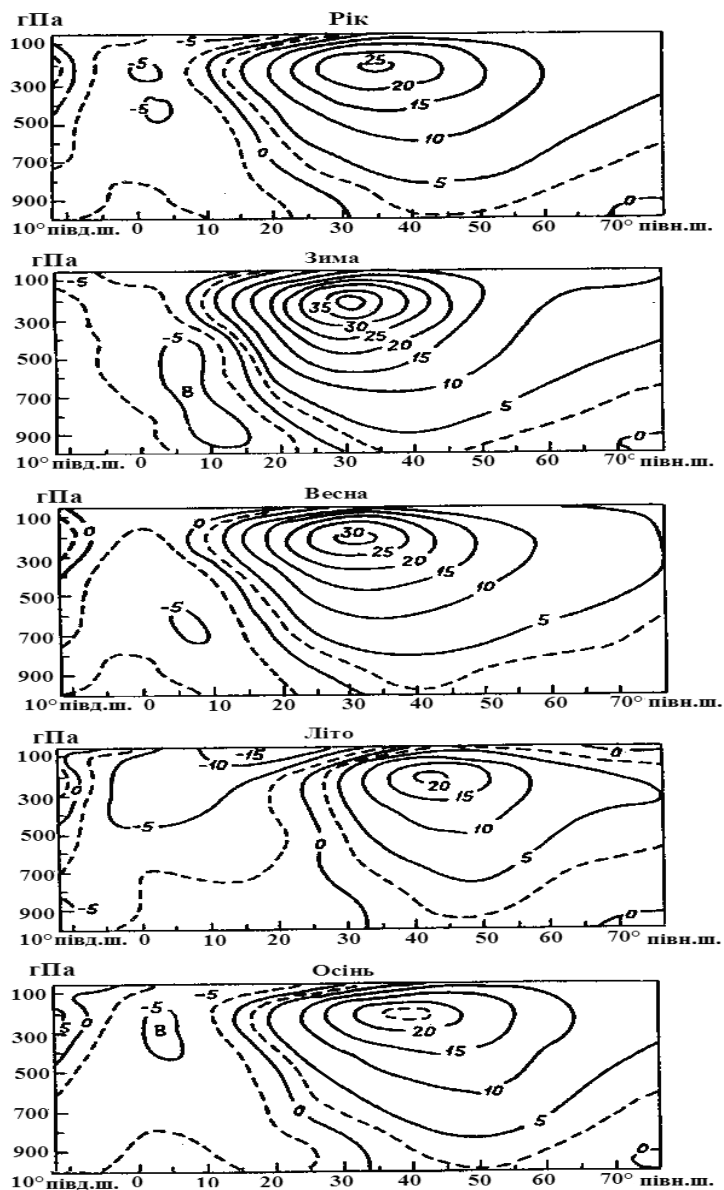


Рисунок 4.16 – Середні значення зональної складової швидкості вітру (м/с) у Північній півкулі

Якщо у Північній півкулі в зоні найбільших градієнтів геопотенціалу взимку середні швидкості вітру дорівнюють 20-25 м/с, то у Південній півкулі між широтами 40° і 50° середні швидкості вітру більші цих значень навіть улітку. В інші сезони у Південній півкулі середні швидкості вітру більші за 30-33 м/с.

Осереднені по колах широт швидкості вітру висвітлюють лише основні закономірності розподілу вітру у тропосфері. Більш детальну картину представляють поля середніх місячних значень зональних і меридіональних складових швидкості вітру на різних висотах. У них більш рельєфно проявляються особливості повітряних течій, які визначаються впливом найбільш важливих кліматоутворювальних факторів, таких як нерівномірний розподіл сонячної енергії на поверхні Землі, особливості розподілу материків та океанів, рельєф, сезонні особливості поглинання сонячної радіації термодинамічно активними домішками в атмосфері та утворення під дією названих факторів зон високої бароклінності.

На рис. 4.17 та 4.18 зображені поля зональної складової швидкості вітру у січні на висотах 3 км та 12 км.

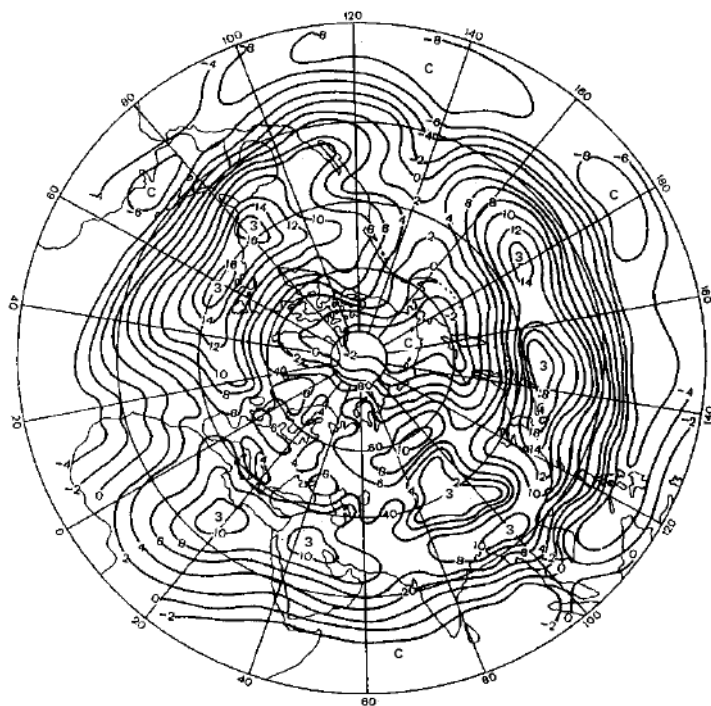


Рисунок 4.17 – Поле середніх значень зональної складової швидкості вітру (м/с) на висоті 3 км. Північна півкуля. Січень

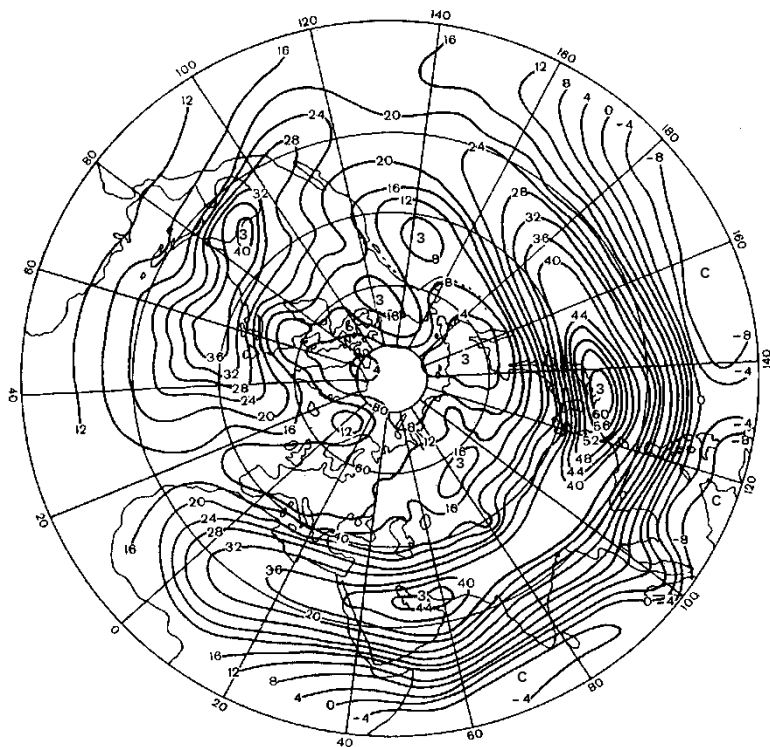


Рисунок 4.18 – Поле середніх значень зональної складової швидкості вітру (м/с) на висоті 12 км. Північна півкуля. Січень

Практично вся Північна півкуля (помірні та високі широти до широти 20°півн.ш.) знаходиться під впливом західного потоку. Лише над Центральною Арктикою формується область східних вітрів, яка поширюється на Чукотку, Берінгове й Охотське моря. В загальному західному потоку виділяється пояс найбільш сильних вітрів над Тихим океаном, Північно-Американським континентом й Атлантичним океаном. Він розташовується між широтами 35-45° півн.ш. й має декілька максимумів середньомісячних значень зональної компоненти. Над східною частиною Атлантичного океану пояс інтенсивного зонального переносу опускається на 25-35° півн.ш., проходить над Північною Африкою й Аравією. Далі на схід зона інтенсивного західного переносу розділяється на дві частини, обходячи гірську систему Азійського континенту з півночі й півдня. Над Китаєм ці потоки вливаються в зону сильних західних вітрів над Тихим океаном. Опускання поясу сильних вітрів на південь (над Африкою й Євразією) зумовлене вихолоджуванням континентів. Завдяки

цьому зона найбільш значної бароклінності займає більш південне положення, ніж над океанами. У тропічній зоні нижче 20° півн.ш. західні потоки змінюються східними.

На висоті 12 км (рис. 4.18) у січні західний перенос повітряних мас спостерігається практично вже над усією півкулею.

Східні потоки спостерігаються лише в тропічній зоні Тихого й Індійського океанів. Зона найбільш інтенсивної циркуляції на цій висоті виділяється ще більш рельєфно, ніж на висоті 3 км. Над Північно-Американським континентом й Атлантичним океаном вона знаходиться на 30-40°. Основний західний потік з центральної Атлантики прямує на південний схід, проходить над північною частиною Африки, північною частиною Індії, Центральним Китаєм, далі на південь від Японських островів, перетинає Тихий океан й виходить на Північно-Американський континент.

Поля зональної компоненти швидкості вітру не дають повної картини розподілу повітряних течій над півкулею. Вона поновлюється тільки з врахуванням полів меридіональної компоненти. Для висот 3 й 12 км у січні вона зображена на рис. 4.19 та 4.20.

З рис. 4.19 видно, що у загальному зональному переносі чітко проявляються довгі хвилі. На висоті 3 км спостерігаються дві системи таких хвиль. Вісь першої з них співпадає приблизно з кругом широти 40°, а другої – 70°. Перша система складається з трьох хвиль. Одна з них розповсюджується від центральної частини Атлантичного океану до Чорного моря й має довжину біля 7000 км, друга – від Середньої Азії до акваторії Тихого океану. Нарешті, третя хвиля займає положення від Тихого океану до центральної Атлантики і має довжину 8000 км. Друга система складається з двох довгих коливань з довжинами хвиль близько 6000 і 7500 км. Наявністю цих хвиль зумовлюється той факт, що вся північна частина Тихого океану, у тому числі й узбережжя Північно-Американського континенту, а також практично весь Атлантичний океан на висоті 3 км охоплені південно-західними потоками. Наступна область Північної півкулі з південною складовою швидкості вітру знаходиться у Південно-Східній Європі й поширюється на Малу Азію, Казахстан й Середню Азію, потім на південь Китаю й північну частину Індокитаю.

Північна складова охоплює практично всю нижню тропосферу над Північно-Американським континентом. Ця зона через полярні райони з'єднується з іншою великою зоною, де північна складова вітру розташовується над Північною, Західною та Центральною Європою й Середземним морем.

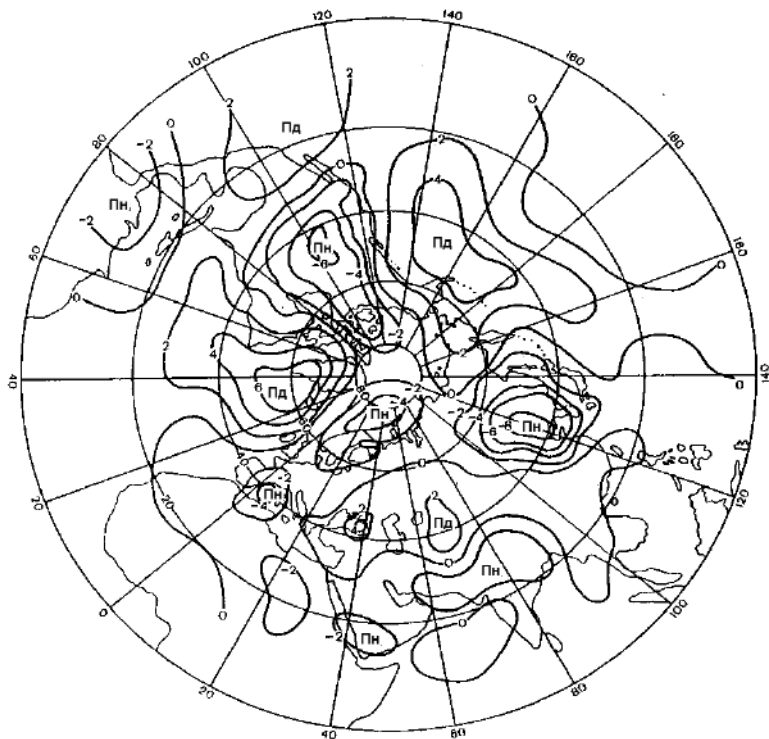


Рисунок 4.19 – Поле середніх значень меридіональної складової швидкості вітру (м/с) на висоті 3 км. Північна півкуля. Січень

Таким чином, над західною частиною Європи у нижній тропосфері взимку переважають північно-західні вітри, у той час коли над її східною частиною – південно-західні. Північно-західні вітри спостерігаються також над східною частиною Азії.

Влітку, як свідчить рис. 4.21, в нижній тропосфері над більшою частиною Північної півкулі також переважає західний перенос. Західний потік спостерігається над Північно-Американським континентом і найбільшої швидкості він досягає над регіоном Великих Озер. Зона максимальних вітрів витягується через о. Ньюфаундленд на північну частину Атлантичного океану. Над Атлантичним океаном межа західного потоку проходить через 35° півн.ш. і над східною Атлантикою повертає на південь на Північну Африку.

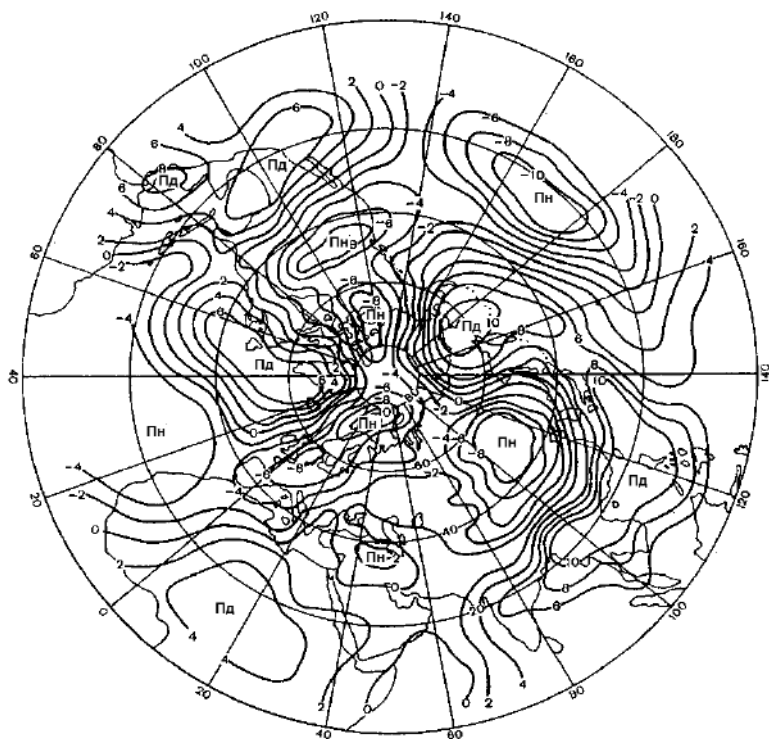


Рисунок 4.20 – Поле середніх значень меридіональної складової швидкості вітру (м/с) на висоті 12 км.
Північна півкуля. Січень

В зоні західного потоку над Європою спостерігається два максимуми швидкості вітру. Один з них розташовується над Ірландією, другий – над Середземним морем. Ці максимуми дають початок двом відгалуженням західного потоку. Одна гілка проходить через Європу на Казахстан, південь Сибіру, Монголію, Північно-Східний Китай, Корею й Японію. Далі вона повертає на північний схід і через Чукотку, Аляску й північну частину Тихого океану зливається із західною течією над Північно-Американським континентом.

Від середземного максимуму друга гілка західного потоку проходить на південний схід на Аравійський півострів й вливається в широку

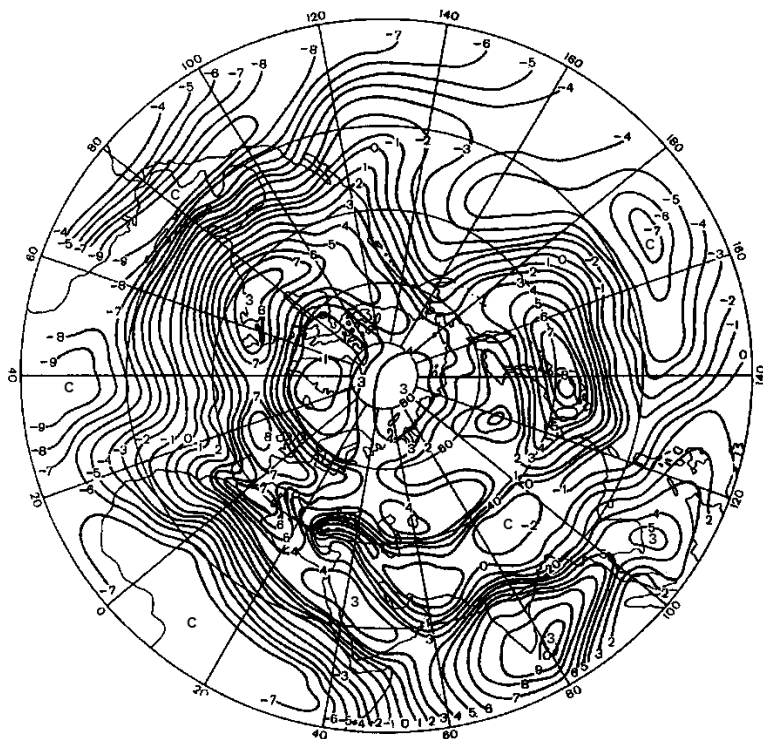


Рисунок 4.21 – Поле середніх значень зональної складової швидкості вітру (м/с) на висоті 3 км. Північна півкуля. Липень

область західних вітрів, яка охоплює Індостан, Індокитай, Філіппінські острови й акваторію Індійського океану, який їх омиває.

Між двома гілками західної течії розташовується зона східних вітрів. Вона починається над Чорним морем, простягається через Кавказ, Іран, Тибет, Південно-Східний Китай і вливається в широкую область східних вітрів тропічної зони Тихого океану.

Найбільші значення швидкості східного потоку спостерігаються над Маршалловими островами.

Від тихоокеанської області у напрямку на схід відбувається розділення східного потоку на дві гілки. Одна з них прямує до Аляски, друга – на схід через Центральну Америку, тропічну зону Атлантичного океану, Сахару до Сомалі.

Влітку, як свідчить рис. 4.22, особливість зонального переносу на висоті 12 км полягає у тому, що західна його складова спостерігається

практично в усій позатропічній зоні Північної півкулі. Межа його проходить через південь США, перетинає Атлантичний океан по 30° півн.ш., Північну Африку, виходить на північну окраїну Червоного моря і Перську затоку, проходить по центральній частині Ірану, Пакистану, південній частині Китаю, перетинає Тихий океан по 30° півн.ш. Над Тихим океаном відбувається поширення області західної складової далеко на південь і південний захід, так що її межа проходить від Маріанських островів (по 10-5° півн.ш.) до о. Пальміра та повертає на північний схід до Центральної Америки.

В області західного потоку на цій висоті відокремлюється зона найбільш сильних вітрів, яка розташована між 40 й 50° півн.ш., в якій спостерігається декілька максимумів західного вітру. Влітку середньомісячне значення зональної компоненти швидкості вітру в областях максимуму становить 24-30 м/с.

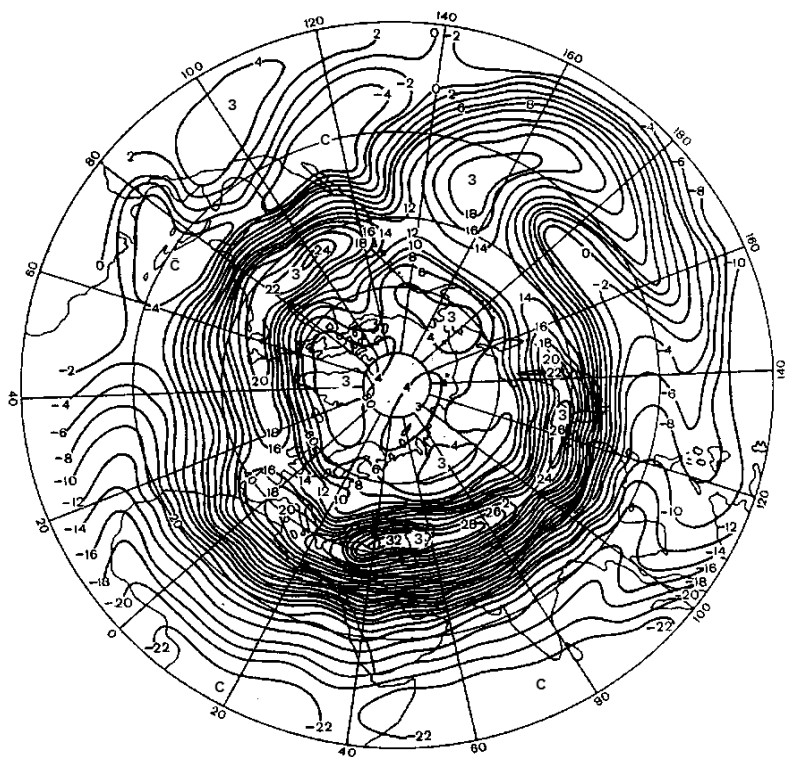


Рисунок 4.22 – Поле середніх значень зональної складової швидкості вітру (м/с) на висоті 12 км. Північна півкуля. Липень

Літом у зональному потоку теж спостерігаються хвильові коливання, які проявляються у полях меридіональної складової швидкості вітру. Для висот 3 км та 12 км такі поля зображаються на рис. 4.23 та 4.24.

З них випливає, що в тропосфері влітку спостерігається дві системи хвильових коливань. Одна з них розташовується поблизу 10° півн.ш. й складається з семи довгих хвиль. Перші п'ять з них знаходяться між західним узбережжям Північної Африки й західним узбережжям Північно-Американського континенту. Довжини цих хвиль становлять 3500-4500 км. Шоста хвиля, довжина якої досягає 5000 км, перетинає Північно-Американський континент із заходу на схід. Нарешті, остання з цієї системи хвиль розташовується над Атлантичним океаном і має довжину біля 6000 км.

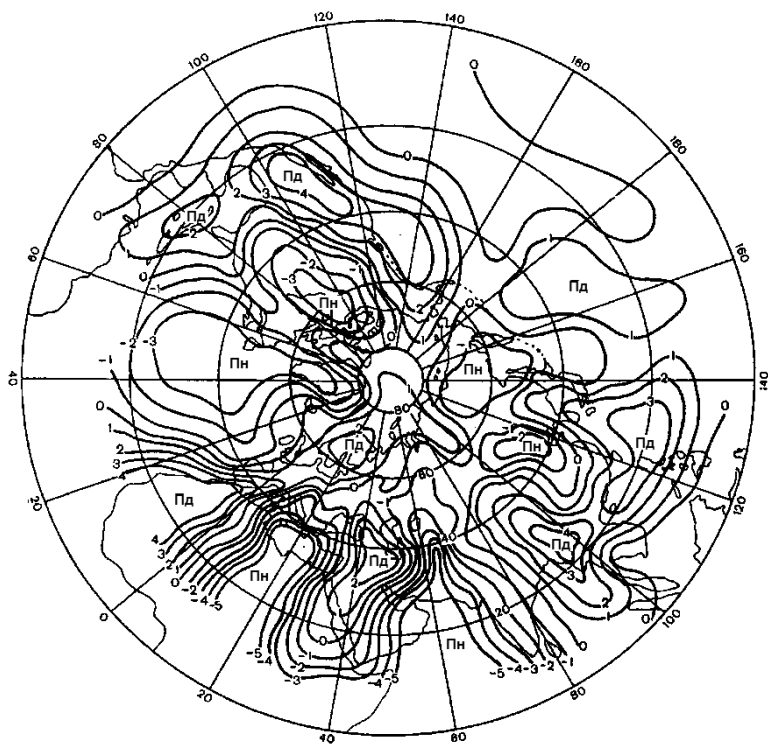


Рисунок 4.23 – Поле середніх значень меридіональної складової швидкості вітру (м/с) на висоті 3 км. Північна півкуля. Липень

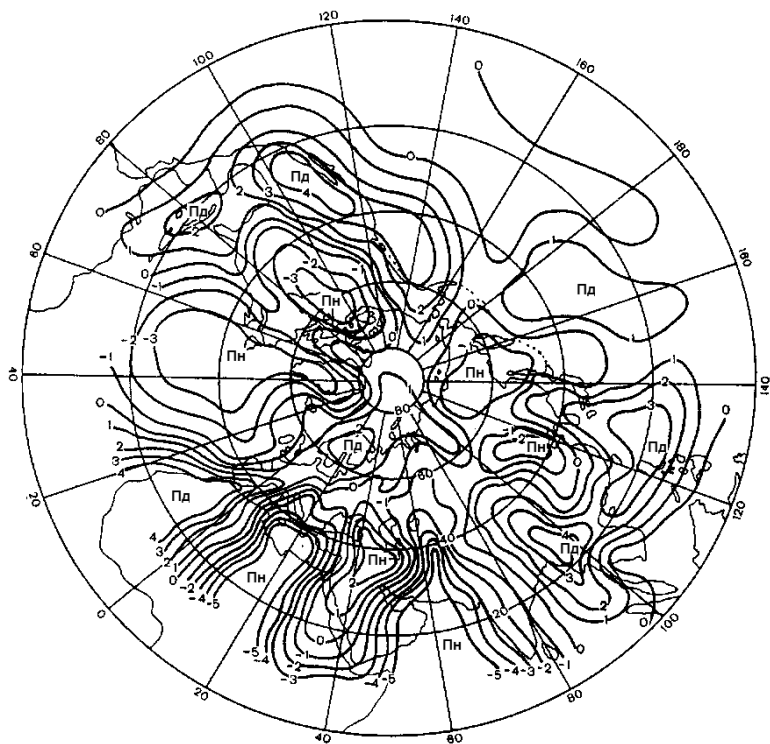


Рисунок 4.24 – Поле середніх значень меридіональної складової швидкості вітру (м/с) на висоті 12 км. Північна півкуля. Липень

Друга система хвиль відноситься до Арктичної зони. Вона складається з чотирьох хвильових коливань з довжинами хвиль 3500-4000 км. Якщо порівняти хвилі у зональному потоку у тропосфері взимку й влітку, то можна побачити, що в літню пору кожна система хвильових коливань має більшу кількість хвиль, але меншої довжини.

Положення зазначених вище хвильових коливань західного потоку визначає той факт, що у нижній тропосфері влітку над західною і південною частинами Північно-Американського континенту, а також над Центральною Америкою спостерігається південна складова потоку. Інша частина Північно-Американського континенту охоплюється потоком з північною складовою, який спостерігається також над Атлантичним океаном аж до Європейського узбережжя. Але більша частина Західної

Європи знаходиться під впливом південно-західного потоку, який охоплює північну частину Африки, північну частину Східної Європи й Скандинавію. Над більшою частиною Східної Європи спостерігається вже північна складова швидкості вітру, яка поширюється на північну частину Азії. Другий осередок з північною складовою знаходиться над східною частиною Аравійського півострова, Аравійським морем, Північно-Західною Індією й поширюється у північному напрямку до Середньої Азії. Південно-східна частина Індостану, більша частина Індокитаю, південна частина Китаю, Філіппінські острови, Корея, Японія й Примор'я знаходяться під дією південної складової у загальному західному потоку.

На висоті 12 км (рис. 4.24) можна відзначити дві системи хвиль. У кожній з них зменшується кількість хвильових коливань і збільшується довжина хвиль. У північних широтах система хвильових збурень зонального потоку складається з п'яти довгих хвиль. Їх довжина знаходиться у межах 3,5-9 тис. км. Арктична система складається з трьох хвиль.

У середній та нижній тропосфері циркуляція повітря влітку дуже відрізняється від структури полів складових вітру у верхній тропосфері. Відмінності полягають у тому, що у формуванні полів вітру великий вплив справляють циркуляції меншого масштабу, особливо мусонна циркуляція, про яку мова буде йти у пункті 4.6.2.

Що стосується Південної півкулі, то на всіх рівнях тропосфери там переважає мало збурений зональний перенос великої інтенсивності, напрямком якого в основному збігається з широтними колами. Лише у Південному Тихому океані на довготі Нової Зеландії західний перенос розподіляється у період активного процесу Ель-Ніньо-Південне коливання на два потоки: один з них прямує на протоку Дрейка, інший – у північно-східному напрямку до континента Південної Америки.

4.4.2 Особливості великомасштабної циркуляції у стратосфері

У підрозділі 4.3 були описані основні характеристики полів температури у стратосфері та чинники, які зумовлюють їх структуру. Оскільки, як вже зазначалося, висота геопотенціальних поверхонь пропорційна середній температурі повітря відповідного шару атмосфери, то з областю тепла пов'язана область збільшеного атмосферного тиску – *антициклонічний циркумполярний вихор*, а з областю холоду – *стратосферна область низьких висот геопотенціальних поверхонь*, тобто *циркумполярний циклонічний вихор*. Циклонічний та антициклонічний циркумполярні вихори чітко проявляються на середніх картах поверхні AT_{50} , які представлені для січня та липня на рис. 4.25, 4.26.

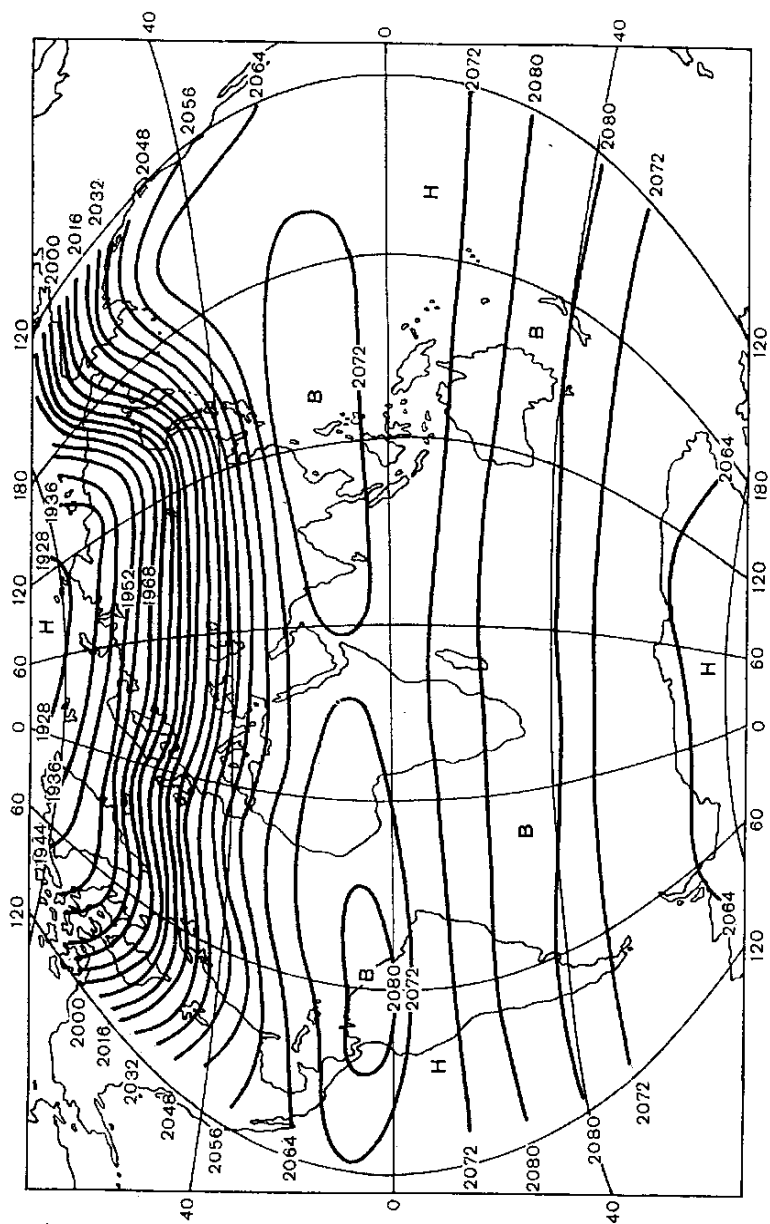


Рисунок 4.25 – Абсолютна топографія AT_{50} (гп. дм). Січень

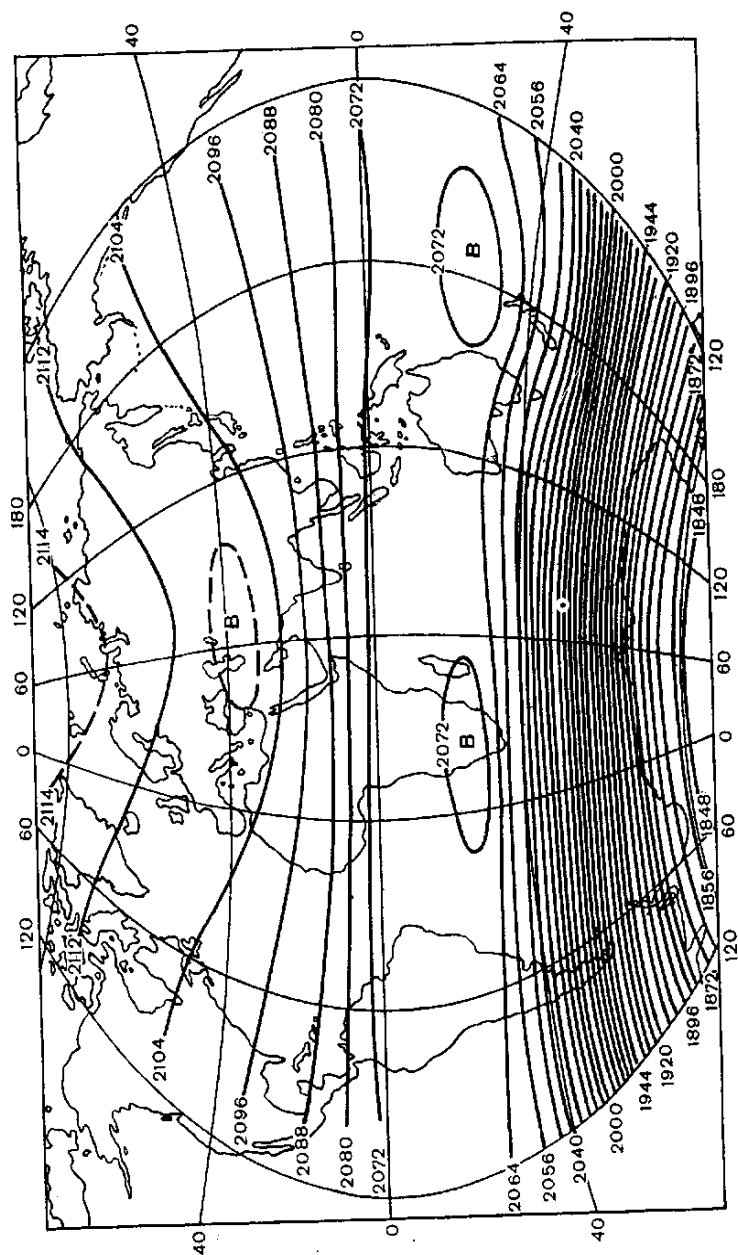


Рисунок 4.26 – Абсолютна топографія AT_{50} (гп. дм), Липень

Привертає увагу те, що поле тиску у *зимові місяці* проявляється більш рельєфно, ніж у літні місяці півкуль. В області циркумполярного циклону спостерігаються більші градієнти геопотенціалу, що відповідає інтенсивній загальній циркуляції.

Як видно на рис. 4.25, вплив підстильної поверхні на циркуляцію повітря проявляється відповідною мірою і у стратосфері. У Північній півкулі у *січні* над східними частинами континентів розташовані улоговини, а над океанами – гребені. Особливо цей вплив виявляється у Південній півкулі. Потужний льодяний щит Антарктиди охолоджує не тільки тропосферу, але й нижню частину стратосфери. Тому у Південній півкулі у *січні*, незважаючи на безперервне освітлення полярної стратосфери сонячними променями, над приполярними районами на висоті 20 км спостерігається не антициклонічний вихор, як у липні у високих широтах Північної півкулі, а маловиразний циклон. Область високого тиску розташовується у *січні* в тропіках Північної півкулі, а у Південній півкулі – у середніх широтах.

Яскраво виражені сезонні особливості поля тиску у стратосфері відповідають сезонним особливостям циркуляції повітря.

На рис. 4.27 представлено поле зональної складової швидкості вітру у *січні* на висоті 30 км у Північній півкулі. З нього випливає, що у стратосфері взимку західний перенос займає більшу частину півкулі, але розподіляється нерівномірно. Над Тихим океаном і західною частиною Північної Америки його межа переміщується до 45-50°, у той час коли над районами Південно-Східної Азії межа між західним і східним потоками зсувається у тропічну зону. Пояснити це можна тим, що над Тихим океаном у стратосфері, як зазначалося вище, спостерігається гребінь тепла і, як наслідок, гребінь високого тиску. У ряді випадків область збільшеного тиску над Тихим океаном призводить до роздвоювання циркумполярного циклону. Це сприяє проникненню східних потоків у помірні широти.

Як і у тропосфері, у стратосфері взимку у західному потоку формується зона найбільш інтенсивної циркуляції. Вона розташовується у широтному поясі між 50° і 70° півн.ш. У цій зоні спостерігається декілька максимумів, у яких середньомісячне значення зональної складової досягає 30-40 м/с і більше. Один з них розташовується над американським сектором Арктики (о. Вікторія – Баффінова Земля), другий – над північною Атлантичного океану, третій – над північною частиною Європи. Ще два частинних максимуми виділяються над Центральною Європою і півднем Сибіру.

Виникнення такої інтенсивної зональної течії пояснюється тим, що в результаті великих втрат тепла стратосферою за рахунок інфрачервоного випромінювання на північ від 70° півн. ш., куди сонячна енергія взимку не надходить, в області, що розташовується поблизу межі полярної ночі, виникає значна бароклінність, що створює сприятливі умови для великих

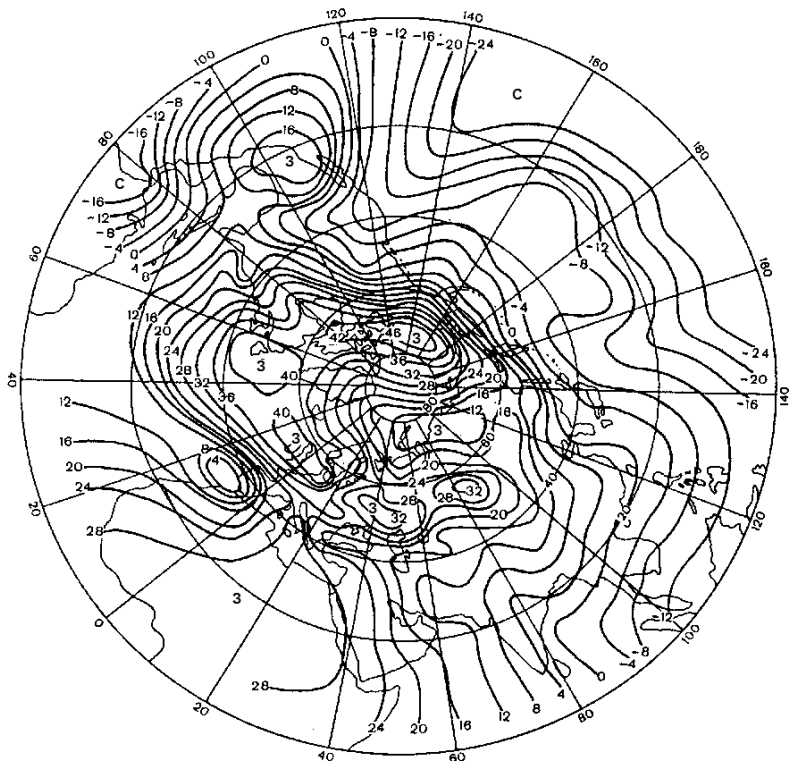


Рисунок 4.27 – Поле середніх значень зональної складової швидкості вітру (м/с) на висоті 30 км. Північна півкуля. Січень

швидкостей вітру. Цим можна пояснити і наявність широкої зони великих горизонтальних градієнтів швидкості вітру.

У відповідність з описаною вище структурою поля тиску стратосфера *влітку* над усією Північною півкулею охоплена східними потоками (рис. 4.28). Рівень обернення вітру у середніх широтах розташовується на висоті біля 20 км. Зі зменшенням широти він поступово знижується. Через те, що горизонтальні градієнти тиску незначні, швидкості східного переносу значно менші, ніж швидкості західної циркуляції в області циклонічного циркумполярного вихору взимку. У високих і середніх широтах Північної півкулі на висоті 30 км швидкість східних вітрів становить 10-15 м/с, у низьких широтах вона збільшується до 30-40 м/с. Як видно на карті AT_{50} (рис. 4.26), у Південній півкулі вище 40° горизонтальні градієнти тиску мають великі значення.

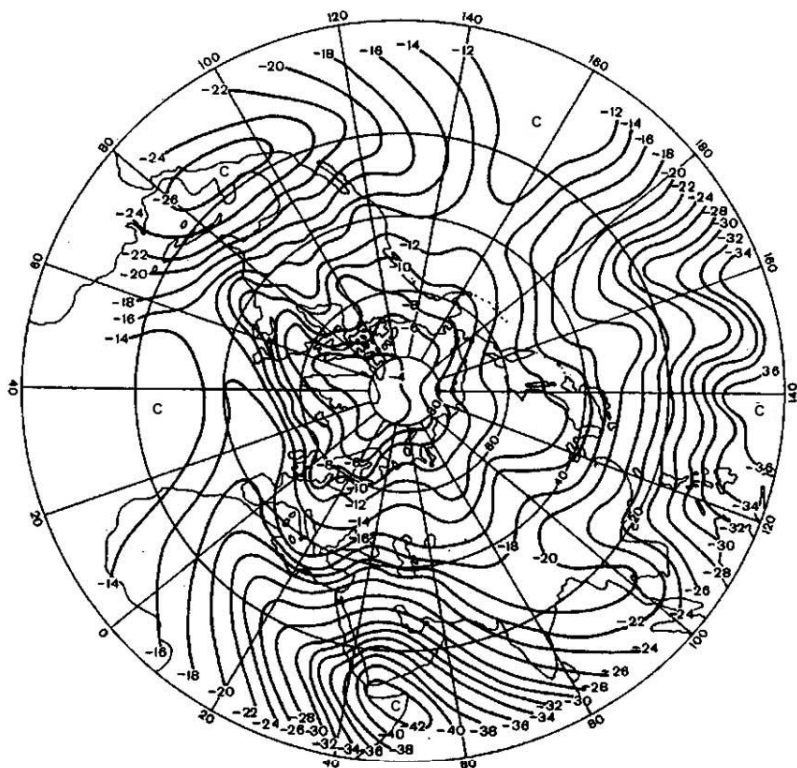


Рисунок 4.28 – Поле середніх значень зональної складової швидкості вітру (м/с) на висоті 30 км. Північна півкуля. Липень

У більш низьких широтах розташовується смуга підвищеного малоградієнтного атмосферного тиску. Тому у липні, коли у Південній півкулі зима, у високих широтах спостерігається мало збурений західно-східний перенос. Його інтенсивність у великій мірі залежить від широти, а також від сезону.

На рис. 4.29 показано сезонні зміни зональної складової швидкості вітру у верхній атмосфері Південної півкулі для різних широт. Біля екватора майже у всій атмосфері цієї півкулі в межах стратосфери формується слабкий східний перенос. Лише у літні місяці у верхній її частині швидкості східного вітру збільшуються до 30-40 м/с. У перехідні сезони у верхній стратосфері вище 40 км з'являються вітри західної складової, що пов'язано з міграцією осередка Хедлі в залежності від положення Сонця відносно тропіків.

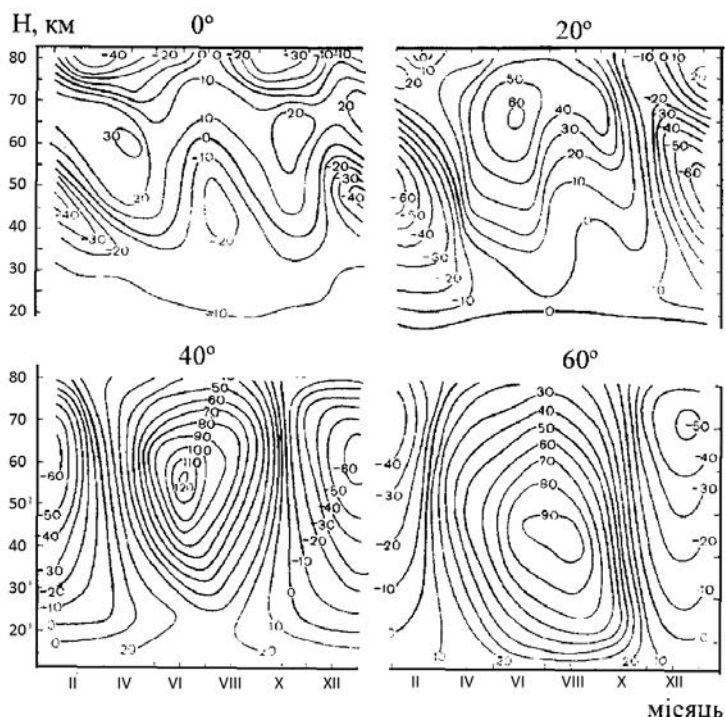


Рисунок 4.29 – Сезонні зміни зональної складової швидкості вітру (м/с) у верхній атмосфері Південної півкулі

На широті 20° півд.ш. у стратосфері відбувається чітко виражена сезонна перебудова поля вітру. У середніх і особливо у високих широтах у зимові місяці, а також у перехідні сезони, у стратосфері формується інтенсивна західно-східна циркуляція з найбільшими швидкостями вітру взимку.

Східна циркуляція у стратосфері Південної півкулі виникає влітку лише вище 20 км, а її максимальні значення формуються тільки на верхній межі стратосфери.

Меридіональна циркуляція відіграє велику роль у системі загальної циркуляції атмосфери. Великомасштабні хвилі та вихори є важливими механізмами формування переважної зональної циркуляції, підтримуючи баланс кількості руху, тепла й вологи. У стратосфері Північної півкулі взимку та влітку, в зональній циркуляції також, як і в тропосфері, проявляються довгі планетарні хвилі.

Взимку вони добре простежуються у полі меридіональної складової швидкості вітру. Як показано на рис. 4.30, у січні в стратосфері спостерігаються дві системи хвиль. Вісь першої з них розташовується на

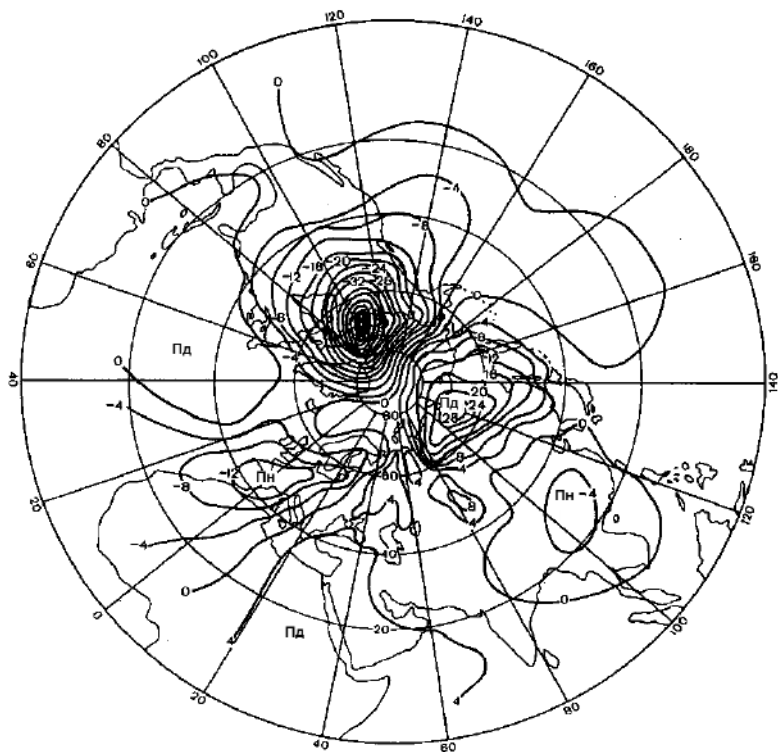


Рисунок 4.30 – Поле середніх значень меридіональної складової швидкості вітру (м/с) на висоті 30 км. Північна півкуля. Січень

широті 25-30°. Друга система формується у високих широтах. Субтропічну систему складають три хвилі. Одна з них простирається від Піренейського півострова до Центрального Китаю, друга – займає простір від Центрального Китаю до центральної частини Тихого океану, а третя – від Тихого океану через Атлантичний океан до Піренейського півострова. Полярна система складається з двох хвилі. Одна з них займає простір від о. Вікторія до Кольського півострова, друга – від Кольського півострова на схід до о. Вікторія.

Описані особливості поля меридіональної складової швидкості вітру свідчать про те, що зимою у стратосфері над великим простором, у тому числі над Північно-Американським континентом, Центральною

Америкою, центральною і східною частинами Тихого океану, західно-східний перенос має північну складову. Найбільші значення меридіональної компоненти спостерігаються над північною частиною Канади. Ця зона на сході через Північну Америку переходить в область північної складової над західною частиною Європи. Над більшою частиною Азії зимою розташовується велика область з південно-західними потоками. Лише над Китаєм та Індокитаєм виникають північно-західні потоки.

Східний потік у стратосфері Північної півкулі влітку також є збуреним. Як впливає з рис. 4.31, на якому зображено поле меридіональної складової у липні на висоті 30 км, у східному потоку також знаходяться дві системи довгих хвиль. Одна з них розташовується у середніх широтах, а друга – у полярних. Система, яка знаходиться у середніх широтах, складається з п'яти хвиль, а система у полярних широтах – з двох. Цим системам довгих хвиль відповідає те, що над центральними і східними частинами Тихого океану перенос повітря має південну складову. Вона охоплює і західне узбережжя Північної Америки. Область з північною складовою швидкості вітру розташовується над Сибіром і Далеким Сходом, а також Китаєм. Більша частина тропічної та субтропічної стратосфери Північної півкулі охоплена південно-східними потоками. Як вже зазначалося, у Південній півкулі у позатропічних широтах зональна циркуляція у стратосфері є більш сталою, ніж у Північній півкулі.

Розглянуті особливості переважної зональної циркуляції у позатропічних широтах свідчать про те, що зимою наявний у тропосфері західний перенос зберігається й у стратосфері та поширюється навіть у мезосферу. Влітку він, починаючи з деяких висот, переходить на східний. Перехід циркуляції у стратосфері, а також у мезосфері від зимового типу до літнього і навпаки відбувається відповідно у весняний та осінній сезони. Змінювання зимової західної течії на літню східну відбувається, як правило, зверху донизу. У верхній мезосфері вони починаються наприкінці березня і тривають протягом квітня у нижній мезосфері та стратосфері.

Протягом зими у стратосфері інколи відбуваються порушення зимового режиму циркуляції. Наприклад, 9 лютого 1962 року мало місце різке потепління у шарі 25-50 км, протягом якого сильні західні вітри, характерні для зимового режиму циркуляції, у високих широтах Північної півкулі змінилися на східні. Над м. Черчілл 19 січня того ж року на висоті 37 км спостерігався західний вітер швидкістю 47 м/с, а на початку лютого – східний 40 м/с. 19 лютого вітер знову перейшов на західний і мав швидкість 30 м/с. Такі «вибухові» потепління у стратосфері відбуваються досить часто.

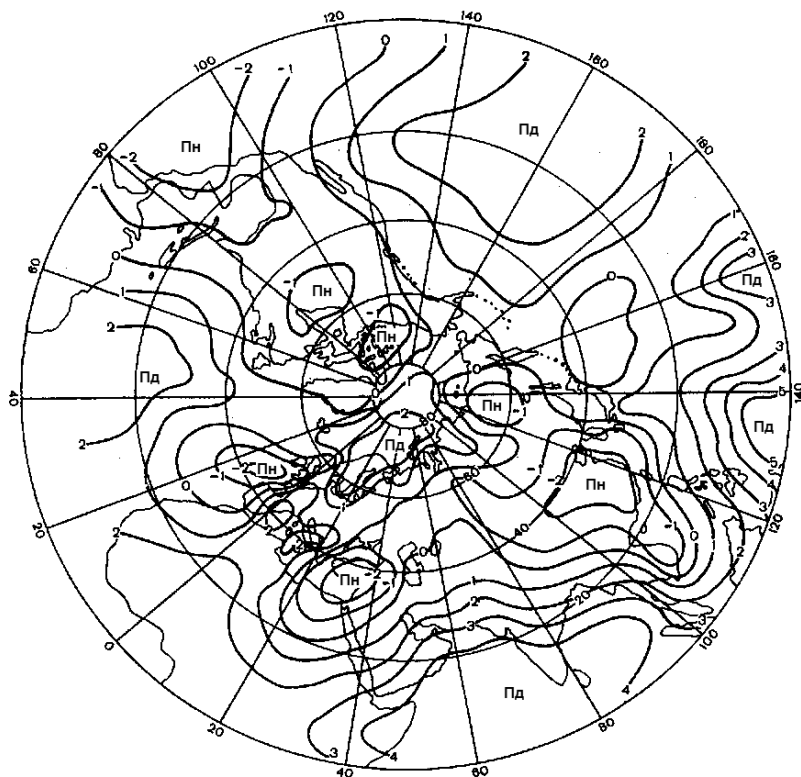


Рисунок 4.31 – Поле середніх значень меридіональної складової швидкості вітру (м/с) на висоті 30 км. Північна півкуля. Липень

Суттєвою особливістю характеризується режим вітру у стратосфері тропічної зони. Вона полягає у тому, що крім річних і піврічних коливань, зумовлених сезонним сонячним циклом, спостерігається чітко виражене коливання середнього зонального вітру у нижній стратосфері з періодом, що дорівнює 26 місяцям. Його називають квазидворічним коливанням. Квазидворічне коливання представлене на рис. 4.32 у вигляді висотно-часових перерізів поля середнього зонального вітру поблизу 9° півн.ш. Коливання полягають у зміні з означеним періодом у нижній стратосфері східного вітру на західний і навпаки. Зміна напрямку вітру починається на висоті близько 30 км, потім затухаючи, спускається до низу. При цьому коливання мають амплітуду близько 20 м/с у зоні між 22-30 км.

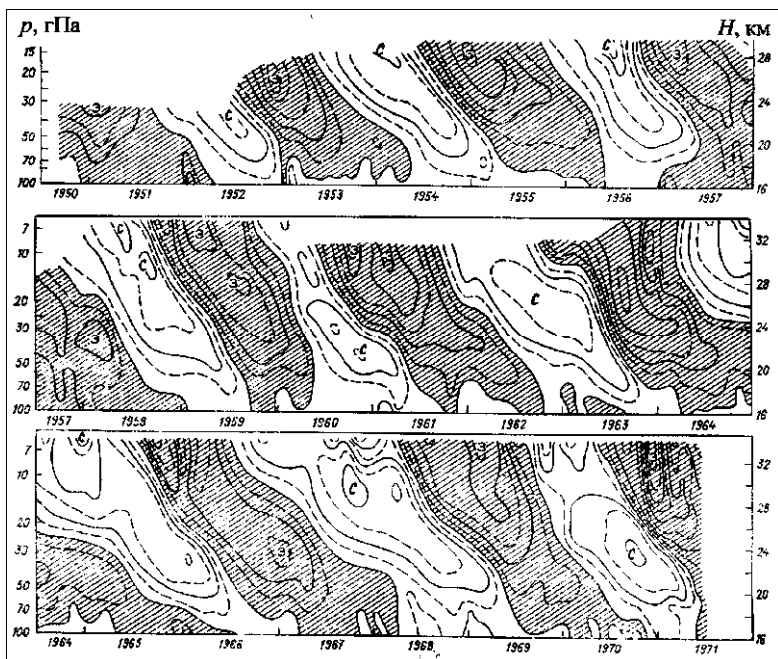


Рисунок 4.32 – Висотно-часовий переріз поля середнього зонального вітру поблизу 9° півн.ш. (ізотахи проведені через 10 м/с)

У теперішній час не існує загальноприйнятої теорії щодо природи та причин появи західних вітрів у нижній екваторіальній стратосфері і квазидворічного циклу їх повторювань.

4.4.3 Основні струминні течії тропосфери та стратосфери

За визначенням Всесвітньої Метеорологічної Організації *струминна течія* – це сильний вузький потік з майже горизонтальною віссю у верхній тропосфері або нижній стратосфері, що характеризується великими вертикальними і горизонтальними зсувами та одним або декількома максимумами швидкості. Довжина струминної течії майже тисячі кілометрів, ширина – сотні кілометрів, вертикальна потужність – декілька кілометрів.

Умовно за нижню межу струминної течії береться швидкість 30 м/с. Вказана межа швидкості вибрана з врахуванням того, що вітер, який

перевищує 100 км/год, чинить помітний вплив на шляхову швидкість літаків, які знаходяться в зоні струминних течій.

Центральну частину струминної течії, в якій швидкості вітру найвищі, називають *серцевиною*. Поперечний переріз серцевини не перевищує 50-100 км по горизонталі та 1-2 км по вертикалі.

Лінія максимального вітру всередині серцевини називається *віссю струминної течії*. Максимальні швидкості на осі струминної течії можуть досягати 50-100 м/с. Вісь струминної течії не точно горизонтальна, тому не простежується на будь-якій ізобаричній поверхні.

Зсув вітру в області струминної течії близько 5-10 м/с на 1 км по вертикалі та 5-10 м/с і більше в горизонтальному напрямку. Ліворуч від осі, якщо дивитись за напрямком потоку, розташована циклонічна сторона струминної течії, праворуч - антициклонічна.

Поверхня, яка проходить через точки з максимальною швидкістю на вертикальних профілях вітру у різних частинах струминної течії, називається *поверхнею максимального вітру*. Вісь струминної течії лежить на цій же поверхні. Часто для відображення струминних течій використовують поверхню АТ₃₀₀, яка розташована поблизу осі струминних течій помірних широт. Найменші висоти поверхні максимального вітру зазвичай спостерігаються ліворуч від осі струминної течії. Чим сильнішим є вітер на даній ділянці, тим нижче розташовується рівень його максимальної швидкості. Найнижче вісь струминної течії лежить у баричних улоговинах, найвище – у баричних гребенях.

У струминних течіях сконцентрована максимальна кінетична енергія атмосфери. Положення струминних течій співпадає з положенням області найбільших меридіональних градієнтів температури та тиску у тропосфері, тобто з положенням висотної фронтальної зони. Будь-яка струминна течія є складовою частиною *планетарної висотної фронтальної зони (ПВФЗ)*, яка складається з декількох (зазвичай, із 3-5) висотних фронтальних зон (ВФЗ). Довжина ВФЗ може досягати 5000-12000 км.

Над кожною півкулею завжди можна знайти декілька тропосферних струминних течій у загальному напрямку із заходу на схід. Однак орієнтування їх може дуже змінюватися та відрізнятися від зональної, вони можуть суттєво переміщуватися по широті. Подібно злиттю та роздвоєнню ВФЗ, можливе і злиття, і роздвоєння струминних течій. Кожному типу ПВФЗ відповідає характерний діапазон висот струминної течії та ряд інших характеристик.

Струминні течії та ПВФЗ з їх великими швидкостями та зсувами вітру, зі значними відхиленнями вітру від геострофічного, є зонами з добре розвинutoю дивергенцією та конвергенцією швидкості у верхній тропосфері. Ці зони визивають відповідні зміни тиску біля поверхні землі. Тому структура полів вітру в струминній течії та в ПВФЗ відіграє важливу роль у виникненні та розвитку циклонів та антициклонів помірних широт.

Найбільш сприятливі умові для розвитку циклонічних вихорів виникають у передній (правій) частині макромасштабної висотної улоговини ПВФЗ – там, де зменшується циклонічна кривизна ізогіпси по потоку.

Циклон, який розвивається, зазвичай знаходиться попереду та праворуч замкнутої області максимальних вітрів у струминній течії та пересувається разом з нею. Антициклон, який розвивається, як правило, знаходиться позаду та ліворуч замкнутої області максимальних швидкостей вітру в струминній течії та також пересувається з цією областю.

Швидкість вітру на осі струминної течії над холодним фронтом зазвичай більша, ніж над теплим фронтом. Вісь струминної течії знаходиться безпосередньо за холодним і перед теплими ділянками атмосферних фронтів. З розвитком (поглибленням циклону) вісь струминної течії поступово відходить на теплу периферію циклону і втрачає з ним зв'язок.

У системі антициклону спостерігаються аналогічні процеси, з тією різницею, що з посиленням антициклону струмина переміщується у бік його холодної частини. В обох випадках одночасно з розвитком баричних утворень швидкості повітряних течій над ними у верхній тропосфері слабнуть.

У нижній тропосфері в межах граничного шару також спостерігаються протяжні зони сильних вітрів (мезоструминні течії). Їх довжина у напрямку по потоку зазвичай складає декілька сотень кілометрів. Швидкості вітру на осі струминних течій нижньої тропосфери досягають 60-70 м/с і перевищують у 1-1,5 разу швидкість геострофічного вітру. В якості критерію для визначення струминних течій нижньої тропосфери найчастіше використовують нижню межу швидкості 15 м/с.

Нефронтальні струминні течії нижньої тропосфери спостерігаються найчастіше в затримуючих шарах атмосфери, переважно в шарах інверсій, в їх нижніх частинах. *Фронтальні струминні течії* нижньої тропосфери розташовуються перед теплими та холодними фронтами паралельно ним.

Струминні течії нижньої тропосфери сприяють виникненню та посиленню небезпечних явищ погоди: сильних вітрів та інтенсивної конвекції. За рахунок великих зсувів вітру у нижній частині вони становлять небезпеку для авіації.

Висотні струминні течії є характерною рисою структури атмосфери та поля повітряних течій, тобто є гілками загальної циркуляції атмосфери. За географічною локалізацією *розрізняють такі висотні струминні течії*.

Струминні течії арктичного фронту (арктичні СТ), які розташовуються на висотах 6-8 км з максимальними швидкостями 60-100 м/с та більше.

Струминні течії полярного фронту (СТ помірних широт), які спостерігаються у зоні 65-45° півн.ш. Рівень максимального вітру в них розташовується на висоті 8-10 км узимку і 9-12 км літом. Максимальні

швидкості західного вітру на осі струминної течії можуть досягати 180-220 км/год та більше і найчастіше спостерігаються над східним узбережжям Північної Америки і особливо Азії.

Субтропічні струминні течії мають вісь на висоті 11-13 км. Зимом вісь цієї течії розташовується в зоні 25-35° півн.ш., а літом – 35-45° півн.ш. Середні швидкості західного вітру на осі субтропічної струминної течії складають у середньому 150-200 км/год, але інколи можуть перевищувати 300-400 км/год. Найбільшу інтенсивність ці струминні течії, як і у помірних широтах, мають узимку, коли в зоні висотних фронтальних зон утворюються максимальні контрасти температур. Субтропічна струминна течія відноситься до найбільш стійких та простежується у вигляді майже безперервного поясу сильних західних вітрів на північній периферії субтропічних областей високого тиску. Положення осі цієї течії зазнає значних сезонних змінювань.

Осі арктичної, полярної та субтропічної струминних течій практично завжди знаходяться у верхній тропосфері, хоча самі вони можуть займати як верхню тропосферу, так і нижню стратосферу. Ці струминні течії називають *тропосферними струминними течіями*.

Екваторіальні струминні течії з максимальною швидкістю 40-50 м/с, формуються на висотах 15-20 км (100-10 гПа), між 5° півн.ш. і 5° півд.ш., як правило, у східному потоці. Екваторіальні струминні течії спостерігаються над Африкою, Південно-Східною Азією, Австралією, Атлантичним та Тихим океанами. У Північній півкулі екваторіальні струминні течії найдалі від екватора спостерігаються у липні, ближче до екватора – у січні. Вони є *стратосферними струминними течіями*. Але у стратосфері струминні течії можуть розвиватися й у *субтропічних* та *помірних зонах*. Узимку їх вісь розташовується на висотах 25-30 км, вітер на осі течії має західно-східний напрямок і швидкість більше 200 км/год. На цих же висотах струминна течія може формуватися й літом, але напрямок переносу повітря змінюється на протилежний у зв'язку з утворенням у стратосфері *антициклонічного циркумполярного вихора*.

Таким чином, у Північній та Південній півкулях виділяють дві головні системи струминних течій, які мають загальні риси, але відрізняються за їх зв'язками із загальною циркуляцією атмосфери. Одна з цих систем – це *субтропічна струминна течія*, яка має зв'язок з полярною межею циркуляції Хедлі, в якій приземні фронти замасковані або взагалі відсутні. Друга система — це *полярнофронтна струминна течія (або полярна струминна течія)*, яка має зв'язок з фронтальними зонами позатропічних широт.

На рис. 4.33 зображені середнє положення осі субтропічної струминної течії взимку та площа (заштрихована) основної активності полярнофронтної струминної течії.

Ці дві системи вітрів зближаються на меридіанах, де розташовані напівстаціонарні улоговини у західному переносі полярних широт. Тут вони настільки близькі, що при осередненні по великій кількості ситуацій виглядають на розрізі як один максимум. Там, де це відбувається, уздовж течії від району «зливання» тепле повітря з низьких широт приходить до зіткнення з холодними повітряними масами високих широт. Меридіональний градієнт температури відповідно різко збільшується і, оскільки західна течія у верхній тропосфері приблизно пропорційна степені бароклінності атмосфери, довготи середніх полярних улоговин виявляються водночас і довготами максимального західного вітру.

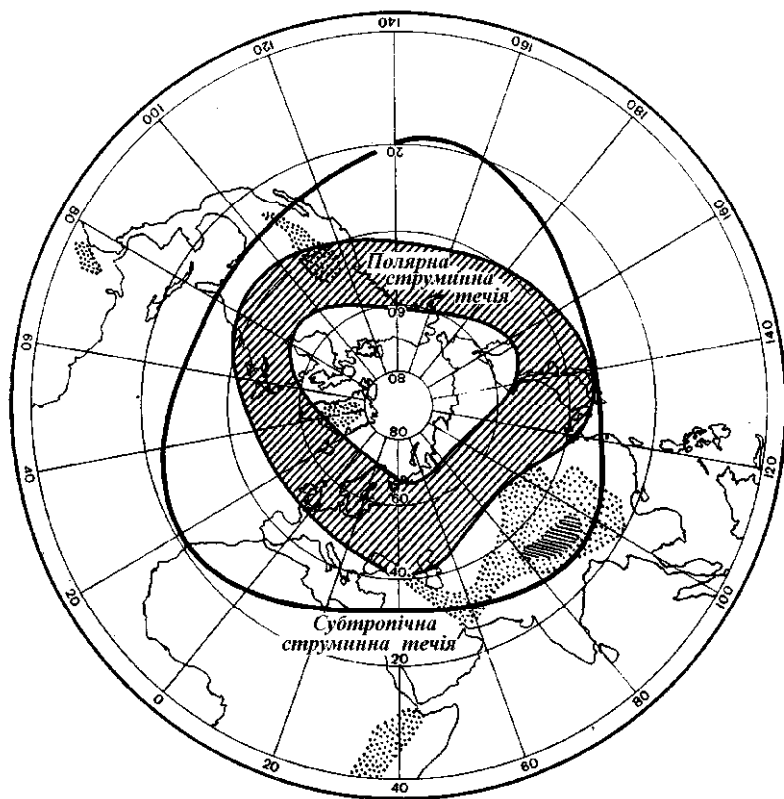


Рисунок 4.33 – Середнє положення осі субтропічної струминної течії взимку та площа (заштрихована) основної активності полярнофронтової струминної течії (Riehl, 1962)

Струминні течії не можна розглядати як однорідні течії навколо усієї Земної кулі; для них скоріше типовим є скупчення сильних вітрів у струминних смугах, що чергуються з ділянками більш слабких вітрів.

Довжина струминної смуги на даній широті пропорційна швидкості вітру, а при заданій швидкості вітру вона більша у низьких широтах та менша – у високих.

У середньому швидкість вітру вище та нижче рівня максимальної швидкості спадає майже лінійно, причому відсоткове змінення з висотою є незалежним від максимальної швидкості вітру.

Зменшення швидкості вдвічі порівняно зі швидкістю на рівні струминної течії спостерігається у середньому на відстані 5 км від цього рівня, причому це зменшення над рівнем максимального вітру відбувається трохи швидше, ніж під ним.

Субтропічна струминна течія є дуже потужною системою вітрів на Земній кулі, в якій, наприклад, над Південною Японією спостерігались швидкості до 130 м/с. Також вона характеризується великою стійкістю як по відношенню до напрямку вітру, так і по географічному положенню. Довжина струминної течії приблизно у 10 разів більша за ширину.

Рамідж (1952) пов'язує значну стійкість положення субтропічної струминної течії в районі 25-30° півн.ш. з впливом Тібетського плато, що представляє собою область холоду, причому холод цей пояснюється, з одного боку, механічним підняттям та адіабатичним охолодженням повітря, що надходить із заходу, а з іншого – сильним радіаційним вихолодженням з обширних поверхонь, покритих снігом.

Субтропічна струминна течія є в основному системою трьох квазістійких хвиль. Короткочасні її зсуви спостерігаються тоді, коли глибокі улоговини позатропічних широт розповсюджуються у субтропіки, але при цьому існує помітна тенденція до швидкого відновлення субтропічних особливостей, характерних для середнього положення субтропічної струминної течії. Середня її широта дорівнює приблизно 27,5° півн.ш. Субтропічна струминна течія виникає в результаті систематичного переносу повітря у напрямку до полюса у верхній гілці осередка Хедлі загальної циркуляції атмосфери при частковому зберіганні абсолютного моменту кількості руху. У відповідності з цим субтропічна струминна течія розташована біля полярної межі цього осередка циркуляції. Відносна незмінність широти струминної течії пов'язана з тим, що осередок Хедлі сам по собі (як механізм зберігання балансу енергії в широкому поясі, у межах якого приток або відтік тепла на різних широтах залишаються порівняно незмінними протягом тривалого часу) характеризується відносною стійкістю положення та інтенсивності. Осереднений по всій півкулі осередок Хедлі влітку виявляється значно слабкішим, ніж узимку, особливо у Північній півкулі, де пасатна течія над великими районами літом змінює свій напрямок на протилежний.

У Південній півкулі коливання інтенсивності субтропічної струминної течії слабкіші, ніж у Північній. Це, очевидно, пов'язано з меншими сезонними змінами інтенсивності циркуляції Хедлі у Південній півкулі, головним чином через різниці у континентальних впливах.

Субтропічна струминна течія розглядається як «розрив» між тропопаузою помірних широт (~250 гПа) та тропічною тропопаузою (~100 гПа).

Як правило, існує два головних фронти зі струминними течіями, що їх супроводжують. Хоча інтенсивність полярного фронту змінюється у просторі та за часом, між 700 та 400 гПа існує відносно безперервна зона концентрованої барокліності навколо півкулі, що пов'язана з висотною струминною течією змінної інтенсивності. Аналогічним чином, особливо у Північній півкулі взимку, існує зона відносно сильної барокліності у верхній тропосфері (у деяких місцях з чітко вираженим фронтом), яка пов'язана з субтропічною струминною течією.

Велика стійкість субтропічної струминної течії свідчить про те, що зберігання її соленоїдального поля може розглядатися як ефект стійкості середньої меридіональної циркуляції, зокрема її досить стійкого тропічного осередка Хедлі.

Улітку у Північній півкулі відбувається переміщення поясів західного переносу на північ; у цьому ж напрямку переміщується і пояс східних екваторіальних вітрів.

Східна струминна течія з максимальними швидкостями вітру у шарі від 150 до 100 гПа добре розвинена, особливо над півднем Азії. Середина літа характеризується максимальною швидкістю східного переносу близько 35 м/с та спостерігається у зоні 10-15° півн.ш. над Аравійським морем, де стійкість цього переносу складає від 96 до 100%. У той час як стійкість напрямку велика, швидкості вітру більше 50 м/с спостерігаються не завжди, а розділяються періодами слабких вітрів.

Як стійке явище *тропічна струминна течія* (у Північній півкулі) різко проявляється тільки на південь від Азії. На схід від Азії та на захід від Африки східна струминна течія значно слабкіша. Коливання інтенсивності цієї течії в залежності від довготи та її відсутність над Атлантичним і Тихим океанами зумовлені впливом материків та океанів на тепловий баланс субтропічних областей. Над материками нагрівання земної поверхні негайно передається в атмосферу головним чином у вигляді явного тепла. Над океанами ж значна частина енергії витрачається на нагрівання поверхневих шарів води та на випаровування, причому інколи частина прихованого тепла звільняється вже над материками. Тому субтропічні райони являють собою влітку сильні локальні джерела тепла, а це знижує коливання температури над океанами.

4.5 Типи повітряних мас і кліматологічні фронти, їх положення та кліматоутворювальна роль

4.5.1 Географічні типи повітряних мас

Повітряні течії в атмосфері Землі є головним транспортером повітряних мас на Земній кулі. Сформовані над районами, різними за географічним положенням та властивостями підстильної поверхні, повітряні маси суттєво різняться між собою за фізичними характеристиками (температурою, вологістю тощо). Зрозуміло, що повітря, яке сформувалось у помірних широтах Атлантики, за своїми властивостями відрізняється від повітря, яке надходить з континенту тих же широт, а тим більш – від повітря з тропічних широт. Навіть у різних секторах Арктики формуються помітно різні за фізичними властивостями повітряні маси і їх вторгнення в ті чи інші райони спричиняють суттєві зміни погоди. Тобто фізичні властивості повітряних мас визначаються географічним положенням району їх формування, характером підстильної поверхні, часом року тощо.

За географічним принципом виділяють такі повітряні маси: *арктична (антарктична), помірних широт, тропічна та екваторіальна*. До того ж їх поділяють на континентальні і морські (крім екваторіальної).

Зазвичай, осередками формування таких повітряних мас є обширні області з однорідною підстильною поверхнею, в яких утворюються антициклони, або райони розташування областей зниженого тиску.

Надамо стислу характеристику різних типів повітряних мас.

Арктичне (антарктичне) повітря формується над льодяними полями Арктики (Антарктики), переважно в період полярної ночі. Воно утворюється з повітряних мас помірних широт, які перетікають у полярні області. Це дуже холодне повітря, з малим вмістом водяної пари і великою прозорістю, сильно вихолоджене знизу, а з висотою температура його зростає. Вторгнення арктичного повітря у помірні широти, яке спричиняє різке і швидке зниження температури повітря, називають «*хвилями холоду*». З ними пов'язані сильні морози взимку і значні весняні та осінні заморозки. Такі «хвилі холоду» в окремі роки досягали Північної Африки та Флориди.

Вертикальна потужність таких повітряних мас незначна (у середньому 2 км, а морського арктичного – 3-5 км). З проникненням на південь арктичні маси повітря розтікаються, потужність їх зменшується і завдяки цьому вони не можуть перевалити через гірські хребти, а огинають їх. Наприклад, це має місце у Закавказзі: арктичне повітря може потрапити туди тільки з північного заходу – з боку Чорного моря або з південного сходу – з боку Каспію. Кримські гори для них також надійна перешкода для проникнення на Південний берег Криму.

Арктичне повітря, яке при зміщенні на південь прогрівається над морем, а влітку – над сушею, набуває нестійкої стратифікації у нижніх шарах з утворенням хмар і конвективних опадів.

Антарктичне повітря поділяють на континентальне, що формується над континентом, і морське, яке сформувалось у високих широтах над океаном.

Континентальне повітря помірних широт (полярне) – найбільш характерна повітряна маса над континентами помірних широт, зокрема над Україною і значними територіями Росії. Його формування відбувається за рахунок морського повітря помірних широт, яке переноситься сюди з Атлантики у системі західних потоків, а також арктичного повітря, яке надходить у ці широти. Взимку формування цього повітря відбувається над сильно вихолодженою поверхнею континенту, який вкрито снігом (Азіатським континентом). Воно дуже охолоджене, особливо знизу. З висотою температура його підвищується.

Морське повітря помірних широт приходить з помірних широт океанів. Переміщення його, головним чином, відбувається разом з циклонами. Над континентами воно перероджується у континентальне повітря помірних широт і тим суттєвіше, чим далі повітря просувається вглиб континенту.

Континентальне тропічне повітря (кТП) формується в основному над степами і пустелями тропічних широт з екваторіального, а також із повітря помірних широт. Осередками його формування влітку є Балканський півострів, південь Європейської частини Росії (СЧР), Мала Азія, Середня Азія, Монголія і Північний Китай. В окремі роки воно може формуватись навіть на сході та південному сході України. Основна відзнака кТП – занадто висока температура, низька відносна вологість, нестійка стратифікація і запиленість. Вторгнення цього сухого та жаркого повітря зумовлює суху і спекотну погоду та може супроводжуватись сухими вітрами – суховіями.

Морське тропічне повітря (мТП) надходить з субтропічних широт океанів, де воно формується в областях високого тиску з екваторіального повітря і частково з повітря помірних широт, яке переміщується у тилу циклонічних серій. Воно характеризується порівняно високою температурою і дуже зволене, особливо у нижніх шарах, а над Атлантикою і Європою це повітря має стійку стратифікацію.

Екваторіальне повітря формується в екваторіальній зоні з тропічного повітря пасатів. Формування відбувається під впливом великої кількості тепла, яке потрапляє сюди у вигляді прямої та розсіяної радіації. Основна властивість екваторіального повітря – висока вологість до значних висот.

Фізичні властивості повітряних мас, набуті в районі зародження, не залишаються постійними. Переміщуючись з районів зародження на інші

території за часом під впливом підстильної поверхні вони змінюють свої первинні характеристики. Відбувається *трансформація повітряних мас*. Так, морське повітря помірних широт, проникаючи до Європи, з пересуванням на схід поступово втрачає властивості морського повітря і перетворюється у континентальне повітря помірних широт. Останнє, проникаючи влітку на південь та південний схід Східної Європи, дуже прогрівається і може перетворюватись на тропічне континентальне повітря. Цей процес трансформації повітряних мас відбувається постійно.

4.5.2 Кліматологічні фронти

Чіткої межі між різними повітряними масами не існує, тому що постійно відбувається процес їх трансформації. Але переміщуючись з одних районів Земної кулі в інші, вони зустрічаються і взаємодіють одна з одною. Вузькі зони у тропосфері, в яких відбувається взаємодія між повітряними масами з різними властивостями, мають назву «*фронтальних розділів*» (зон) і з ними тісно пов'язані процеси цикло- та антициклогенезу. На щоденних приземних картах погоди це синоптичні фронти, які позначаються лініями, і їх називають «*лініями фронту*». Вони виникають, переміщуються та розвиваються через циклонічну діяльність. Зони найбільш частішої взаємодії різнорідних повітряних мас або зони найбільш частого виникнення основних фронтальних розділів отримали назву «*кліматологічних фронтів*». Таким чином, *кліматологічні фронти* – це *багаторічне середнє положення основних синоптичних фронтів*, які дозволяють скласти уявлення про райони переважання циклонічної діяльності. Вони відіграють важливу роль в розумінні циркуляційних механізмів формування клімату.

Кліматологічні фронти поділяють на *арктичний (антарктичний), полярний (фронт помірних широт) і тропічний*.

Арктичний (антарктичний) кліматологічний фронт являє собою зону, де найчастіше взаємодіє арктичне (антарктичне) повітря з повітрям помірних широт. *Полярний* фронт розділяє зони переважання тропічного повітря і повітря помірних широт. Кінці полярних фронтів, що проникають далеко вглиб тропіків, отримали назву «*пасатних фронтів*». Ці фронти є зоною конвергенції більш теплих і більш холодних мас тропічного повітря, яке циркулює в системі субтропічних антициклонів. До того ж виділяють *тропічний фронт*, який розташовується в районах, де найчастіше тропічне повітря взаємодіє з екваторіальним.

Слід зазначити, що поняття «*тропічний фронт*» не дуже відповідає суті цього явища. Повітряні маси, які він розділяє, майже не різняться за своїми властивостями. Такими повітряними масами можуть бути пасати Південної та Північної півкулі, які зустрічаються поблизу екватора. У

цьому разі тропічний фронт – це поверхня розділу пасатів двох півкуль. Але це визначення слушно для тих випадків, коли пасат однієї півкулі (наприклад, Південної влітку) досить швидко перетинає екватор і зберігає свої властивості (головним чином, стійку вертикальну стратифікацію). Пасат Південної півкулі в цьому разі є відносно холодною повітряною масою. Але значних відмінностей у властивостях цих повітряних мас не спостерігається: вони відносно сухі (або відносно вологі) без суттєвих розбіжностей за температурою.

Якщо ж пасат входить в екваторіальну зону слабких вітрів, він трансформується і витікає з неї у вигляді вологонестійкої екваторіальної повітряної течії: в такому разі про тропічний фронт можна говорити як про зону зустрічі екваторіального і тропічного повітря. Але і в цьому випадку екваторіальна течія є ні чим іншим, як пасатом другої півкулі. А риси «несприятливої» погоди, характерні для фронтів взагалі, тут пов'язані зі сходженням повітряних течій і розвитком завдяки цьому вертикальних рухів, що призводить до хмароутворення та значних опадів.

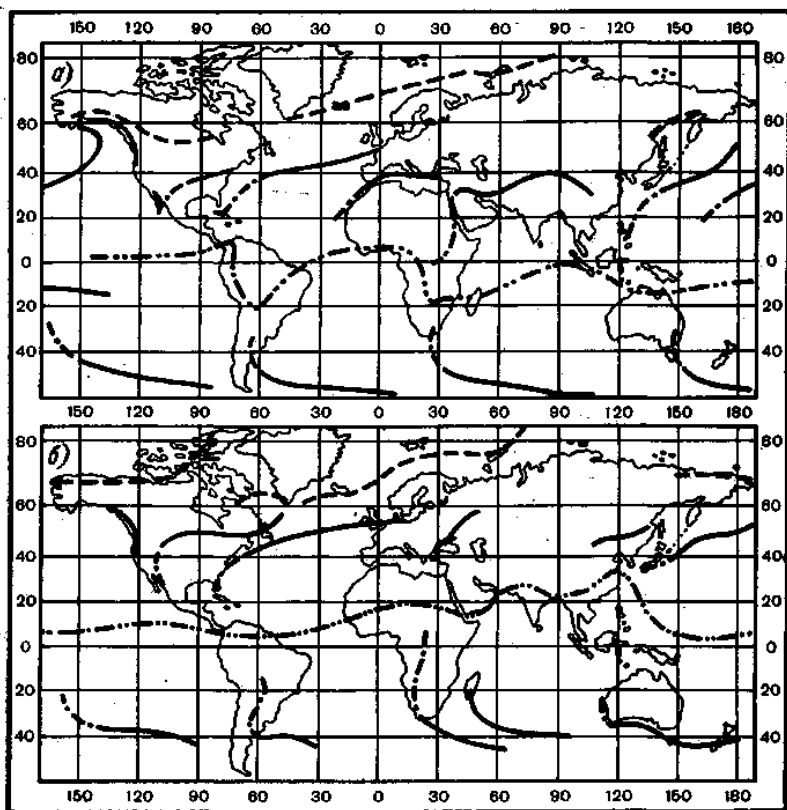
Таким чином, тропічний фронт є ні чим іншим, як зоною збіжності (конвергенції) повітряних потоків, тому він отримав назву «*внутрішньотропічної зони конвергенції*» (ВЗК).

Для кліматологічних фронтів характерним є значне сезонне зміщення за широтою. Влітку відповідної півкулі вони розташовуються у більш високих широтах у порівнянні із зимовим періодом. І за їх положенням можна скласти уявлення про те, в яких районах переважають ті чи інші повітряні маси протягом року або в окремі сезони.

Перші карти географічного розподілу кліматологічних фронтів були побудовані С.П. Хромовим у 1940 році. З часом їх положення уточнювалось не тільки за даними про тиск і вітер, але й з врахуванням розподілу таких важливих чинників, як хмарність та опади, які тісно пов'язані з фронтальними розділами.

Для розуміння різноманітності кліматичних умов на Земній кулі розглянемо географічне положення кліматичних фронтів у січні та в липні, яке представлено на рис. 4.34.

У *січні* у Північній півкулі розташовані дві гілки *арктичного фронту*: одна – на півночі Атлантичного океану та півночі Євразії (в межах широт 65-75°), друга – на півночі Північноамериканського материка (де вона зміщується до широти 60°) і над архіпелагом арктичного сектора Америки. Області на північ від арктичного фронту зайняті переважно арктичним повітрям. В окремих випадках цей фронт може займати положення, яке значно відрізняється від середнього. Він відповідає зоні досить розвинутої циклонічної діяльності, особливо в північній частині Атлантики. При виникненні циклонів та антициклонів фронти переміщуються і разом з вторгненнями арктичного повітря можуть проникати далеко на південь.



----- арктичний; ————— помірних широт;
 - · - · - · пасатний; · · · · · тропічний

Рисунок 4.34 – Кліматологічні фронти у січні (а) та липні (б)

У Південній півкулі добре вираженим є *антарктичний* фронт, який оточує материк Антарктиди.

Між 30 і 50° широт обох півкуль спостерігається низка *полярних фронтів* (або *фронти помірних широт*), які розділяють області переважання повітря помірних широт і тропічного повітря. У Північній півкулі спостерігаються шість гілок. Вони розташовані таким чином: над Атлантичним океаном (від Флориди до Ла-Маншу) по південній периферії Ісландської депресії, над Середземним морем, в Азії приблизно вздовж північної межі Тибету (вздовж Тянь-Шаня, Куньлуня і Няншаня), дві

гілки над Тихим океаном (від Філіппінських островів до західних берегів Канади) і над півднем Північної Америки.

У Південній півкулі полярні фронти розташовані головним чином над океанами в більш вузькій зоні ($40-50^{\circ}$) і складаються з чотирьох гілок. Дві з них знаходяться у Тихому океані та по одній в Атлантичному й Індійському океанах. Кінці полярних фронтів проникають далеко до тропіків у вигляді *пасатних* фронтів (за С.П. Хромовим). Вони розділяють у тропіках вже не повітря помірних широт від тропічного, а різні маси тропічного повітря – більш «свіжого» і більш «старого», які відносяться до різних субтропічних антициклонів.

Тропічний фронт або ВЗК також розпадається на декілька гілок і суттєво змінює своє положення від сезону до сезону, що визначається сезонними змінами у розподілі атмосферного тиску, які у свою чергу пов'язані зі зміщенням смуги найбільшого нагріву. На кліматологічних картах ВЗК представлена лінією, яка охоплює всю Земну кулю. У січні вона розташована над Південною півкулею і особливо далеко відхиляється до півдня разом з низкою гілок екваторіальної улоговини над нагрітими материками цієї півкулі.

У липні положення *арктичних* і *антарктичних* фронтів мало змінюється порівняно з січневим. Влітку над океанами вони виражені гірше, ніж у зимовий період, через зменшення температурних контрастів.

Полярні фронти у Північній півкулі трохи зміщені до півночі порівняно з січнем, особливо над прогрітими континентами, і їх середнє положення – біля 50 -ї паралелі. У Східній Європі, Азії та Тихому океані вони проходять між паралелями 40 і 60° півн.ш. і утворюють *східноєвропейську*, *східноазійську* (*монгольську*) і *тихоокеанську* гілки фронту помірних широт, які досягають тропічної зони і створюють пасатні фронти.

У Південній півкулі полярні фронти дещо зміщені до екватора і проходять у зоні $30-40^{\circ}$.

Внутрішньотропічна зона конвергенції у липні розташована у Північній півкулі. Особливо далеко вона зміщена на північ над Індією (до підніжжя Гімалаїв) і пониззя річки Яньцзи, що пов'язано зі зміщенням на північ смуги найбільшого нагрівання. Як і фронти більш високих широт, ВЗК може розпадатись на декілька гілок.

Таким чином, від сезону до сезону активність кліматологічних фронтів змінюється. Океанічні гілки більш активні взимку, континентальні – влітку. Всі вони від січня до липня мають тенденцію зміщуватися до півночі, а від липня до січня – у протилежному напрямку. Це дозволяє встановити, в яких областях Землі протягом року переважають повітряні маси одного типу, а в яких відбувається їх зміна від сезону до сезону. Саме це і є основним критерієм для генетичної класифікації кліматів, розробленої Б.П. Алісовим (розділ 6).

Для ілюстрації ролі кліматологічних фронтів у формуванні кліматичних умов окремих районів Земної кулі розглянемо декілька прикладів. Перш за все зазначимо, що з кліматологічними фронтами арктичних і полярних широт (особливо у Північній півкулі) пов'язана інтенсивна циклонічна діяльність, яка визначає перенос теплих повітряних мас у високі широти і вторгнення холодних мас у низькі. Так, на фронтах, розташованих над Атлантичним океаном, циклонічна діяльність розвинута протягом усього року, що сприяє зволоженню північно-західної Європи: на півночі Норвегії (70° півн.ш.) кількість опадів за рік перевищує 1000 мм. До того ж, атлантичні циклони, які зміщуються на схід, переносять вологу вглиб континенту і визначають зволоження усієї Європи.

Прикладом кліматоутворювальної ролі кліматологічних фронтів може бути і *середземноморська* гілка полярного фронту, яка розвинута тільки у холодну пору року. Цей фронт – зона взаємодії повітряних мас азорського та африканського походження, з одного боку, і європейського повітря помірних широт, з іншого. І саме його наявність визначає режим зволоження усього середземноморського басейну, тому що у тепле півріччя переважає антициклональна погода і опади тут майже відсутні. Так, наприклад, на півдні Сицилії (Палермо) річна кількість опадів становить майже 750 мм. Це, головним чином, опади зимових місяців. Багаторічна їх кількість у грудні становить 115 мм, у липні – не перевищує 8 мм (табл. 4.1).

Таблиця 4.1 – Річний хід опадів (мм) в Палермо
(38°07' півн.ш., 13°21' сх.д.)

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
99	84	70	66	34	16	8	14	37	98	99	115	749

Такий тип річного ходу опадів і відповідний до нього тип клімату отримав назву *середземноморського*.

Значна частина циклонів, які виникають на *середземноморській* гілці полярного фронту, переміщується на північ і північний схід («*південні циклони*»). Вони відіграють визначну роль у переносі тепла та вологи, а отже, і формуванні погодних умов та клімату не тільки у країнах, прилеглих до Середземного моря, але й у країнах, розташованих на північ та північний схід від нього.

Ще одним прикладом кліматоутворювальної ролі кліматологічних фронтів може бути *іранська* гілка полярного фронту, яка взимку формується вздовж гірських хребтів Ірану, Афганістану і Тибету. За характером вона континентальна і є зоною взаємодії мас континентального тропічного повітря аравійського походження і повітря помірних широт

Азії. Винятково тут спостерігається морське тропічне повітря Середземного моря та Індійського океану. Через сухість переважних континентальних течій тут при проходженні циклонів опадів випадає дуже мало. Але саме ця суха гілка полярного фронту і визначає режим зволоження даного регіону (Месопотамії та Ірану). Якщо у Тегерані у липні випадає близько 1 мм опадів, то у січні їх кількість становить 46 мм, що в цілому за рік формує у багаторічному розрізі 253 мм опадів (табл. 4.2).

Таблиця 4.2 – Річний хід опадів (мм) в Тегерані
(35°41', півн.ш., 51°27' сх.д.)

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
46	30	48	36	13	2	1	1	1	9	32	34	253

Влітку активізуються континентальні гілки полярного фронту – *східноєвропейська і східноазіатська*. Вони виникають при зустрічі повітря помірних широт та тропічного повітря, яке є результатом трансформації повітря помірних широт. Положення згаданих гілок пов'язане з областями, де завершується ця трансформація: у Західній Європі в антициклонах над південними і, головним чином, над південно-східними районами; у Східній Азії трансформація відбувається в областях зниженого тиску над пустелями і напівпустелями Центральної Азії. У першому випадку винос тропічного повітря на північ здійснюється по західній периферії антициклонів, а у другому – по східній периферії баричної депресії. Одна з гілок, *східноазіатська*, – зона взаємодії сухого континентального повітря помірних широт і тропічного континентального повітря. Циклонічна діяльність на цій гілці полярного фронту не спричиняє значної кількості опадів. Однак лише завдяки їй влітку трохи зволожуються північно-східні райони Монголії, де зима дуже посушлива. Так, в Улан-Баторі багаторічна кількість опадів за рік становить тільки 101 мм і вона формується за рахунок опадів теплого періоду (у липні випадає 33 мм, у січні – 0 мм).

Таблиця 4.3 – Річний хід опадів (мм) в Улан-Баторі
(47°55'півн.ш., 106°50' сх.д.)

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
0	0	0	3	5	13	33	28	10	3	3	3	101

На тропічних фронтах також виникає циклонічна діяльність, але поблизу екватора вона проходить мляво і не відіграє таку значну роль в

утворенні опадів, як у помірній зоні. Над континентами тропічні фронти взагалі відрізняються сухістю, і опади випадають за холодними ділянками фронту з вологого й нестійко стратифікованого екваторіального повітря.

Таким чином, кліматологічні фронти як зони переважання взаємодії різних за походженням повітряних мас, дозволяють виявити райони активної циклонічної діяльності та оцінити їх кліматоутворювальну роль.

4.6 Особливості атмосферної циркуляції у тропіках

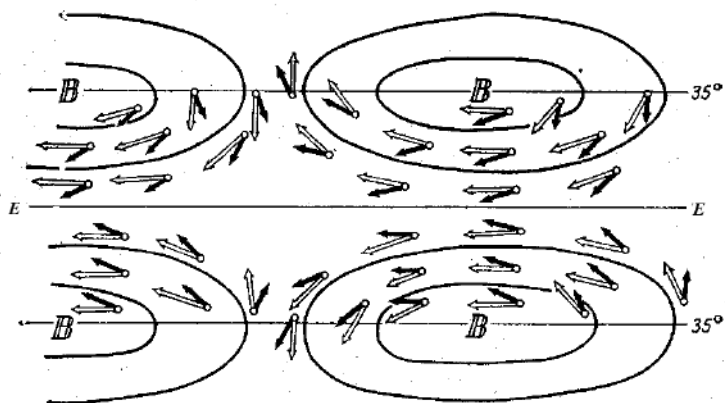
Характерною особливістю циркуляції у тропіках, тобто в межах широт 30° на південь і північ від екватора, є значна (у порівнянні з помірними широтами) сталість циркуляційних систем. Циркуляційні процеси у низьких широтах відбуваються взагалі незрівнянно менш інтенсивно, тому що міжширотні градієнти температури і тиску не зазнають таких різких неперіодичних змін, як у середніх та високих широтах. Винятком є тропічні циклони, які виникають в екваторіальній зоні. Тому сезонні явища погоди тут більш чітко виражені, ніж у позатропічних широтах. До того ж основні риси у розподілі тиску тут зберігаються протягом року (на відміну від високих широт): тропічний пояс межує з півночі і з півдня зі смугами високого тиску, які мають більш-менш суцільну протяжність тільки взимку відповідної півкулі, а влітку – розриваються над континентами. У цій зоні можна розпізнати пасати, літній або зимовий мусон і внутрішньотропічну зону конвергенції, яка розташована в екваторіальній улоговині. Розглянемо ці системи циркуляції більш детально.

4.6.1 Пасати та їх кліматоутворювальна роль

Між субтропічними поясами високого тиску і екваторіальною улоговиною у нижній частині тропосфери спостерігаються доволі стійкі та сильні вітри (до 5-8 м/с біля земної поверхні), які утворюються на повернутій до екватора периферії субтропічних антициклонів обох півкуль і називаються *пасатами*. Вони є найбільш стійкими повітряними течіями, які охоплюють над океанами майже всю внутрішньотропічну зону: пасати покривають значну площину від 20° широти у зимовій півкулі і 30° широти у літній півкулі до екваторіальної улоговини. У будь-яку пору року більше третини поверхні Землі знаходиться під їх впливом.

Пасати Північної півкулі мають північно-східний напрямок, пасати Південної – південно-східний (рис. 4.35). З наближенням до екватора східна складова пасатів збільшується і вони зливаються зі східними повітряними течіями, які охоплюють всю тропосферу і стратосферу.

Встановлено, що на висотах над пасатами мають місце вітри з переважанням західної складової, тобто такі, які характерні для середньої та верхньої тропосфери позатропічних широт. Їх назвали *антипасатами*. Вважалося, що вони мають напрямок, протилежний приземному напрямку пасатів. Але подальші спостереження цього не підтвердили. Було встановлено, що *антипасати* – *взагалі західні вітри*, такі ж, як і у більш високих широтах на тих же рівнях. У західному потоці зазвичай розвиваються хвилеподібні збурення, які і визначають меридіональну складову. На деяких меридіанах вона може мати протилежний напрямок, але в середньому багаторічному для усієї зони вона спрямована від екватора до високих широт.



Криві – ізобари субтропічних антициклонів;
суцільні стрілки – вітри біля земної поверхні;
подвійні стрілки – вітри над рівнем тертя

Рисунок 4.35 – Схема переносу повітря в зоні пасатів
(за Хромовим)

Майже всюди над океанами пасати обох півкуль зустрічаються. У східній частині Тихого та Атлантичного океанів південно-східний пасат в усі пори року перетинає екватор і перетікає до Північної півкулі, а зона зустрічі пасатів обох півкуль розташована на північ від екватора. На заході океанів така зустріч відбувається тільки влітку Північної півкулі. Взимку північно-східний пасат поширюється на Південну півкулю. Зона його зустрічі з південним пасатом в Індійському океані розташовується на південь від екватора. Влітку ж взагалі на північ від екватора пасатів немає, їх відтісняє більш потужна течія – літній мусон.

Океанічні пасати не є однорідною повітряною течією. У східній частині океанів на деякій відстані від екватора вони мають знизу прошарок у декілька сотень метрів відносно холодного повітря, що надає пасату різко виражену вертикальну стійкість, і небо тут більшу частину року ясне. Цей холодний прошарок, який сприяє виникненню температурної інверсії у нижньому шарі пасатів (*пасатна інверсія*), виникає через заток по східній периферії субтропічного антициклону більш холодного повітря помірних широт. До того ж додаткову роль відіграють холодні океанічні течії, які омивають західні береги континентів у тропічних широтах, і, проходячи над ними, повітряна маса додатково вихолоджується. Формуванню інверсій сприяють і низхідні рухи у системі антициклону. Ці пасатні інверсії розташовані зазвичай нижче рівня конденсації. Вони не сприяють розвитку конвекції та заважають утворенню хмар. Завдяки цьому опади тут – велика рідкість і, наприклад, пустелі Північної Африки, виходять навіть до океану. Аналогічна картина має місце і в Тихому океані. Типовий розподіл температури повітря з висотою у пасатах надано на рис 4.36.

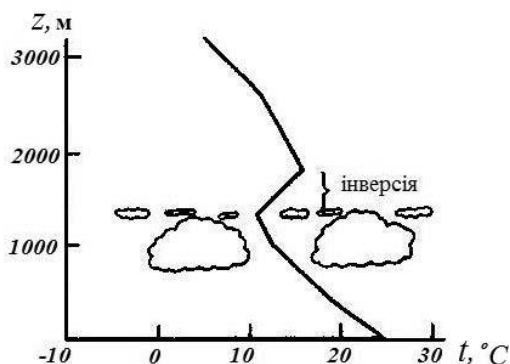


Рисунок 4.36 – Типовий розподіл температури повітря з висотою у пасатах

З наближенням до екватора і у західній частині океанів пасати більш однорідні по вертикалі і несуть вологе, нестійко стратифіковане повітря з екваторіальних широт. Додатково сприяють формуванню нестійкої стратифікації й теплі океанічні течії, які омивають східні береги континентів. Пасатна інверсія тут розташована значно вище від рівня конденсації (рис. 4.37, 4.38) і не є перешкодою для розвитку інтенсивної конвекції і хмароутворення. Все це сприяє випадінню рясних опадів майже протягом усього року (східні райони Південної Америки).

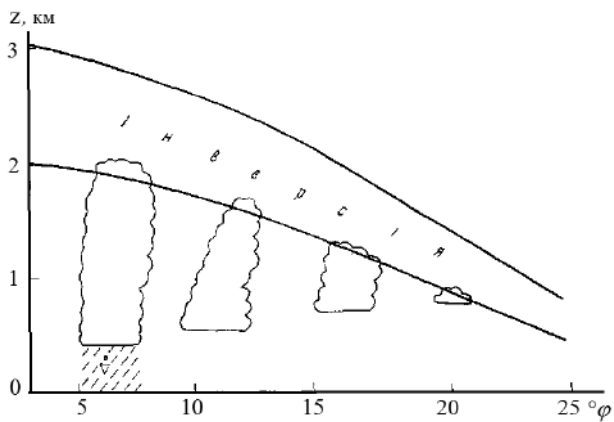


Рисунок 4.37 – Схематичний вертикальний розріз уздовж меридіану через пасатну зону (за Ньювольтом)

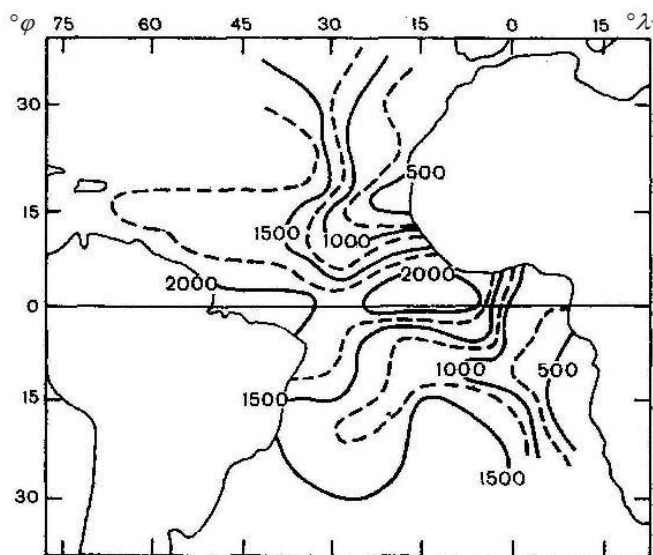


Рисунок 4.38 – Висота нижньої межі шару пасатної інверсії (м) в Атлантиці

У географічному плані зона пасатних вітрів разом із зоною затишшя, характерною для центральних районів субтропічних антициклонів, також зазнає сезонних зміщень (згідно із загальною тенденцією сезонних коливань поля атмосферного тиску). Влітку вона займає більш північне положення, ніж взимку.

4.6.2 Мусони та їх кліматоутворювальна роль

4.6.2.1 Загальні відомості про мусони

Важливе місце у загальній циркуляції атмосфери займає мусонна циркуляція, для якої властива зміна напрямку повітряних течій від сезону до сезону. У деяких районах Земної кулі, особливо у тропічних широтах, вона відіграє визначну роль у формуванні клімату. Ця циркуляційна система має чітко виражений сезонний характер і є стійкою, що зумовлено своєрідністю розподілу атмосферного тиску протягом теплого і холодного півріч над континентами та океанами через різницю їх термічного режиму влітку і взимку. За С.П. Хромовим *«мусон – це такий режим загальної циркуляції атмосфери у великій географічній області, за якого вітри одного напрямку у кожному місці цієї області різко переважають над іншими, а сам переважний напрямок вітру від зими до літа і від літа до зими змінюється на протилежний або близький до протилежного»*. До протилежних відносяться напрямки, кут між якими становить $\geq 120^\circ$, а до різко переважного – напрямок, повторюваність якого $\geq 40\%$. Мусон поділяють на літній та зимовий. Області Земної кулі, де повторюваність протилежних напрямків вітру взимку і влітку менша за 40%, відносять до областей з *«мусонною тенденцією»*.

Зазначимо, що стійкість в розподілі тиску при мусоні зовсім не означає, що протягом сезону над даним районом спостерігається один і той же антициклон або одна й та ж депресія. Наприклад, над Східною Азією взимку послідовно змінюється декілька антициклонів, кожен з яких зберігається досить довго. У підсумку число днів з антициклонами значно перевищує число днів з циклонами, що відбивається на багаторічній середній кліматологічній карті.

Мусони здавна привертали увагу дослідників. Але й дотепер існують різні точки зору на причини їх формування. Одна з них – термічна, про яку згадувалось вище. Суть її в тому, що завдяки сезонним змінам термічних умов над океанами і сушею відбуваються сезонні зміни в розподілі тиску. Переважний баричний градієнт різко змінює свій напрям від сезону до сезону, а разом з тим змінюється і напрямок вітру. Так, влітку суша прогрівається сильніше за водну поверхню океану і над нею формується поле зниженого тиску, завдяки чому повітряні течії спрямовані з океану на

суші. Взимку – навпаки: при збільшенні тиску над більш холодним континентом мусон спрямований з суші на океан.

Дослідження мусонів Далекого Сходу й Південно-Східної Азії дозволили встановити наявність двох стадій розвитку мусону: в першій з них, приблизно наприкінці квітня, у травні та червні, головна роль належить саме термічному фактору. У цей час, коли вже досить прогріта поверхня суші й формуються помітні розбіжності у значеннях тиску між континентами та океанами, структура мусону подібна до схеми бризової циркуляції. А це означає, що мусон має горизонтальну вісь, тобто дві гілки: у нижньому шарі – це мусон, а на висоті приблизно 3 км – антимусон. В цьому випадку він являє собою замкнену циркуляційну комірку великого масштабу. Друга стадія розвитку мусону (липень-вересень) характеризується завершенням розвитку ЦДА (Іранської депресії та Гавайського антициклону). У цей період головна роль належить вже динамічному (циркуляційному) фактору: мусон тепер має вигляд потужного потоку морського тропічного повітря з вертикальною віссю в системі добре розвинутого Гавайського антициклону. Він спостерігається до висоти 8 км.

Згідно з іншою теорією (Хромов, Флон) мусон є результатом сезонного зсуву планетарних зон вітрів. Це призводить до того, що на межі планетарних зон відбувається сезонна зміна вітру. В такому разі мусонна циркуляція (у відповідності до визначення) спостерігається не тільки на межі океанів і континентів, а й над однорідною підстильною поверхнею.

А.І. Воейков запропонував термін «*мусонний комплекс погоди*», під яким розуміється специфічний режим погоди («*мусонний метеорологічний комплекс*»): влітку підвищений вологовміст повітря, що надходить з океану, значна повторюваність хмар, велика кількість опадів; взимку, навпаки: сухе повітря, що приноситься з континенту, мала хмарність і відсутність опадів (або незначна їх кількість). Тобто, мусонний комплекс погоди визначає річний хід опадів – чітко виражений максимум у теплий період і мінімум у холодний. Виходячи з цього, введено термін «*мусонний тип клімату*», основна особливість якого – річний хід опадів. В деяких районах підвищенню опадів у період літнього мусону сприяє рельєф. Так, на південному сході Індії, де розташована найміцніша гірська система – Гімалаї, яка є перешкодою на шляху літнього вологого мусону, розташовано місто Черапунджи – найвологіше місце на Земній кулі з найбільшою річною кількістю опадів (у багаторічному середньому приблизно 12000 мм; у січні в середньому – не більше 10 мм).

У відповідності до зміни положення та інтенсивності ЦДА, а також широтного розташування областей з мусонною циркуляцією на Земній кулі їх поділяють на мусони тропічних і позатропічних широт. Головна відмінність між ними в тому, що мусони тропічних широт – це циркуляція великого масштабу в екваторіальних та тропічних широтах, в якій беруть

участь повітряні маси обох півкуль: вони перетікають з одної півкулі в іншу в залежності від сезону року (через температурні розбіжності між зимовою і літньою півкулями). У позатропічних мусонах циркулюють повітряні маси тільки однієї півкулі, що зумовлено температурними розбіжностями між континентами та океанами у півкулі. В свою чергу в області тропічних широт виділяють тропічну мусонну область, що розташовується між 20° півн.ш. і 20° півд.ш., і дві субтропічні, які розташовані між 30° і 40° ш. в обох півкулях. У позатропічних широтах Північної півкулі виділяють зону мусонів помірних широт (у межах 50-60°) і полярну зону (біля 70° півн.ш.). Остання виділяється з врахуванням тільки зміни панівного напрямку вітру, але різниці в характері умов погоди літнього і зимового сезонів тут не спостерігається.

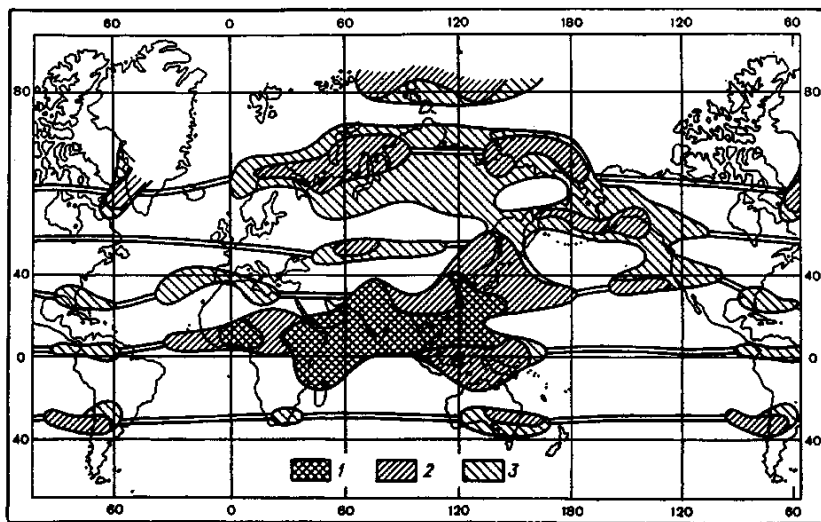
З врахуванням мусонного комплексу погоди на Земній кулі А.І. Восійков виділив 5 районів, де цей показник чітко проявляється. За географічним положенням вони отримали такі назви: *Індійський мусон*, *мусон Південно-східної Азії*, *Гвінейський мусон* (на західному узбережжі Африки), *Північно-австралійський мусон*, *Далекосхідний мусон*. Зараз виділяють також тропічні мусони і на Американському континенті, але вони слабо розвинені. Можна говорити і про мусон у східній частині Африки, але як влітку, так і взимку він не приносить опадів: повітря, яке надходить сюди з Індійського океану, проходячи над холодними течіями, що омивають східні береги Африки, не збагачується вологою. Таким чином, у середині тропіків мусонна циркуляція спостерігається на значних просторах басейну Індійського океану (над усім північним Індійським океаном, Індостаном, Індокитаєм, Південним Китаєм, Індонезією, над низькими широтами південного Індійського океану аж до Мадагаскару) і Північної Австралії, а також над великими площами Екваторіальної Африки.

Мусонні області об'єднуються у зони, витягнуті вздовж широтних кіл. Зональність порушується тільки на сході Азії, де утворюється меридіональна смуга мусонів, що є результатом злиття трьох зон, які оконтурюють периферійні райони Євразійського материка з півночі, сходу та півдня. Циркуляційні процеси виникнення мусонів у них різняться і не спостерігається чіткого переважання напрямку вітру. У цій смузі область на південь від 20° півн.ш. – зона тропічних мусонів, де мають місце найбільш стійкі мусони; в межах широт від 20 до 43° півн.ш. – зона субтропічних мусонів, яка охоплює Китай, Корею, Японію, південну частину Примор'я і поширюється вглиб материка до 105° сх.д.; на північ до 65° півн.ш. – зона мусонів помірних широт (мусони Далекого Сходу).

Природа мусонів у цих зонах та основні механізми їх формування різні. Так, наприклад, тропічний мусон взимку утворюється при взаємодії екваторіальної улоговини і Сибірського антициклону, а влітку – Іранської (Азіатської) депресії та Південно-індійського антициклону. Субтропічний

мусон формується завдяки взаємодії Іранської депресії і відрогу Тихоокеанського (Гавайського) антициклону влітку, Сибірського антициклону і південно-західної улоговини Алеутського мінімуму взимку.

Розташування мусонних областей і повторюваність протилежних напрямків вітру в них представлено на рис. 4.39.



Примітка. Заштриховані області вказують на повторюваність кута між переважним напрямком вітру у січні та липні від 120 до 180°:
1 – більше 60%; 2 – 40-60%; 3 – менше 40%

Рисунок 4.39 – Розподіл мусонних областей по Земній кулі

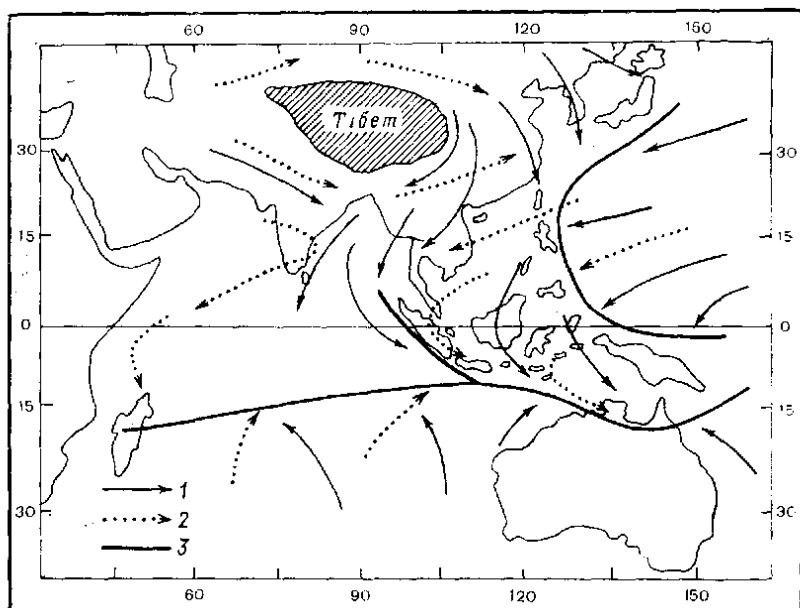
Дійсно, мусони тропічних широт – неоднорідне явище. Деякі дослідники серед них виділяють також *екваторіальні мусони*, які займають області між зимовим та літнім положенням тропічного фронту (*мусони Індії, Гвінейського узбережжя Атлантики*) і *субтропічні*. До останніх у Північній півкулі належать всі мусони Азіатського континенту. Тому їх іноді розглядають під єдиною назвою – «*Азіатський мусон*», найбільш розвинутий сезонний механізм загальної циркуляції атмосфери. Розглянемо деякі мусонні циркуляційні системи.

4.6.2.2 Мусонні циркуляційні системи

Азіатський мусон. У систему Азіатського мусону – найбільш інтенсивної з усіх відомих мусонних повітряних течій, входить *Індійський мусон*. Виникнення його пов'язано зі змінами тиску у Північній та Південній півкулях взимку і влітку.

Як вже зазначалось, у Північній східній півкулі *взимку* утворюється Сибірський антициклон, який охоплює великі простори Азіатського континенту. Сильне радіаційне вихолодження сприяє існуванню цього антициклону протягом усіх зимових місяців. Із області антициклону у напрямку до екваторіальної улоговини, яка змістилась у Південну півкулю, відбувається відтік холодного повітря через Китай на південь і південний схід. Гіндукуш і гірські системи Афганістану, Гімалаї та Тибет є потужною перешкодою для північно-східних потоків на південній периферії Сибірського антициклону. Тому над Індією зимовий мусон характеризується слабкими та нестійкими вітрами від східних до північно-східних напрямків над сходом країни та до північних і північно-західних – на заході. Але далі на південь над Аравійським морем та північно Індійського океану вже переважають стійкі північно-східні течії зимового мусону, які перетинають екватор і під дією сили Коріоліса стають північно-західними над півднем Індійського океану. Вони поширюються до 10-15° півд.ш., де зустрічаються з південно-східним пасатом, який дме по повернутій до екватора периферії Маскаренського антициклону, формуючи гілку ВЗК. Свого повного розвитку зимовий мусон досягає у грудні (рис. 4.40).

Влітку з перебудовою баричного поля змінюються і повітряні течії. Так, протягом червня, липня, серпня та вересня у нижній тропосфері над Аравійським морем, Індостаном та Бенгальською затокою панують південно-західні повітряні течії. Це – літній Індійський мусон, виникнення якого зумовлено низкою причин. Вже у березні атмосферний тиск над півднем Азії і північною Африки починає зменшуватись, а до травня тут утворюється велика область зниженого тиску – Іранська депресія. Одночасно у південній частині Індійського океану восени (у березні) атмосферний тиск у Південноіндійському (Маскаренському) субтропічному антициклоні починає зростати. Тому у травні біля поверхні землі виникає баричний градієнт, спрямований з Південної півкулі у Північну. Південно-східний пасат, який дме на повернутій до екватора периферії цього антициклону, у квітні-травні перетинає екватор. Під впливом сили Коріоліса пасатний потік відхиляється вправо, стає південно-західним і перетворюється на літній південно-західний мусон.

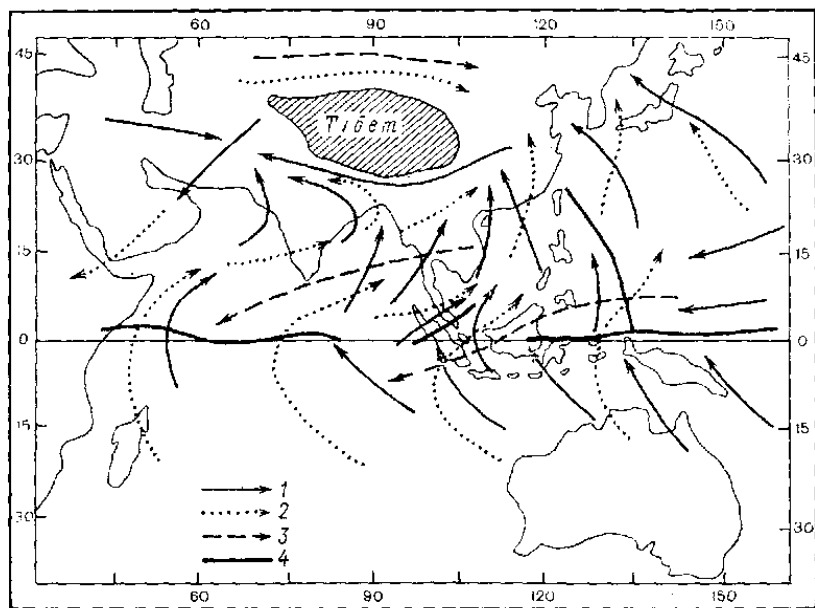


- 1 – вітри біля поверхні землі;
- 2 – вітри на рівні 700 гПа;
- 3 – положення ВЗК

Рисунок 4.40 – Зимовий Азіатський мусон

У травні цей потік над Аравійським морем охоплює лише крайній південь півострова Індостан, Шрі-Ланку, поширюється на Бенгальську затоку і Андаманське узбережжя. Далі протягом червня і першої половини липня південно-західний мусонний потік, поширюючись на північ, охоплює всю Індію. З вересня мусон починає відступати і до грудня південно-східні течії над Індією припиняються. Між тим у вересні низький тиск над Сибіром вже замінюється на високий, хоча над Південною Азією тиск у термічній депресії ще залишається низьким. До грудня баричне поле повністю перебудовується: над всією Азією панує потужний Сибірський антициклон, а екваторіальна улоговина зміщується у Південну півкюлю. Встановлюється баричний градієнт, спрямований від Азіатського материка на океан (рис. 4.41).

Південно-західні повітряні течії літнього мусону і північно-східні течії зимового мусону спостерігаються у нижній половині тропосфери до



1 – вітри біля поверхні землі; 2 – вітри на рівні 700 гПа;
3 – вітри на рівні 500 гПа; 4 – положення ВЗК

Рисунок 4.41 – Літній Азіатський мусон

висоти 4-5 км. Вище цього рівня до верхньої межі тропосфери взимку панують західні повітряні течії. Завдяки тому, що у цей час над Індією переважає тропічне повітря, у верхній половині тропосфери виникає суттєвий перепад температури. Великий термічний градієнт визначає значну швидкість термічного вітру, у зв'язку з чим вздовж північної межі Індії західні повітряні течії на поверхні 200 гПа мають характер *струминних течій*.

Влітку високо піднята в атмосферу поверхня Тибетського нагір'я дуже сильно нагрівається і над Тибетом утворюється висотний, так званий «Тибетський антициклон». На його південній периферії встановлюються східні потоки, які охоплюють усю верхню половину тропосфери. Тобто над південно-західними течіями літнього мусону панують східні повітряні течії верхньої тропосфери.

Переважання переносу повітря взимку з материка на океан, а влітку – з океану на материк призводить до важливих особливостей погоди і клімату в Індії. Літній мусон несе вологе екваторіальне повітря і тому з

ним пов'язані рясні опади та деяке зниження температури. Однак треба мати на увазі, що для утворення опадів необхідно, щоб був не тільки великий вологовміст повітря, але й інтенсивний розвиток процесів, які призводять до конденсації водяної пари. Одним з них є термічна конвекція, яка посилюється орографічними висхідними потоками, що утворюються за рахунок підняття повітря вздовж південних схилів численних гірських хребтів Південної Азії (р-н Черапунджи). В Індії 75% усієї кількості опадів випадає під час літнього мусону. Різко виражений сухий сезон припадає на період зимового мусону.

Слід зазначити, що південно-західні повітряні течії та пов'язані з ними опади не залишаються незмінними протягом усього періоду літнього мусону. В дійсності мусон зазнає неперервних змін у інтенсивності, що спричиняє то посилення південно-західних течій і опадів, то послаблення мусонної циркуляції, яке супроводжується періодами сухої погоди – *перебоями мусону*. Не залишається він незмінним і від року до року як за датами початку та припинення, так і за інтенсивністю. Аномально інтенсивний літній мусон в Індійському океані спостерігався влітку 2010 року, що призвело до посилення південно-західних течій і занадто великої кількості опадів. Наслідком цього були значні руйнування у Пакистані, Індії, на півдні та південному сході Китаю: річки, які вийшли з берегів, призвели до великих повеней, зсувів та інших руйнувань. Через це більше 2 млн людей постраждало, 2 тис. загинуло, а 3,5 млн людей стали біженцями.

Режим тропічних мусонів у басейні Індійського океану існує не тільки в Індії, але й в усій Південній і Південно-Східній Азії, разом з Південним Китаєм, а також поширюється на Австралію та Індонезію.

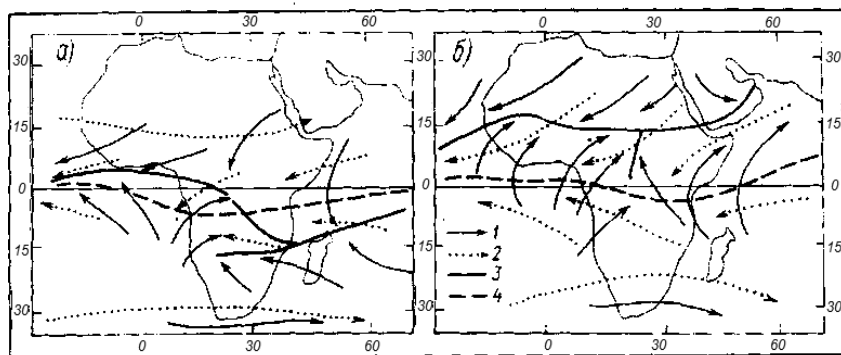
Африканський мусон. Африканський мусон суттєво відрізняється від Азіатського. Основні відмінності полягають у тому, що, по-перше, циркуляція у ньому є менш розвинутою як по вертикалі, так і по горизонталі. Відносно невеликі розміри Африканського мусону визначаються порівняно невеликими розмірами Африканського континенту, а також незначною міграцією екваторіальної улоговини. По-друге, холодні повітряні маси помірних широт не беруть участі у формуванні Африканського мусону. Тому розбіжності у властивостях повітряних мас літнього й зимового мусонів над Африкою не такі значні, як над Азією. Проте основна характеристика мусону – сезонна зміна напрямку вітру – існує майже для всіх районів тропічної Африки.

Мусони в західних і східних районах Африки не однакові. На заході мусони теплого та холодного сезонів суттєво відрізняються за своїми властивостями, тому що формуються у різних повітряних масах. На сході в мусонах мають місце відмінності тільки у напрямках, а повітряні маси, в яких вони формуються, за своїми властивостями майже не різняться. Це зумовлено, головним чином, формою Африканського континенту: на

заході значна частина континенту, яка розташована на північ від екватора, помітно контрастує з морськими районами Гвінейської затоки, а на сході континент майже в однаковій мірі простирається по обидва боки екватора, тому подібні контрасти тут відсутні.

Рельєф Африки являє собою головним чином плоскогір'я та гори, тому нижче розглядається циркуляція повітряних мас на рівні 850 гПа (~1,5 км).

Взимку Північної півкулі, коли ВЗК розташована поблизу екватора, західні райони Африки в значній мірі знаходяться під впливом північно-східного пасату (рис. 4.42а). Ця течія переважає до висоти 3 км і з нею надходить запилена, холодна і стійко стратифікована повітряна маса, яка формується над пустелями. Місцева назва цих вітрів «*харматан*». Якщо не враховувати вузьку смугу вздовж південного узбережжя, зимовий сезон в Західній Африці сухий.



1 і 2 – вітри на рівнях 850 і 500 гПа;
3 і 4 – положення ВЗК на рівнях 850 і 500 гПа

Рисунок 4.42 – Циркуляція над Африкою у січні (а) та липні (б)

Влітку ВЗК зміщується далеко на північ і у липні сягає майже 15° півн.ш. (рис. 4.42б). На континент відбувається вторгнення південно-західного вітру, який являє собою течію теплої і вологої повітряної маси, сформованої над Атлантикою. Більша частина опадів випадає на південь від ВЗК. Цей мусон, який часто називають «*Західноафриканським*» або «*Гвінейським*», спостерігається у порівняно тонкому шарі.

У східних районах Африки вплив континенту проявляється по обидва боки від екватора. Завдяки цьому ВЗК зміщується до півночі від екватора влітку Північної півкулі і – на південь влітку Південної півкулі. У січні

вона розташована біля 15° півд.ш. і більша частина східних районів Африки підпадає під вплив північно-східних вітрів, які перетинаючи екватор, набувають північно-західного напрямку. Ці вітри переважно несуть повітря континентального походження, яке не дає опадів над східними районами Африки. У липні ВЗК розташована біля 15° півн.ш. і на східні райони Африки спрямовується повітря з Індійського океану (рис. 4.42). Але завдяки тому, що значну кількість вологи ця повітряна маса залишає на крутих гірських схилах Мадагаскару, вона стає досить сухою і не сприяє випадінню опадів. Тобто зимовий та літній мусони східної Африки відносно сухі, й опади випадають тут тільки в перехідні сезони, коли ВЗК займає положення майже вздовж екватора.

Таким чином, мусонна циркуляція – це важливий фактор формування погоди та клімату в районах, де є умови для їх формування і розвитку.

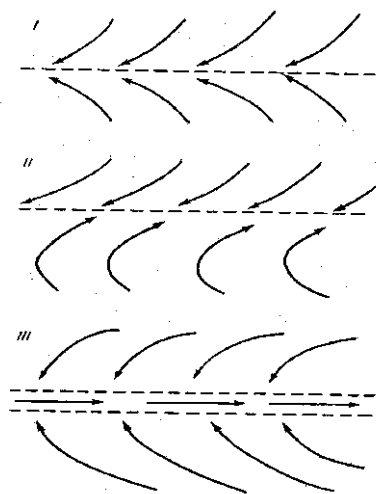
4.6.3 Внутрішньотропічна зона конвергенції

Внутрішньотропічна зона конвергенції (ВЗК) є найбільш активною зоною екваторіальної улоговини (ЕУ), розташованої між поясами субтропічних максимумів Північної та Південної півкуль. На кліматологічних картах ЕУ представлена неперервною смугою, яка охоплює всю Земну кулю. ВЗК по суті являє собою вісь екваторіальної улоговини, вздовж якої відбувається збіжність та підйом повітряних мас різних півкуль. Вона постійно змінює своє положення, яке залежить від схилення Сонця і довготи місцевості. Залежність від довготи відбиває нерівномірність розподілу материків та океанів на поверхні Землі. У середньому за рік вісь екваторіальної улоговини знаходиться на 5° півн.ш. Тобто, особливості поля тиску, властиві Північній і Південній півкулям, розділяються не географічним екватором, а вказаним широтним колом, яке називають «*метеорологічним екватором*». Звідси випливає, що метеорологічна Північна півкуля у середньому менша за метеорологічну Південну півкулю.

Зазначимо, що ЕУ від зими до літа змінює своє положення. Над Атлантичним і Тихим океаном ці зміщення порівняно незначні, а над континентом та Індійським океаном досить суттєві. А це свідчить про те, що в екваторіальній улоговині мають місце деякі розбіжності у взаємодії повітряних течій обох півкуль над океанами і континентами.

У залежності від збіжності повітряних течій у ВЗК розрізняють різні її види. Так, над Атлантичним і Тихим океанами пасати обох півкуль розділені порівняно вузькою перехідною зоною (1-3° по меридіану) з нестійкими, переважно слабкими, а інколи сильними шквалистими вітрами. Це зона збіжності пасатів Північної і Південної півкуль або ВЗК, яка добре виражена у нижній частині тропосфери.

Дійсно, коли пасати обох півкуль входять в екваторіальну зону з *малими швидкостями*, то в результаті трансформації при зустрічі вони майже не різняться за температурними і вологісними характеристиками, їх горизонтальні градієнти малі. Незважаючи на це, тут випадають сильні дощі. Цьому сприяють висхідні рухи, які спостерігаються у зоні збіжності повітряних течій у ВЗК, що спричиняє висхідні вертикальні токи в усій тропосфері. Купчасті хмари тут розвиваються у потужно-купчасті та купчасто-дощові, з яких випадають значні дощі зливого характеру. Якщо пасат одної півкулі (наприклад, Південної у липні) досить швидко проходить над областю екватора, то він зберігає свої властивості і є відносно холодною повітряною масою. Але і в цьому випадку значних розбіжностей між властивостями повітряних мас, які зустрічаються в зоні ВЗК, не спостерігається: обидві вони відносно сухі або відносно вологі без суттєвих розбіжностей за температурою. Така ВЗК дістала назву «*пасатної*» (рис. 4.43-I).



- I – збіжність повітряних течій у пасатній ВЗК;
- II – збіжність повітряних течій у мусонній ВЗК;
- III – екваторіальна зона західних вітрів

Рисунок 4.43 – Основні типи потоків повітря у внутрішньотропічній зоні конвергенції (ВЗК)

Зовсім інша картина спостерігається над Африканським та Азіатським материками, Індійським океаном і заходом Тихого океану, де панує

мусонна циркуляція. Екваторіальна улоговина тут зазнає значних сезонних змішень, досягаючи біля східного узбережжя Африки $25-30^\circ$ вздовж меридіану. ВЗК в екваторіальній улоговині утворюється при злитті мусонного повітряного потоку з повітряними течіями на протилежній до екватора периферії ЕУ. Так у теплий період Північної півкулі південно-західні (на східному узбережжі Китаю – південно-східні) повітряні течії літнього мусону над Африкою і Азією зустрічають течії континентальних тропічних повітряних мас північного квадранту. ВЗК, яка виникає у місці їх зустрічі, називають «мусонною» (рис. 4.43-II). Вона утворюється вже у більш високих широтах, ніж пасатна, особливо над Азією. Тому поряд з конвекцією у ній утворюється особливий вид циклонічних збурень – мусонні депресії. Саме вони спричиняють мусонні зливи, які іноді призводять до катастрофічних повеней в Індії. Подібна ситуація мала місце влітку 2010 року: значні розливи Інду призвели до значних руйнувань, а безперервні дощі – до зсувів і загибелі багатьох людей. Область між зимовим і літнім положенням ВЗК (тропічного фронту) називають *зоною екваторіальних мусонів*.

Взимку Північної півкулі північно-західні повітряні течії зимового мусону, які перетікають через екватор, зустрічають південно-східний пасат Індійського і заходу Тихого океану, а також південно-східний потік літнього мусону Австралії. Конвективні процеси, які виникають у зоні їх зустрічі (ВЗК), дають максимум опадів у цю пору року над південною Індонезією, Новою Гвінеєю і північною Австралією.

Зазначимо, що влітку на сході Індійського і на заході Тихого океанів додатково до мусонної ВЗК поблизу екватора інколи виникає *друга* ВЗК у місці злиття південно-східного пасату Південної півкулі з екваторіальною периферією південно-західного мусонного потоку. Між двома зонами конвергенції дують сильні вітри західної чверті горизонту (5-10 м/с). Ці екваторіальні західні вітри охоплюють шар від земної поверхні до висоти 3-5 км (рис. 4.43-III).

У перехідні сезони *екваторіальна зона західних вітрів* над Індійським океаном має за шириною всього декілька градусів широти і розташовується симетрично відносно екватора. Західні напрямки вітру в ній пояснюються, можливо тим, що поблизу екватора вітер не є квазігеострофічним і дме вздовж баричного градієнта, а останній на значних ділянках екватора спрямований із заходу на схід.

Влітку даної півкулі екваторіальна зона західних вітрів розширюється, охоплюючи більш високі широти і утворюючи там літній мусон. При цьому одна з двох ВЗК, яка обмежує зону західних вітрів, залишається поблизу екватора, а інша – зміщується до півночі або до півдня разом з мусоном, що переміщується. Остання ВЗК над заходом Тихого океану протягом року знаходиться у Південній півкулі і розташовується з північного заходу на південний схід, проникаючи навіть у помірні широти.

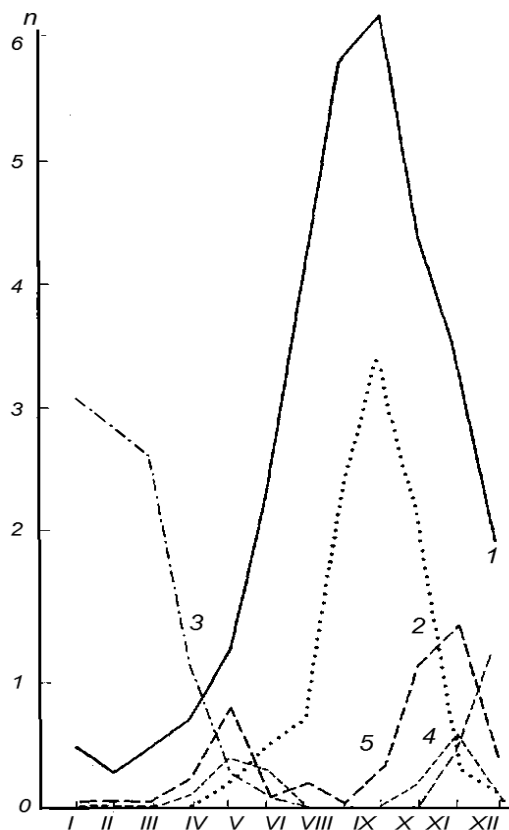
4.6.4 Тропічні циклони

Винятковою особливістю циркуляції у тропічній зоні є тропічні циклони, які утворюються в області ВЗК. Слабкі тропічні депресії, навіть без замкнених ізобар, які виникають як хвильові збурення у внутрішньотропічній зоні конвергенції, в деяких випадках посилюються, швидкість вітру в них досягає 17 м/с і більше (до штормової сили з вітром до 33 м/с і ураганної сили з вітром більшим за 33 м/с). Діаметр такого збурення від сотні до декількох сотень кілометрів. Вони мають назву *тропічних циклонів*. За міжнародною домовленістю кожен такий циклон отримує власне ім'я. До 1978 року тропічним циклонам, які сягали ураганної сили, давали жіночі імена. Сьома сесія Регіональної асоціації IV ВМО (1977 р.) прийняла рекомендацію про використання для назв тропічних циклонів не тільки жіночі, а й чоловічі імена. Так, перші три тропічні циклони, які пройшли у 1979 році над Карибським морем, Мексиканською затокою і північною частиною тропічної зони Атлантики, отримали назви «Анна», «Боб» і «Кладет», а трьом циклонам над північно-східною частиною Тихого океану дали назви «Андрес», «Бланка» та «Карлос». В Атлантиці, окрім імені, для кожного циклону вказується рік виникнення і порядковий номер, який позначається чотиризначним числом. Наприклад, число 7809 означає дев'ятий ураган 1978 року. Райони їх виникнення розташовані між 20 і 5° широти у кожній півкулі і тільки над морем.

За новими даними, отриманими зі супутників, тропічні циклони Північної Атлантики можуть виникати зі слабких депресій, утворених над Африкою, але вітер в них посилюється до шторму чи урагану вже над океаном. Близьке ж 5° до екватора тропічні циклони спостерігаються надзвичайно рідко завдяки малій силі Коріоліса, що не дозволяє розвинути сильній циклонічній циркуляції.

В залежності від географічного місця зародження тропічного циклону їх називають по-різному. Так, в північній частині тропічного сектора Тихого океану, де їх кількість за рік найбільша (в середньому до 30), їх місцева назва *тайфун* (від китайського слова «тай», що означає сильний вітер); у північній частині тропічної зони Атлантичного океану, де вони виникають не так часто (до 10 циклонів за рік), їх називають *ураганами* (від іспанського слова «уракан» і англійського «харікейн»). В Індії – це просто *циклон*, а у південній частині Індійського океану, в Австралії, наприклад, де вони зустрічаються найменше, їх місцева назва *віллі-віллі*. Незважаючи на рідкість, у грудні 1974 року тропічний циклон «Треysi» стер з обличчя землі місто Дарвін.

Максимум повторюваності тропічних циклонів зазвичай припадає на літо та осінь даної півкулі, коли ВЗК знаходиться за межами 5° від екватора, а температура поверхні океану найбільша (рис. 4.44). Взимку їх майже не буває.



1 – північна частина тропічної зони Тихого океану; 2 – північна частина тропічної зони Атлантики; 3 – південно-західна частина Тихого океану; 4 – Аравійське море; 5 – Бенгальська затока;
 n – середня місячна кількість циклонів

Рисунок 4.44 – Річний хід повторюваності виникнення циклонів у різних районах тропічної зони (за Гресом)

Система циркуляції у тропічних циклонах аналогічна циркуляції циклонів позатропічних широт: у Північній півкулі проти годинникової стрілки, у Південній – за годинниковою стрілкою. Від циклонів позатропічних широт вони відрізняються, головним чином, малими розмірами і значними швидкостями вітру. Розрізняються вони і за умовами виникнення: якщо для виникнення позатропічних циклонів необхідні значні градієнти температури та тиску у тропосфері, то на початку

зародження тропічних циклонів вони майже відсутні.

Для розвитку тропічного циклону з початкової слабкої депресії необхідна наявність деякої комбінації певних умов в атмосфері і на підстильній поверхні. Утворення циклонів пов'язане зі значною нестійкістю повітря при його достатньому вологовмісті. Ці умови виникають над океанічними поверхнями, коли температура води перевищує 28 °С, тому що у цьому випадку збагачене вологою повітря стає нестійко стратифікованим. До того ж, швидкості вітру біля підстильної поверхні мають бути малими. Якщо при цьому на висотах спостерігається вторгнення холодного повітря, то нестійкість повітря зростає. Саме нестійкість стратифікації і пов'язаний з нею підйом насиченого повітря з виділенням великої кількості тепла конденсації визначає кінетичну енергію циклону. Для підйому повітря також необхідно, щоб у верхній тропосфері над цим циклоном існувала добре виражена розбіжність ліній току. Повітря у циклоні конвергує і підіймається догори, а у високих шарах витікає з циклону, що підтримує в ньому тривале існування дефіциту тиску. Особливо оптимальні умови для утворення та розвитку тропічного циклону складаються в районі теплих течій тропічних широт.

Наявність холодних течій є суттєвою перешкодою для розвитку тропічних циклонів. Саме з цієї причини вони не виникають у південній частині Атлантичного океану і на сході Тихого океану.

У своєму просуванні над океанами тропічний циклон спочатку переміщується зі сходу на захід відповідно до загального переносу, що існує у тропічній зоні. При цьому він відхиляється до високих широт, наприклад, на північний захід у Північній півкулі. Якщо циклон виходить на материк ще у тропіках (наприклад, Північної Америки чи Азії), то він швидко заповнюється через збільшення тертя і збільшення притоку сухого континентального повітря всередину циклону у нижніх шарах. Він також починає слабшати при виході на холодну поверхню океану.

Якщо циклон досяг тропічних широт над океаном (20-30°), то він огинає із заходу субтропічний антициклон і виходить з тропіків, змінюючи напрямок руху з північно-західного на північно-східний. Точка траєкторії, в якій відбувається зміна напрямку руху, отримала назву *точки повороту*. Зазвичай ця траєкторія нагадує параболу з вершиною, спрямованою на захід. Швидкість переміщення тропічного циклону в межах тропічних широт мала (10-12 км/год) на відміну від швидкості вітру у самому циклоні.

Швидкість тропічного циклону при переході його у помірні широти зростає до звичайних швидкостей позатропічних циклонів. Площа, яку він займає, змінюється, градієнти тиску в ньому і швидкість вітру зменшуються. Вхідження в цей циклон полярного фронту призводить до появи в ньому температурних контрастів між полярним та тропічним повітрям і він набуває характеру позатропічного циклону. В такому

вигляді цей циклон може проникати далеко у високі широти.

Загалом на Земній кулі виникає за рік (за даними метеорологічних штучних супутників) у середньому до 120 тропічних циклонів зі штормовими і ураганними вітрами. Карта їх розподілу, місця зародження та траєкторії руху наведено на рис. 4.45.

Місця їх зародження і розвитку за півкулями такі:

Північна півкуля:

1. У районі Жовтого моря, Філіппінських островів та на схід від них до 170° сх.д. над Тихим океаном спостерігається найбільша кількість тропічних циклонів (у середньому за рік 28), з них майже половина з ураганною силою вітру > 33 м/с. В окремі роки їх буває до 50. Це *тайфуни*, які рухаються спочатку на захід і північний-захід. Якщо вони досягають узбережжя Китаю, то швидко затухають над сушею. Але часто, не досягнувши материка, вони повертають до північного сходу і при цьому нерідко (у 15 % випадків) проходять через південні Японські острови або поблизу них. Інколи вони можуть досягати району Камчатки.

2. У районі Тихого океану на захід від Мексики у середньому за рік виникає 15 тропічних циклонів зі штормовими і порівняно рідко з ураганними вітрами.

3. У тропіках північного Атлантичного океану, на заході (у Карібському морі, районі Малих і нерідко Великих Антільських островів та Мексиканської затоки) та на сході (біля островів Зеленого мису) у середньому за рік виникає 10 *ураганів*. Циклони західної частини океану інколи попадають на материк у районі Флориди та інших південно-східних штатів США. В інших випадках циклони, повертаючись до північного сходу над океаном, можуть проходити поблизу Атлантичного узбережжя США. Вони завдають значних збитків господарству цієї країни і не обходяться без людських жертв.

4. Над Бенгальською затокою у середньому за рік виникає 6 циклонів. Вони, виходячи на сушу в Індії або Бангладеш, часто призводять до сильних спустошень. Особливо небезпечними є пов'язані з ними нагони води на плоскі береги.

5. В Аравійському морі в середньому за рік виникає менше двох циклонів (зазвичай навесні та восени).

Південна півкуля:

1. Повторюваність циклонів у Тихому океані на схід від Нової Гвінеї і Північної Австралії (Квінсленда) до островів Самоа і далі – 14 циклонів за рік. Вони рідко бувають ураганної сили.

2. В Індійському океані між Мадагаскаром і Маскаренськими островами їх буває в середньому 8 на рік.

3. В Індійському океані між північно-західним узбережжям Австралії й Кокосовими островами тропічні циклони – рідке явище (до двох за рік). Тут їх називають «віллі-віллі».

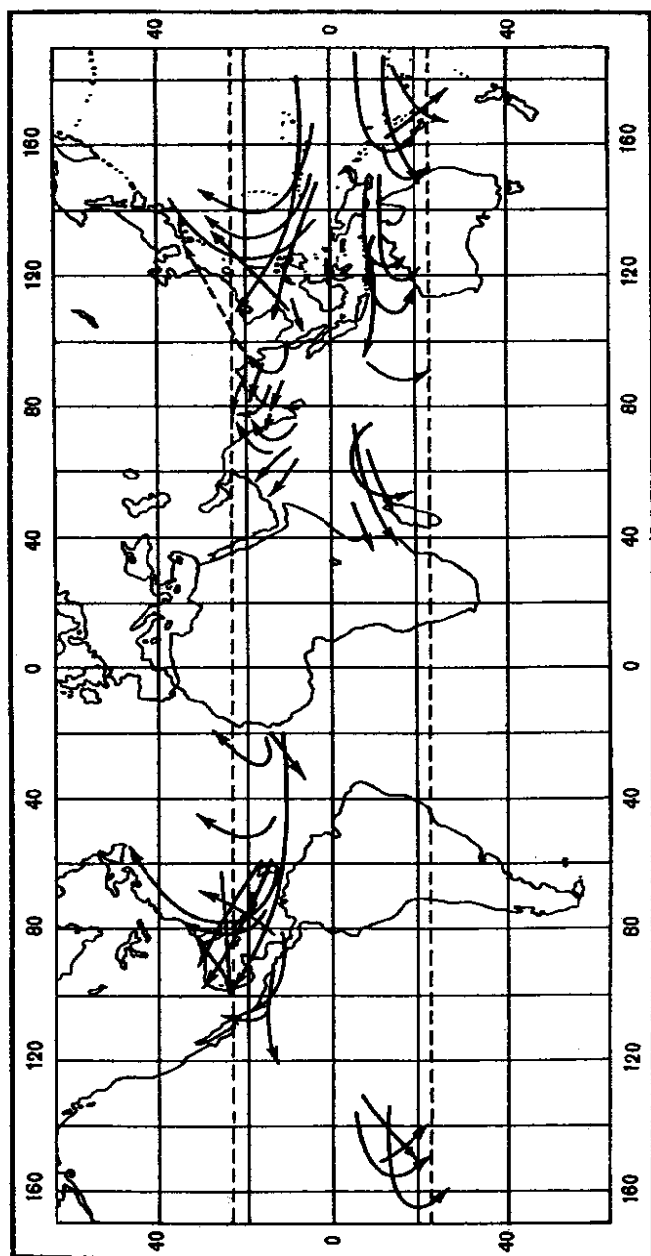


Рисунок 4.45 – Трасекторії тропічних циклонів

У південному Атлантичному океані тропічні циклиони штормової і ураганної сили не виникають.

Тропічні циклиони мають різну інтенсивність. В залежності від цього їх називають:

- 1) *тропічне збурення*, коли швидкість вітру не перевищує 15 м/с;
- 2) *тропічна депресія*, коли швидкість вітру становить 16-20 м/с (на картах позначається латинськими літерами TD – tropical depression);
- 3) *тропічний шторм*, коли швидкість вітру становить 21-32 м/с (на картах позначається латинськими літерами TS – tropical storm);
- 4) *ураган*, коли швидкість перевищує 32 м/с (на картах позначається латинською літерою H – hurricane).

У процесі розвитку один і той же циклон може змінювати інтенсивність від тропічного збурення до урагану. Разом з тим не усі циклиони набувають ураганної сили. Значна їх кількість не виходить за межі тропічного збурення.

Значною руйнівальною силою завжди відрізнялись тропічні циклиони Атлантичного і Тихого океанів. Менш потужними були циклиони Індійського океану. Але в останні десятиріччя їх інтенсивність значно зросла і найбільш руйнівними вони були в 1998 та 2007 роках, коли в результаті повеней загинула маса людей в районі Індостанського і Індокитайського півостровів.

Знімок тропічного циклону у Південно-Китайському морі, одержаний за допомогою штучного супутника Землі, наведено на рис. 4.46.

Як і циклиони позатропічних широт, тропічні циклиони проходять чотири стадії розвитку: *стадія формування, стадія молодого циклону, стадія максимального розвитку (стадія зрілості) та стадія затухання.*

Стадія формування починається з появи першої замкненої ізобари. Тиск у центрі не менше 1000 гПа, а швидкість не досягає ураганної сили. У цій стадії мають місце два типи розвитку циклону: повільний (декілька діб) і вибуховий. В останньому випадку на формування добре розвинутого циклону йде не більше 12 годин. За цей час циклон окреслюється вже декількома замкненими ізобарами.

Стадія молодого циклону починається, коли тиск в його центрі знижується до значень нижчих за 1000 гПа і хоча б в одному його секторі вітер сягає ураганної сили. Площа такої зони має радіус 30-50 км. Тиск у центрі такого циклону може зменшуватись до 960-970 гПа, інколи – до 900 гПа. Розрізнені шквалоподібні хмари утворюють деяку систему. На синоптичній карті – це тропічний циклон з густо проведеними ізобарами (рис. 4.47). Уявлення про співвідношення масштабів та інтенсивності тропічного і позатропічного циклонів можна скласти на основі рис. 4.48.

Стадія зрілості характеризується припиненням зниження тиску в

центрі циклону. Не відбувається подальшого збільшення швидкості вітру, яка може сягати 300-400 км/год (100 м/с). Природно, такі швидкості не піддаються вимірюванню, про них складають уявлення за руйнуваннями, які тропічний циклон залишає після себе. Площа, яку займають такі вітри, може мати радіус 300-350 км. Розміри тропічних циклонів у цій стадії, зазвичай досягають радіусу 100-200 км, а інколи – 1000 км. Для них характерна потужна хмарна система і порушення симетрії. Область штормів та негоди поширюється вправо від напрямку руху центру значно далі, ніж вліво. Тривалість стадії зрілого циклону становить декілька днів. Інколи бувають випадки, коли циклон у цій стадії існує близько тижня.

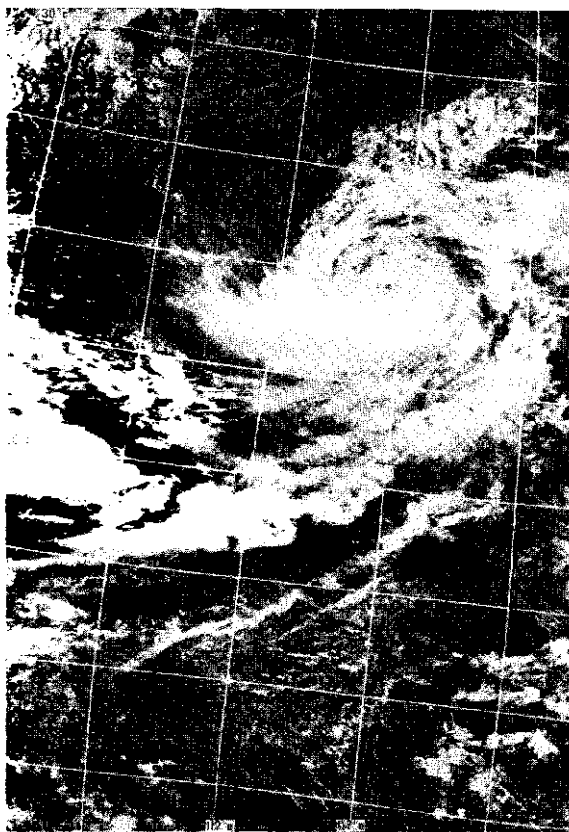


Рисунок 4.46 – Супутникове зображення тропічного циклону у Південно-Китайському морі

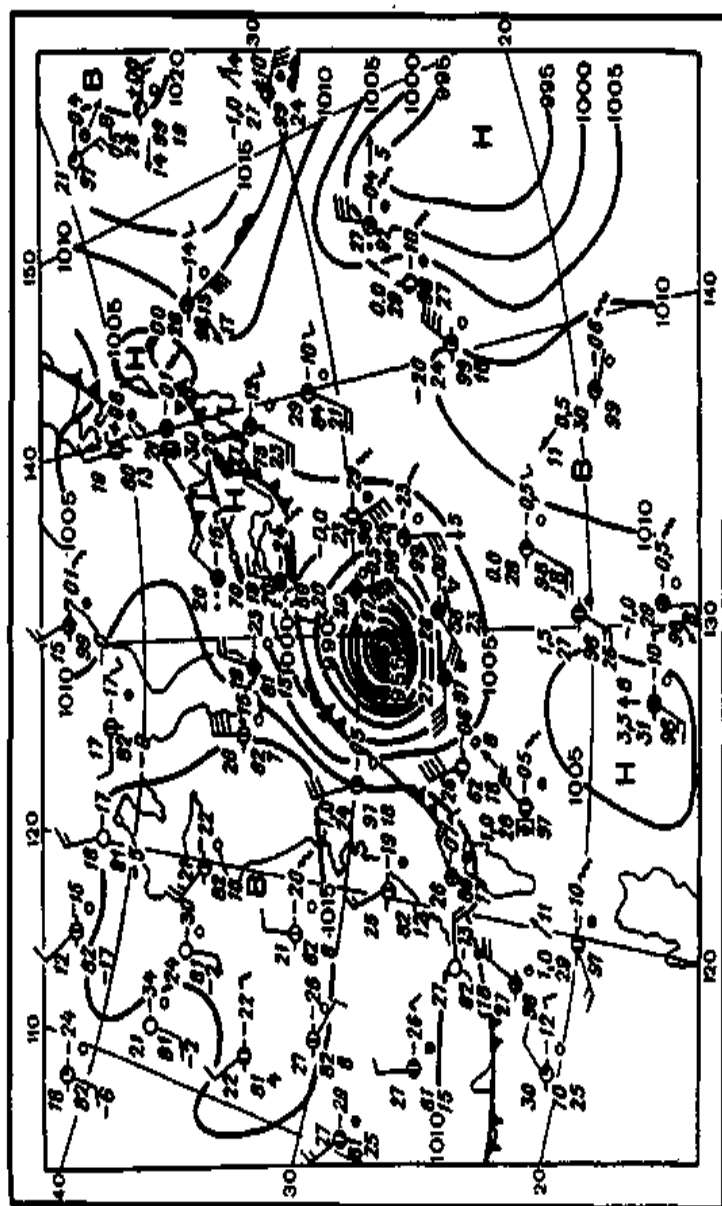


Рисунок 4.47 – Тропічний циклон на синоптичній карті

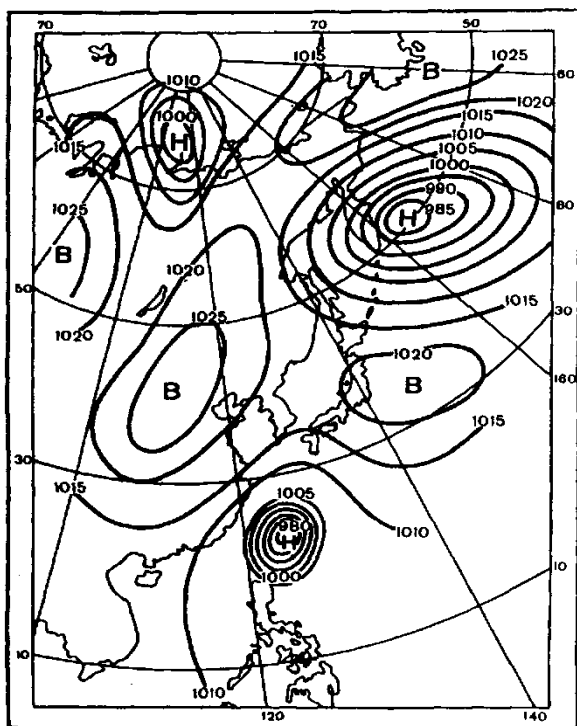


Рисунок 4.48 – Тайфун і позатропічний циклон на карті тиску
(за Хромовим)

Стадія затухання тропічного циклону починається з моменту його заповнення. Найчастіше це відбувається при його виході з тропічної зони або на материк. В останньому випадку він може призвести до значних руйнувань. Над океанами тропічні циклони заповнюються рідко (тільки над холодними течіями).

Змістившись у помірні широти, тропічний циклон може перетворитись на звичайний циклон позатропічних широт. Середня тривалість життя тропічних циклонів становить 6 діб – це час від його зародження до виходу на сушу або перехід у зону помірних широт. Існують випадки, коли циклон може існувати до двох тижнів і навіть місяць. За структурою тропічний циклон має багато спільного з циклоном високих широт. Виняткова особливість тропічного циклону – це наявність в його центрі «ока бурі», тобто зони затишшя з майже повною відсутністю хмар, яка зумовлена потужними низхідними рухами в центрі (рис. 4.49).

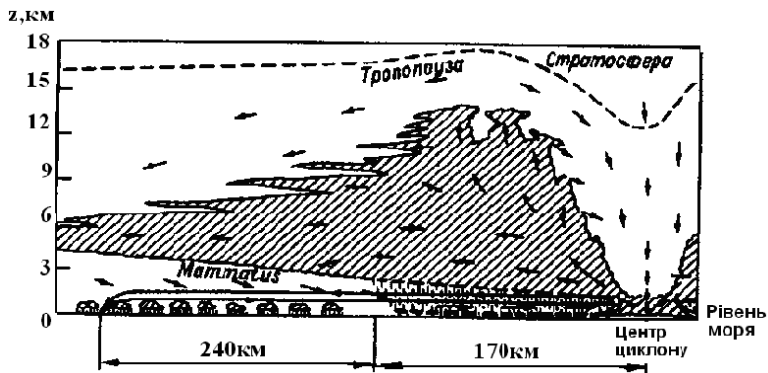


Рисунок 4.49 – Схематичний вертикальний розріз через тропічний циклон (ураган) «Аллен» 5.08.1980 р.

Діаметр «ока бурі» в добре розвинутому циклоні становить 20-25 км, а в руйнівних ураганах і тайфунах Тихого океану – до 60-70 км. Спостерігались поодинокі випадки, коли діаметр досягав 300 км. У добре розвинутому «оці бурі» на його межі опади раптово припиняються, небо прояснюється, вітер значно слабшає, іноді до штилю.

Простір навколо «ока бурі» оточує майже стіна хмар, яка має значну вертикальну протяжність – до 15 км. Це, зазвичай, купчасто-дошові хмари. Хмарна смуга в добре розвинутому циклоні сягає в середньому 300-400 км, а максимальна – до 900 км (мінімальна до 50 км). В одному циклоні може бути декілька таких смуг. Горизонтальні градієнти тиску в тропічному циклоні становлять 14-17 гПа/100 км, а в окремих випадках – до 60 гПа/100 км. Тиск в його центрі досягає 960-970 гПа, а мінімальний – до 885 гПа. Смуга максимальних вітрів знаходиться на 20-50 км від центру. Відомості про опади суперечні, що зумовлено складностями їх вимірювання. Мають місце випадки, коли їх кількість за час проходження циклону становила до 500 мм.

Таким чином, згубні наслідки тропічного циклону пов'язані з ураганними вітрами, штормовим нагоном води і повеннями, спричині сильними зливами.

Не дивлячись на те, що у більшості країн світу існує служба попередження про тропічні циклиони і вживаються відповідні заходи захисту, збитки від їх проходження дуже великі. Проблема активного впливу на тропічні циклиони, яка сьогодні актуальна, може бути вирішена за умов глибокого знання природи їх виникнення і уточнення прогнозу.

4.7 Особливості атмосферної циркуляції у позатропічних широтах

4.7.1 Особливості атмосферної циркуляції у помірних широтах

У позатропічних широтах Землі атмосферні процеси носять, на відміну від процесів тропічних широт, неперіодичний характер. Основною особливістю атмосферної циркуляції тут є постійне виникнення, розвиток, переміщення й руйнування великомасштабних атмосферних збурень – циклонів і антициклонів, які називаються *вихорами синоптичного масштабу*. Циклонічні та антициклонічні вихори в цих широтах утворюються в області висотних фронтальних зон, які характеризуються великими горизонтальними градієнтами температури у тропосфері, і, як наслідок, великими градієнтами тиску та високими швидкостями вітру.

Найбільш сприятливі умови для виникнення циклонів утворюють адвекція холоду, яка посилює контраст температури, і розбіжність повітряних течій у середній тропосфері. Такі умови складаються в деяких районах обох півкуль і особливо там, де розташовані так звані *енергоактивні зони океану* (ЕЗО), тому що саме океан є головним акумулятором променистої енергії Сонця, а його діяльний шар – головним джерелом тепла, що потрапляє в атмосферу помірних широт в холодне півріччя.

Частота виникнення та інтенсивність розвитку баричних утворень визначається сезонними змінами горизонтальних градієнтів температури і тиску в тропосфері між низькими та високими широтами з суттєвим корегуванням, що привносить підстильна поверхня.

Наявність атмосферних вихорів, які постійно виникають, розвиваються, переміщуються, а потім руйнуються, істотно впливає на характер міжширотного обміну мас повітря, тобто сприяє перенесенню тепла з низьких широт до високих, а холоду – з високих до низьких.

Вивчення шляхів переміщення циклонів і антициклонів та їх регенерації дозволило вченим встановити, що рухомі циклони мають в середньому складову руху з більш низьких широт в більш високі, тобто до півночі в Північній півкулі, у напрямку збільшення відхиляючої дії обертання Землі. Вихровий характер руху в циклоні призводить до того, що в передній його частині адвекція тепла спрямована до полюсу, а в тилівій – адвекція холоду направлена до екватора.

Антициклони (на відміну від циклонів) під дією переважного західного переносу мають тенденцію відхилятися до півдня (Північна півкуля). Тому вони частіше спостерігаються над океанами субтропічних широт. В антициклоні рух відбувається у зворотному напрямку, а саме, в передній його частині відбувається адвекція холоду, а в тилівій –

адвекція тепла.

Узагальнюючи наведене, ще раз підкреслемо, що рух циклону супроводжується адвекцією тепла у високі широти, а рух антициклону – адвекцією холоду в низькі широти, що сприяє зрівнянню температур на Земній кулі.

У Північній півкулі *взимку* райони найбільш активного циклогенезу і найбільшої повторюваності позатропічних циклонів розташовані на півночі Атлантичного і Тихого океанів. Виникаючи біля берегів Північної Америки і Азії в зоні інтенсивної адвекції холоду, циклони переміщуються, головним чином, в напрямку Ісландії і Алеутських островів, де вони найчастіше набувають найбільшого розвитку, тобто стають найбільш глибокими. Після цього, проходячи далі на схід або північний схід, вони зазвичай заповнюються.

Ці особливості циклогенезу знаходять відображення на карті середнього поля тиску біля поверхні землі, а саме у вигляді центрів дії атмосфери (ЦДА) – Ісландського і Алеутського мінімумів. Зазначимо, що наявність значних контрастів температури на півночі Атлантики протягом року забезпечує льодяний острів Гренландія і потужна Північно-Атлантична тепла течія. Завдяки цьому Ісландський циклон існує цілий рік і є сталим ЦДА. На півночі Тихого океану значні контрасти температур між холодним континентом і менш потужною теплою течією Куросіо зберігаються тільки *взимку*. Тому Алеутський мінімум *влітку* на карті середнього тиску не спостерігається.

Ще один район інтенсивного циклогенезу має місце в районі Середземного моря. Основна причина його виникнення – це інтенсивна адвекція холоду по західній периферії улоговини, орієнтованої зі Скандинавії на південь, що призводить до фронтогенезу.

Найбільша повторюваність антициклонів *взимку* спостерігається на материках Північної Америки і Азії, тобто в області збіжності ізогіпс висотної фронтальної зони. На середній карті тиску це відповідає сезонним центрам дії атмосфери, а саме Азіатському (Сибірському) і Північноамериканському антициклонам. Локальні максимуми повторюваності спостерігаються над Східною Європою і Балканами, Західним Сибіром і північню Африки. Крім того, збільшення повторюваності рухомих антициклонів можна спостерігати над морями Арктичного басейну та районами континентів, прилеглих до нього.

Взимку Південної півкулі (липень) в умовах більш однорідної підстильної поверхні зона найбільших горизонтальних градієнтів температури розташована навколо Антарктиди (вздовж широтного кола 60-70°). Тому область найбільшої повторюваності циклонів знаходиться саме тут.

Влітку найбільша повторюваність циклонів спостерігається на півночі Канади і в районі Ісландії, над Східним Сибіром і Далеким

Сходом. Найбільша повторюваність антициклонів має місце в районі Середземного моря, а також над східними районами Північної Америки, Східною Європою, Уралом і Західним Сибіром.

У Південній півкулі найбільша кількість циклонів як взимку, так і влітку зосереджена навколо Антарктиди і в районі моря Амундсена. На середніх картах атмосферного тиску це зображено у вигляді улоговини (Передантарктичної), яка відокремлює субтропічні антициклони цієї півкулі від Антарктичного антициклону.

На сході Азіатського континенту в помірних широтах і на його узбережжях основним видом атмосферної циркуляції є мусон. Структура мусонної області пов'язана зі зміною положення та інтенсивності ЦДА. В холодну пору року зимовий мусон пов'язаний з Азіатським (Сибірським) антициклоном і Алеутським мінімумом. В області Сибірського антициклону формується континентальне повітря з дуже низькою температурою (зимовий мусон). В літній час розвиток мусону визначається Іранською (Азіатською) депресією і улоговиною над середньою течією Амура, а з іншого боку – розвитком Північнотихоокеанського (Гавайського) антициклону. В області Північноатлантичного антициклону формується морське помірне повітря, яке є повітрям літнього мусону.

Існуюча система циркуляційних процесів в позатропічних широтах обох півкуль визначає в них складну систему повітряних течій. Відомо, що найбільш великомасштабна ланка загальної циркуляції атмосфери – зональний перенос. У помірних широтах в ньому переважає західний перенос повітряних мас, інколи кажуть «західно-східний», тобто з заходу на схід. Він спостерігається до значних висот.

Але завдяки інтенсивній циклонічній діяльності, наявності циклонічних і антициклонічних вихорів, в зональному західному переносі значну частку становить меридіональна складова переносу. Це особливо помітно над Європейською частиною Євразійського континенту, де завдяки сезонним змінам у положенні та інтенсивності центрів дії атмосфери над Атлантикою взимку значну роль відіграє південна меридіональна складова переносу, а влітку – північна.

Ще про одну своєрідну систему повітряних течій біля підстильної поверхні, яка формується над Європейським континентом взимку, слід підкреслити. У зимовий період для західної Європи характерною формою баричного рельєфу залишається гребінь Азорського антициклону, який хоча й послаблений у цю пору року, але займає південь Західної Європи. З іншого боку, Східна Європа знаходиться під впливом поширеного на захід гребеня Сибірського (Азіатського) антициклону. Таким чином територія Європи стає межею подальшого східного і західного поширення Азорського та Сибірського антициклонів відповідно. Це визначає формування над континентом Європи

вітророздільної лінії приблизно у напрямку *Мадрид – Кишинів – Полтава – Харків – Катеринбург*, яка в кліматології має назву «*велика вісь материка*» або «*вісь Восійкова*». Її також часто називають *віссю позатропічного максимуму*. По обидва боки від цієї осі панують вітри різного напрямку: на північ від неї переважають вітри з західною складовою (західні та південно-західні), які переносять повітряні потоки з Атлантики, на південь – зі східною складовою (східні і північно-східні), що зумовлено наявністю Сибірського антициклону. Останні приносять холодні повітряні маси з континенту, які призводять до значних знижень температури повітря на сході України і у південних регіонах Європейської частини Росії. Наявність Кавказької гірської системи сприяє накопиченню цих повітряних мас і формуванню антициклонічних утворень.

Наведений розподіл повітряних потоків ще посилюється, по-перше, Ісландським мінімумом, який в холодну пору року набуває максимального розвитку і сприяє інтенсивній циклонічній діяльності на півночі Європи, а, по-друге, місцевими циклонами, які утворюються над Каспійським і Чорним морями.

У східних районах Євразійського континенту у помірних широтах завдяки мусонній циркуляції взимку переважають західні та північно-західні повітряні течії з континенту, влітку, навпаки – з океану.

При всій різноманітності проявів загальної циркуляції у середніх широтах вони піддаються типізації. Таких типізацій умов ЗЦА для всієї помірної зони Північної півкулі або для великих її частин існує багато; зокрема, типізації Б.Л. Дзердзевського і Г.Я. Вангейгейма. В їх основу покладено виділення двох основних типів загальної циркуляції у середніх широтах – *зонального та меридіонального*. При зональному типі баричне поле характеризується високим тиском у низьких і низьким тиском у високих широтах. Переважним є перенос повітря з заходу на схід, а циклони і антициклони рухаються у тому ж напрямку. При меридіональному типі у середніх широтах мають місце високі і малорухомі циклони та антициклони, розташовані послідовно, в різних довготах. При цьому спостерігаються суміжні меридіональні переноси – північні та південні.

4.7.2 Особливості атмосферної циркуляції у полярних широтах

4.7.2.1 Циркуляція в Арктиці

До початку регулярних метеорологічних спостережень у полярних широтах вважалося, що в Арктиці атмосферні процеси досить стабільні. Завдяки значному вихолодженню атмосферний тиск над полюсами у

середній тропосфері знижений, що сприяє притоку до висотних полярних депресій повітря з помірних широт і спричиняє формування стаціонарних антициклонів біля підстильної поверхні. Існувала думка, що ці антициклони знаходяться тут майже постійно або настільки переважають над циклонами, що на багаторічних середніх картах атмосферного тиску над полюсом повинен формуватись центр дії з суттєво високим тиском – полярний антициклон. Тепер відомо, що в Арктиці переважання антициклонів над циклонами зовсім невелике, і тому на багаторічних картах Арктичний антициклон вимальовується дуже слабо.

Дійсно, в районах Арктичного басейну в цілому за рік переважає поле підвищеного тиску. Але навіть *взимку* суцільного антициклону не спостерігається. Завдяки наявності теплої течії Гольфстрім, яка загострює температурні контрасти, інтенсивна циклонічна діяльність тут відбувається в усі пори року. Циклонічні утворення, які виникають на арктичних фронтах, можуть через Норвезьке море проходити в центральні райони Арктичного басейну і навіть до полюсу. Вони проникають сюди і з більш низьких широт, де формуються і розвиваються на полярних фронтах.

Постійний антициклон протягом року зберігається тільки над Гренландією, а в інших районах і в центрі Арктики *влітку* переважають циклонічні поля, як результат прогріву повітряних і водних мас.

В цілому дослідники називають тут три райони виникнення антициклонів. Це північ Канади, де за рік антициклони перебувають більш ніж у 150 днях; Гренландія, де вони відмічаються більш ніж у 120 днях; Таймир, де буває майже 130 днів за рік з антициклонами.

Взимку в цих антициклонах малоохмарна, морозна погода з малими швидкостями вітру. Влітку завдяки формуванню приземних інверсій часто спостерігаються тумани та мряка. Вони отримали назву «гнилі» антициклони.

Сезонність і мінливість циркуляційних процесів в Арктиці визначається коливаннями радіаційного режиму (полярна ніч і полярний день) та контрастами температур між прилеглими континентами і центральними районами басейну. Циклонічна та антициклонічна циркуляція в Арктиці майже рівномовірна і за своєю природою не значно відрізняється від циркуляції помірних широт.

Повторюваність циклонів та антициклонів від року до року може суттєво змінюватися. Але *влітку* і восени більш імовірні циклони, а навесні і *взимку* – антициклони. Зазначимо, що найбільша швидкість переміщення антициклонів *взимку*, а найменша – *влітку*.

Вибухові потепління (на 30–40 °C за добу), які інколи відбуваються у полярній стратосфері за рахунок адвекції тепла з помірних широт у передній частині висотних циклонів або низхідних рухів в атмосфері

Арктики, можуть призводити до різкої зміни тиску і циркуляції на висотах (з циклонічного поля на антициклонічне), напрямку і швидкості вітру. Але в цілому для зимової атмосфери Арктики властивим є циркумполярний циклон, а літньої – циркумполярний антициклон.

Вітри у полярних антициклонах в основному спрямовані від полюса до помірних широт. Північні вітри під дею обертання Землі переходять у північно-східні.

4.7.2.2 *Циркуляція в Антарктиці*

Циркуляційні процеси в Антарктичних районах більш стабільні у часі і просторі, але за характером та інтенсивністю відрізняються від процесів в Арктиці, що зумовлено різними фізико-географічними характеристиками цих полярних регіонів: Арктика – це водна або льодяна рівнина, яка оточена континентами, а Антарктида – суша, яка покрита шаром льоду в 3-4 км і оточена з усіх боків теплими водними поверхнями. До того ж річний радіаційний баланс майже на всьому материка від’ємний.

Над Антарктидою, безумовно, переважним є режим високого тиску. Але навіть тут антициклону не властива надзвичайна стабільність. На середніх картах поверхні 700 гПа, яка розташована приблизно на середній висоті материка, над Східною Антарктидою в усі місяці року спостерігається антициклон. Взимку в більш високих шарах атмосфери відбувається перехід до циркумполярного циклонічного вихору, як і в Північній півкулі.

Над океаном навколо Антарктиди інтенсивно розвинена циклонічна діяльність. Материк оточений поясом найнижчого на Земній кулі атмосферного тиску. Середній за рік тиск на рівні моря у цьому поясі становить 990-985 гПа. Узбережні райони Антарктиди між широтами 60 і 70° є «гніздом» для багатьох активних депресій і менш масштабних областей низького тиску. Ця зона відома як *циркумполярна улоговина*.

Поле тиску в полосі широт 40-60° півд.ш. має зональний характер. Це пов’язано з тим, що тут відсутні материки. Тому циклони і антициклони розвиваються над океаном на будь-яких меридіанах. При русі циклонів на південний схід, а антициклонів на північний схід у зазначеній зоні області високого та низького тиску взаємно гасяться, і ізобари тут розташовані зонально. Але кінцеві стадії розвитку циклонів сприяють формуванню кільця областей низького тиску навколо Антарктиди, а антициклонів – кільця субтропічного поясу високого тиску.

На материк Антарктиди циклони проникають переважно в західній його частині, де берегова лінія достатньо зрізана і є затоки (моря), які

далеко вриваються у материк. У Східну Антарктиду циклони потрапляють досить рідко.

Вітри над Антарктидою, як і над Арктикою, спрямовані від полюса до помірних широт. Під дією сили Коріоліса південні вітри переходять у південно-східні.

Таким чином, у полярних областях Південної та Північної півкуль у нижній тропосфері відбувається винос арктичного і антарктичного повітря на периферію, що сприяє ще більшому відособленню в кліматичному відношенні полярних країн, своєрідність яких, головним чином, визначається особливостями радіаційного режиму.

4.8 Великомасштабні термодинамічні взаємодії в системі океан-атмосфера

Однією з найскладніших проблем сучасної науки є проблема взаємодії атмосфери та океану. Зрозуміло, що особливості взаємодії атмосфери і океану залежать від властивостей цих ланок кліматичної системи, а також від характеру процесів, які зумовлюють ці властивості.

4.8.1 Механізми термобаричних взаємодій у системі океан-атмосфера-суша

Одними з аспектів проблеми змін клімату з характерними часовими масштабами від року до декількох десятків років є великомасштабні взаємодії атмосфери та океану. Океани, як відомо, відіграють дуже важливу роль у глобальній кліматичній системі. Світовий океан покриває більшу частину поверхні Землі та має середню глибину приблизно 3700 м (це тільки 0,0007 радіуса Земної кулі). Від нього атмосфера отримує до 75% всієї енергії, що в ній знаходиться. Південна півкуля більш океанічна (~81%), ніж Північна (~61%) і тому має температуру приблизно на 1 °C нижчу за температуру Північної півкулі.

Шар із сезонними коливаннями температури в океані в середньому має товщину 240 м. Його маса дорівнює $8,7 \cdot 10^{16}$ т, питома теплоємність у чотири рази більша від питомої теплоємності повітря і складає $4,2 \cdot 10^3$ Дж/кг·K, а повна теплоємність цього шару – $36,45 \cdot 10^{16}$ МДж/K.

Атмосфера має загальну межу з океаном більш ніж на 72 % поверхні Землі та реагує на всі зміни, що відбуваються в океані. У будь-який момент часу кількість тепла, що міститься в вертикальному стовпі атмосфери висотою від земної поверхні до меж космічного простору, приблизно така ж, як в стовпі води океану висотою 3 м, рахуючи від поверхні. Тому саме океан є головним акумулятором та зберігачем

сонячної радіації, яка надходить до поверхні землі, а потім передається в атмосферу. Маючи велику теплоємність, океани чинять стабілізуючий вплив на атмосферу Землі і таким чином на довгоперіодні коливання клімату.

Середня річна температура поверхні Світового океану складає $\sim 17,8^{\circ}\text{C}$, причому у Північній півкулі вона на 3° вища, ніж у Південній. Найвищі температури води у Північній півкулі спостерігаються у серпні, найменші – у лютому; у Південній – навпаки.

Світовий океан має масу поверхневого діяльного шару в 15 разів більшу, ніж в атмосфері. Якщо умовно надати атмосфері, діяльному шару океану та суші однакову кількість тепла – $5,3 \cdot 10^{19}$ Дж, то атмосфера нагріється на 1°C , діяльний шар суші на $2,22^{\circ}\text{C}$, а океану – тільки на $0,015^{\circ}\text{C}$.

Виникнення льоду в значній мірі зменшує взаємодію океану з атмосферою, затримуючи розповсюдження конвекції вглиб океану. Морські льоди займають великі простори Земної кулі. У середньому їх площа складає $26 \cdot 10^6$ км². В залежності від сезону площа полів морського льоду зазнає значних коливань. Якщо влітку в акваторії Північного Льодовитого океану морський лід у середньому розташовується на площі $\sim 8 \cdot 10^6$ км², то взимку площа збільшується до $18 \cdot 10^6$ км². У Південній півкулі навколо Антарктиди морські льоди влітку спостерігаються на площі $\sim 2 \cdot 10^6$ км², а взимку їх площа збільшується майже у 10 разів. В окремі роки взимку в Атлантичному та Індійському секторах Південної півкулі льоди можуть досягати $60\text{--}55^{\circ}$ ш. Морський лід відіграє й іншу важливу роль в енергетичному бюджеті океану. Вода, як відомо, гарний поглинач сонячної енергії, а лід, особливо прісний, та сніг – дуже добрі відбивачі. Якщо чиста вода поглинає $\sim 80\%$ радіації, що надходить, то морський лід може відбивати до 80% .

Морська вода складається з $96,5\%$ води і $3,5\%$ розчинених солей, частинок газів і органічної речовини. Найголовнішими з цих компонентів є хлориди і натрій, які становлять близько 85% розчиненої речовини. Хоча повна кількість розчинених солей змінюється в залежності від місця розташування, їх відносна частка у морській воді дуже стала. З практичної точки зору замість того, щоб конкретизувати частку кожного з компонентів, доцільно визначити загальну характеристику – *масову солоність*, як кількість всієї розчиненої речовини (в грамах) у кілограмі морської води. Ця безрозмірна солоність наводиться у *частках на тисячу* (в ‰). Проте, на практиці важко вимірювати весь розчинений в морській воді матеріал. Тому зараз значення солоності ґрунтуються на вимірюванні провідності морської води і надаються в *psu* (*практична одиниця солоності*). Для простоти цей новий масштаб вимірювання вибрано таким чином, щоб значення солоності в *psu* були дуже близькими до значень солоності в ‰.

Густина морської води залежить від солоності, температури та тиску і тому з глибиною густина зростає (оскільки океан на великих просторових масштабах знаходиться в *гідростатичній рівновазі*). У найпростішому варіанті можна вважати, що зміни густини морської води (при високих температурах) залежать в першу чергу від температури води, а при низьких – превалює роль солоності. Солоність також впливає на точку замерзання морської води, яка на морській поверхні зменшується від 0 °C для чистої води до -1,8 °C за умови солоності 35 *psu*. Густина морської води на 3 порядки більша за густину повітря. Для сухого повітря вона становить близько 1кг/м³; густина прісної води – 1000 кг/м³. Зі зниженням температури (~ до 4 °C) густина води зростає, а потім знижується. Зі збільшенням солоності температура води (до максимальної густини) зменшується. За умови типічної для відкритого океану солоності вона стає нижче температури замерзання. Це принципово впливає на кліматичну систему, оскільки при зниженні температури в океані до точки замерзання вода продовжує ущільнюватися та перемішуватися до виникнення льоду. Він характеризується меншою густиною і плаває на поверхні, ізолюючи морську воду від прямого контакту з атмосферою. Якби океан був менш солоним (як, наприклад, Азовське море), льод у високих широтах виникав би набагато скоріше за рахунок того, що температура води максимальної густини у цьому випадку вища температури замерзання. Це призвело б до того, що перемішування припинялось би до початку льодоутворення. Такі умови є типовими не тільки для Азовського, але й для північно-західної частини Чорного, північної частини Каспійського та інших внутрішніх морів.

Питома теплоємність морської води за умов $t=0\text{ }^{\circ}\text{C}$ і $s=0\text{‰}$ складає 4217,4 Дж/(кг·K), для сухого повітря ($t=0\text{ }^{\circ}\text{C}$) – 1004,6 Дж/(кг·K).

За рахунок різних густини та питомої теплоємності морської води та повітря, а також більш високої (у середньому) температури океану порівняно з температурою тропосфери та стратосфери, питома теплоємність верхнього 10-метрового шару океану перевищує питому теплоємність усієї атмосфери.

Висока молекулярна в'язкість морської води призводить до значно меншого турбулентного перемішування в океані порівняно з атмосферою. Крім того, для інтенсивності перемішування ще більш важливим є той факт, що океан нагрівається зверху, а атмосфера – низу. Це призводить до формування стійкої стратифікації на більшій частині акваторії Світового океану, в той час як нижній шар атмосфери протягом більшої частини року характеризується конвективною нестійкістю, низьким числом Річардсона і дуже високим – Рейнольдса.

Як відомо, взаємодії з діяльним шаром літосфери залежать у великий мірі від його теплового стану, який обумовлюється кількістю поглиненої

сонячної енергії, з одного боку, і процесами молекулярного теплообміну у ґрунті, з іншого, а в океані крім молекулярної теплопровідності велике значення мають процеси іншої природи. Відмінності розповсюдження тепла в океані зумовлені, перш за все, великою теплопровідністю води, особливо у верхньому її шарі товщиною 50-100 метрів, яка майже у два рази більша, ніж теплопровідність у ґрунті, великою об'ємною теплоємністю, проникненням сонячної радіації до значно більших глибин. Завдяки зазначеним чинникам виникають більш складні порівняно з молекулярною теплопровідністю фізичні механізми теплообміну. Тепловміст води зумовлюється радіаційним балансом її поверхні, турбулентним потоком тепла у приземному шарі атмосфери та витратами тепла на випаровування. Крім того, теплообмін відбувається під впливом упорядкованих вертикальних рухів води, а також під дією адвекції океанічними течіями та вихровими рухами синоптичного та мезомасштабу.

Верхній шар океану за рахунок динамічного та теплового впливу атмосфери завжди знаходиться у турбулізованому стані. Найбільш інтенсивний приплив енергії турбулентності припадає на вихори синоптичного масштабу. Але значний вплив на теплообмін, особливо у верхньому шарі океану, чинить дрібномасштабна турбулентність. У дрібномасштабній ділянці спектра спостерігається добре виявлений вплив вітру, який приводить до вертикального перемішування верхнього шару океану. Великий турбулізований вплив чинять вітрові хвилі. Флуктуаційна складова поля швидкості відзначається збуреннями, спричиненими орбітальним рухом частинок рідини та чисто турбулентними неупорядкованими пульсаціями. Внесок перших з них швидко зменшується з глибиною і практично стає незначним на глибині 5-6 м. Отже, найбільше значення має дрібномасштабна турбулентність, яка виникає у дрейфовому русі поверхневих океанічних вод за рахунок передачі енергії вітру.

Атмосфера впливає на інтенсивність турбулентного перемішування в океані не тільки обміном імпульсу, але й за допомогою тепло- й вологообміну, дія яких виявляється у формуванні певної стратифікації вод у поверхневому шарі океану. Турбулентні вихори у стійко стратифікованому шарі дисипуються. Нестійка стратифікація, навпаки, збільшує інтенсивність турбулентного перемішування, яке за певних умов може перейти у конвекцію.

Конвективні рухи в океані, як і в атмосфері, виникають при нестійкій стратифікації густини. Під дією турбулентного й конвективного теплообміну відбувається вирівнювання температури й солоності у поверхневому шарі води, який називається *квасіоднорідним шаром* або *шаром перемішування*. Нижче цього шару температура води з глибиною швидко змінюється. Шар з різким змінюванням температури

називається *шаром сезонного термокліну*. Найбільш виразно термоклін виявляється в період з липня по жовтень. У цей час товщина квазіоднорідного шару невелика й досягає 50 м. Із зростанням інтенсивності конвективних рухів та турбулентного перемішування у період з грудня по березень товщина квазіоднорідного шару зростає до 100-150 м, а сезонний термоклін стає менш виразним.

Процеси взаємодії атмосфери та океану найбільш розвинуті в області *енергоактивних зон океанів (ЕЗО)*. Ці зони характеризуються максимумом мінливості температури поверхні океану (ТПО). Аномалії ТПО у північній частині Атлантичного океану, наприклад, можуть існувати протягом 1-6 місяців та коливатися від 6 °С в області Гольфстріму до 1 °С у Норвезькому морі. ЕЗО розташовані біля східних берегів континентів, тобто там, де в атмосфері мають місце зони високої барокліності. Ці зони формуються тому, що, по-перше, енергоактивні зони океанів характеризуються максимальними потоками явного та прихованого тепла у тропосфері. По-друге, близькість вихолоджених взимку континентів зумовлює винос холодного повітря на західні частини океанів, що спричиняє у тропосфері великі контрасти температури і, таким чином, великі градієнти тиску.

Енергетична взаємодія між океаном та атмосферою на масштабах, порівнянних із сезонним ходом, має важливу особливість. Вона полягає у тому, що мають місце амплітудно-фазові розходження характеристик тепла атмосфери і океану. Дослідження показали, що спостерігається випередження у річному ході термічних та вологісних характеристик океану вказаними характеристиками атмосфери. Запізнювання за фазою температури води відносно температури повітря складає у середньому по Світовому океану 25-30 діб.

Таким чином, швидкість перетворення енергії в атмосфері в багато разів перевищує швидкість її трансформації в океані. В системі океан-атмосфера океан виступає інерційним середовищем, повільно накопичуючи зміни. Атмосфера ж представляє собою нестационарну частину, глобальна довгоперіодна стійкість якої підтримується океаном.

4.8.2 Загальні риси циркуляції океану

4.8.2.1 Квazистаціонарні великомасштабні течії в океані

Однією з важливіших властивостей загальної циркуляції океану є наявність квазістаціонарних великомасштабних течій. Йдеться про те, що ці течії завжди спостерігаються в акваторіях Світового океану, хоча можуть зазнавати у визначених місцях суттєвих сезонних коливань.

Океанічна циркуляція виникає в основному під дією циркуляції атмосфери та відіграє важливу роль у міжширотному переносі тепла. Встановлено, що біля половини загального адвективного переносу тепла з низьких широт у високі та з високих широт у низькі здійснюється океанічними течіями, а інша половина – через атмосферну циркуляцію.

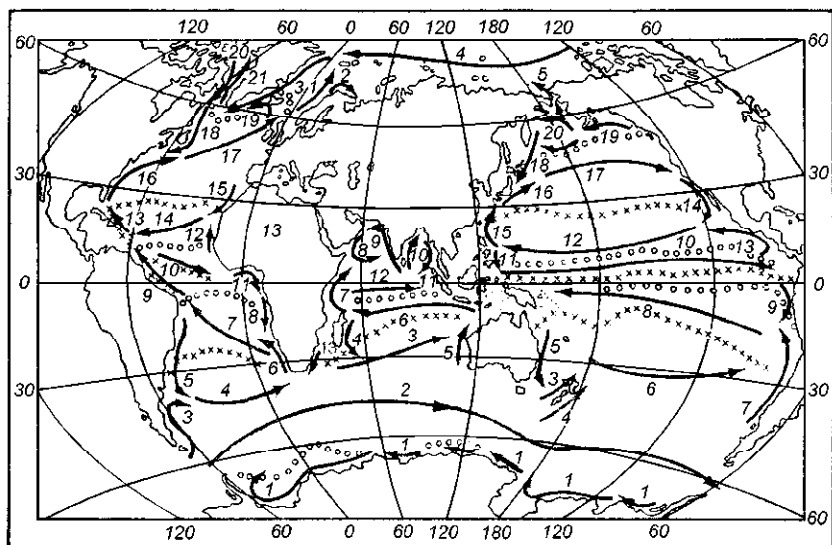
Океанічні течії в першу чергу впливають на температуру повітря, її розподілення та на температурну стратифікацію повітряних мас. Холодні течії посилюють стійкість атмосфери і тим самим послаблюють вертикальний обмін повітря та водяної пари. Тому в цих районах збільшується повторюваність туманів, зменшується хмарність та кількість опадів, що сприяє підтриманню пустель. Теплі течії, навпаки, сприяють розвитку термічної конвекції в атмосфері, і, відповідно, зволоження повітря до значних висот. Особливо велика нестійкість повітря над теплими течіями в зимовий період, що нерідко приводить до зимових гроз навіть у таких північних районах, як узбережжя Норвегії. До теплих течій тяжіють зазвичай зони підвищеної кількості опадів. На напрямок і інтенсивність течій впливає розподіл материків та їх конфігурація.

Загальна картина розташування головних морських течій Світового океану наведена на рис. 4.50. Біля екватора спостерігаються *екваторіальні течії*, які спрямовані зі сходу на захід (відповідно системі повітряних течій).

Зустрічаючи на своєму шляху континенти, течії відхиляються до полюсів і набирають меридіональну спрямованість, даючи початок теплим течіям. Ці течії рухаються вздовж материків приблизно до широти 40-45°. Таким чином, в тропічних і субтропічних широтах біля східних берегів континентів виникають теплі течії. Для Північної півкулі – *Антильська тепла течія* в Атлантиці і *Куросіо* в Тихому океані. У Південній півкулі спостерігаються три гілки теплої течії: *Бразильська* в Атлантиці, *Східно-Австралійська* – в Тихому океані і *Мадагаскарська* – в Індійському океані.

У помірних широтах під впливом західних вітрів теплі течії змінюють напрямок на західний, віддаляються від східних берегів континентів і наближаються до західних, що співпадає з характером атмосферної циркуляції. Таким чином, теплі течії знову перетинають океан, утворюючи, зокрема, в Атлантичному океані потужну течію *Гольфстрім* та її продовження – *Північно-Атлантичну* течію, а в Тихому – *Аляскінську* течію. Води системи Гольфстрім проникають на 10 тис. км – від Флориди (з температурою вище 28 °С) до Шпіцбергена і Нової Землі, транспортуючи величезні маси води різної солоності й густини. Гольфстрім (найбільша ширина потоку 200 км і товщина 2 км) переносить води у 22 рази більше, ніж всі річки на Земній кулі; витрата води складає $9 \cdot 10^{10} \text{ м}^3/\text{год}$. Ця тепла течія приносить величезну кількість

тепла (1600 МДж/м^2) до берегів Західної Європи, Баренцового моря й частково до Карського моря, значно пом'якшуючи клімат західного сектора Арктики.



Антарктика: 1 – Приберегова антарктична; 2 – Антарктична циркумплярна. **Тихий океан:** 3 – Західно-Новозеландська; 4 – Східно-Новозеландська; 5 – Східно-Австралійська; 6 – Південно-Тихоокеанська; 7 – Перуанська; 8 – Південна пасатна; 9 – Ель-Ніньо; 10 – Міжпасатна протитечія; 11 – Мінданао; 12 – Північна пасатна; 13 – Мексиканська; 14 – Каліфорнійська; 15 – Формозська; 16 – Куросіо; 17 – Північно-Тихоокеанська; 18 – Курильська; 19 – Аляскінська; 20 – Східно-Берінгоморська. **Індійський океан:** 3 – Південно-Індоокеанська; 4 – Мадагаскарська; 5 – Західно-Австралійська; 6 – Південна пасатна; 7 – Сомалійська; 8 – Західно-Аравійська; 9 – Східно-Аравійська; 10 – Західно-Бенгальська; 11 – Східно-Бенгальська; 12 – Екваторіальна протитечія; 13 – Мису Ігольного. **Атлантичний океан:** 3 – Фолклендська; 4 – Південно-Атлантична; 5 – Бразильська; 6 – Бенгельська; 7 – Південна пасатна; 8 – Ангольська; 9 – Гвіанська; 10 – Міжпасатна протитечія; 11 – Гвінейська; 12 – Зеленого мису; 13 – Антильська; 14 – Північна пасатна; 15 – Канарська; 16 – Гольфстрім; 17 – Північно-Атлантична; 18 – Лабрадурська; 19 – Ірмінгера; 20 – Баффінова; 21 – Західно-Гренландська. **Арктика:** 1 – Норвезьська; 2 – Нордкапська; 3 – Східно-Гренландська; 4 – Західна Арктична; 5 – Тихоокеанська. Лінії з кружечків – дивергенції; з хрестиків – конвергенції

Рисунок 4.50 – Великомасштабні течії на поверхні Світового океану

У високих широтах завдяки теплим течіям на узбережжях формується особливий клімат – з теплою зимою й невеликою

амплітудою коливання температури та значною кількістю опадів. Порт Мурманськ, розташований за полярним колом, завдяки теплим водам Північно-Атлантичної течії доступний для морських суден протягом року.

Трансатлантична течія Гольфстрім переносить за секунду 120 млн м³ нагрітої Сонцем води, в результаті чого за одну годину на північ поставляється більше енергії, ніж могло би виділитися при спалюванні 5 млрд т вугілля. У Великобританії середня температура взимку на 5-6° вища, ніж на Лабрадорі, який розташований на тій же широті, але не на шляху руху океанічної течії. В Рейк'явіку (Ісландія) взимку тепліше, ніж у Нью-Йорку, який лежить на 3840 км південніше.

У Південній півкулі аналогічні теплі течії відсутні, але спостерігається потужна і стала течія «Західний дрейф», що за напрямком співпадає з панівними тут західними вітрами.

Холодні течії, які мають напрямок від полюсів до екватора, в помірних широтах омивають східні береги континентів. В Атлантиці це *Лабрадорська течія*, а в Тихому океані – *Ойасіо*. Тому клімат східних берегів континентів в цих широтах характеризується порівняно низькими температурами і частими туманами. В районі Ньюфаундленда влітку іноді спостерігаються айсберги. У південній його частині холодна Лабрадорська течія впритул стикається з теплими водами Гольфстріму. Сусідство цих течій призводить до утворення тут стійких густих туманів, які надають популярності Ньюфаундлендським банкам, як одній з найбільш туманних місцевостей Земної кулі.

У тропічних і субтропічних широтах холодні течії, які омивають західні узбережжя континентів, сприяють посиленню пасатних інверсій. Їх наявність є однією з причин того, що в Південній Америці та Африці майже у самих берегів океану розташовані пустелі з властивим їм сухим кліматом. Наприклад, *Перуанська течія*, що несе холодні води Південного океану до екватора, біля узбережжя Перу ускладнює випаровування, за рахунок чого виникають пустелі на північному узбережжі Чілі. Але інколи, при послабленні східних екваторіальних вітрів (пасатів), які відганяють нагріту воду від берегів Південної Америки, проникнення холодних вод послаблюється, збільшується випаровування, що пом'якшує клімат пустелі, приносячи рясні опади. У Північній півкулі в Атлантичному океані – це *Канарська течія*, а в Тихому океані – *Каліфорнійська течія*. У субтропіках Південної півкулі – це *Бенгальська течія* в Атлантичному океані, *Перуанська течія* – в Тихому океані і *Західно-Австралійська* – в Індійському океані.

Вплив морських течій на клімат відбувається через ті повітряні маси, які переносяться над цими течіями в системі загальної циркуляції атмосфери, набуваючи деяких властивостей. Завдяки атмосферній циркуляції вплив морських течій передається вглиб континентів.

Завдяки обертанню Землі, океанічний перенос, індукований вітром, направлений перпендикулярно до тиску вітру (вправо в Північній півкулі та вліво в Південній півкулі). Цей поворот напрямку руху, відомий як *зсув Екмана*, є важливим у поясненні шляхів поверхневих течій, які генеруються вітром. До того ж, уздовж берегової лінії, або якщо перенос меандрує в горизонтальній площині, відбувається *поверхнева конвергенція (дивергенція)*, яка компенсується вертикальними рухами в океані.

Океанічні течії знаходяться у добрій відповідності з динамічною топографією поверхневих вод, тобто з розподілом висот цієї поверхні над глибинним рівнем $15 \cdot 10^6$ Па, що розраховуються за допомогою рівняння гідростатики за даними гідрологічних станцій про вертикальний розподіл густини води. Відповідність полягає у тому, що ізолінії динамічних висот поверхні океану приблизно співпадають з лініями току великомасштабних рухів. Осі улоговин динамічних висот відповідають лініям дивергенції поверхневих течій, на яких відбувається розходження поверхневих вод і, як наслідок, підняття глибинних вод (*апвеллінг*). Навпаки, осі гребенів динамічної топографії відповідають лініям конвергенції, де відбувається сходження поверхневих вод і їх опускання в глибини (*даунвеллінг*). Лінії дивергенції та конвергенції поділяють карту поверхневих течій на квазіширотні динамічні зони. Послідовно з півдня на північ Земної кулі розташовуються: *антарктична дивергенція, антарктична конвергенція* (вона є й південним полярним океанічним фронтом), *південна субтропічна конвергенція, південна тропічна дивергенція, північна тропічна конвергенція, північна тропічна дивергенція, північна субтропічна конвергенція, північна полярна конвергенція* (вона є північним полярним океанічним фронтом) і *субполярна дивергенція* (рис. 4.50).

Важливу роль у Світовому океані відіграють *Південна й Північна пасатні течії*, що йдуть від південної тропічної й північної тропічної дивергенції до північної субтропічної конвергенції. Вони мають значну східну складову, що повністю відповідає пасатним течіям в атмосфері.

На південь від південної тропічної дивергенції з віссю на південній субтропічній конвергенції й на півночі від північної тропічної дивергенції з віссю на північній субтропічній конвергенції у південній та північній половинах океанів розташовуються величезні антициклонічні кругообіги океанічних вод під відповідними атмосферними антициклонами. У Південній півкулі – це *антициклони Святої Олени, Маврікія й Південнотихоокеанський*, у Північній півкулі – *Азорський і Гонолульський*. Періоди обертання вод в них складають декілька років. Наприклад, при радіусі 2500 км і швидкості течії на периферії кругообігу 10 см/с період дорівнює 5 рокам.

Західні гілки цих кругообігів утворюють інтенсивні вузькоструминні граничні течії – Гольфстрім – в Азорському кругообігу, Бразильську течію – у кругообігу Святої Олени, Мадагаскарську течію – у кругообігу Маврікія, Куросіо – у Гонолульському кругообігу й Східно-Австралійську течію – у Південнотихоокеанському кругообігу. Навпаки, на східних гілках кругообігів інтенсифікація граничних течій не відбувається.

У північній частині Індійського океану субтропічний антициклон відсутній і спостерігається виразна мусонна мінливість вітру, а разом з нею і океанічних течій. З вересня до березня, тобто у пору зимового мусону, у цій акваторії Індійського океану спостерігається відносно слабкий циклонічний кругообіг, який включає *Північну пасатну течію*, яка повертається біля Африки на південь, і *Східну течію* – у широтній зоні від 3⁰ півн.ш. до 10⁰ півд.ш. У період літнього південно-західного мусону тут утворюється значний антициклонічний кругообіг, який включає *Південну пасатну течію*. Остання повертає біля Африки на північ у вигляді інтенсивної *Сомалійської течії*, а потім – на схід у вигляді мусонної течії.

Від північної полярної конвергенції на північ розташовуються циклонічні кругообіги вод під відповідними циклонічними системами вітрів: в Атлантичному океані – під *Ісландською депресією*, а в Тихому – під *Алеутською*. У Південному океані на південь від антарктичної конвергенції завдяки відсутності континентальних бар'єрів існує течія, яка об'єднує всі океанські резервуари – «*Антарктична циркумполярна течія*» (АСС). Це одна з найпотужніших течій на Землі, яка переносить близько 130 Sv (1 Sverdrup = 10⁶ м³/с). В арктичному Американсько-Азіатському басейні спостерігається великий антициклонічний кругообіг вод з періодом 4 роки. По його західній периферії міститься *Західно-Трансарктична течія*, яка переходить у *Східно-Гренландську течію*, що виносить арктичні води в Атлантичний океан. Всі ці течії рухаються в основному паралельно до приземних вітрів. Навпаки, *Екваторіальні протитечії*, які існують на або зразу нижче поверхні у всіх океанічних резервуарах, рухаються в протилежному до пасатів напрямку. Типові швидкості великих поверхневих течій складають десятки см/с, витрати – 10⁶ м³/с.

Напрямок головних поверхневих течій співпадає з переважними вітрами. Їх найбільша сезонна мінливість також співпадає з найбільшою сезонною мінливістю вітрів. Все це свідчить про те, що океанічні течії мають переважно вітрове походження. Нагони й стоки океанічної води, які ними утворюються, зумовлюють розглянуту вище динамічну топографію океану з перепадами висот порядку дециметрів. Найбільші відхилення від рівноважного рівня геоїда мають місце на західних

периферіях океанів, особливо в субтропіках. Перепад висот між північною субтропічною конвергенцією і північною полярною дивергенцією в Атлантичному океані дорівнює 170 см, а в Тихому океані – 120 см.

В океані утворюються також підводні вихори і кільцеподібні течії – *ринги* й *вихори синоптичного масштабу*. Ці океанічні структури значно впливають на умови формування клімату і відіграють важливу роль у перерозподілі енергії Світового океану.

4.8.2.2 Синоптичні вихори в океані

Дослідження динаміки океану показали, що однією з особливостей загальної циркуляції океану є наявність не тільки великомасштабних квазістаціонарних течій, але й вихрових утворень різного масштабу. Ще у 40-і роки минулого століття було встановлено, що у Гольфстрімі на просторі від мису Гаттерас (Флоріда) до Великої Ньюфаундлендської банки виникають поперечні хвилі довжиною 300-400 км. Вони переміщуються на схід зі швидкістю 6-10 см/с і перетворюються у *меандри* з розмахом з півдня на північ до 500 км. Головною причиною утворення меандрів є бароклінна нестійкість океанічних струминних течій й ефекти обтікання нерівностей рельєфу дна.

Меандри, що розростаються, відокремлюються від основного потоку і утворюють замкнені кільцеві течії, які називають *рингами*.

Напрямок циркуляції води в рингах, залежить від їх положення в океані відносно головної течії. Наприклад, на південь від Гольфстріму вони мають циклонічну циркуляцію і утримують холодну (північну) воду, а на північ від Гольфстріму, навпаки, – теплу (південну) воду і антициклонічний характер циркуляції. Молоді циклонічні ринги мають діаметр близько 200 км, горизонтальні різниці температур 10-12 °С, лінійні швидкості обертання у верхніх шарах океану до 2 м/с і більше, проникають на глибину до 3 км і навіть до дна океану. Вони зберігаються, поступово послаблюючись, декілька місяців. У середньому за рік між мисом Гаттерас і Великою Банкою утворюється 5-6 пар північних та південних рингів. У Саргасовому морі, куди пересуваються циклонічні ринги, одночасно може існувати 10-15 таких рингів. Вони дають суттєвий внесок у теплообмін між субтропічною й субполярною зонами океану.

Теплі північні ринги Гольфстріму мають значно менший горизонтальний і вертикальний розміри, меншу енергію й менший термін існування. Вони пересуваються на захід та південний захід й поглинаються Гольфстрімом. Аналогічний характер мають і ринги Курасіо.

Океанічні течії характеризуються ще й синоптичною мінливістю. Синоптичні вихори, які виникають в океані, мають діаметр до 100 км, а в

окремих випадках – до 300 км. Швидкість руху води в синоптичних вихорах у верхніх шарах океану складає 30-35 см/с, іноді 70-80 см/с, а швидкості пересування – 3-10 км за добу. Вони можуть виникати на глибинах декілька сотень метрів, інколи майже не виявляючись у поверхневих водах. У синоптичних вихорах спостерігаються фронти шириною 10-15 км з перепадами температури 1,5-2,0 °С.

Дуже важливим класом планетарних хвиль, які значною мірою визначають структуру великомасштабної океанічної мінливості, є *хвилі Россбі*. Довгі хвилі Россбі переносять кінетичну енергію у західному напрямку, проти обертання Землі. Це призводить до накопичення хвильової енергії біля західних узбережжів океанів. Західні граничні течії активно взаємодіють з інтенсивними динамічними утвореннями – синоптичними вихорами, для яких характерним є горизонтальний масштаб 100 км, термін життя – від місяців до декількох років. Вихори еволюціонують у відповідності з законом зберігання абсолютного вихору.

Найбільш досліджені *циклонічні ринги (вихори)* Гольфстріму, які відриваються від основної течії праворуч від потоку і пересуваються здебільшого у південно-західному напрямку. В осередненій циркуляції субтропічного антициклонічного колообігу Атлантичного океану цей процес проявляється у вигляді циркуляції Гольфстріму. Подібна еволюція течії Гольфстріму та синоптичних вихорів (рингів) є чітким проявом явища *від'ємної в'язкості*. Воно полягає у тому, що відбувається перенос кінетичної енергії від малих масштабів до великих. Це приводить до зростання середніх розмірів синоптичних вихорів, їх баротропізації й перетворення у хвилі Россбі, які переміщуються на захід й розтягуються у зональному напрямку. Основним механізмом генерації синоптичних вихорів в океані є бароклінна нестійкість великомасштабних течій, але можлива й генерація їх під впливом прямих атмосферних взаємодій. Таким чином, рухи синоптичних масштабів можна поділити на 4 типи: меандри і ринги на струминних течіях; вихори у відкритому океані, які породжуються бароклінною нестійкістю; вихори, що породжуються топографічними ефектами на дні і узбережжях океану; вихори, які виникають під дією атмосферних взаємодій. Принципова особливість вихорів (типу рингів Гольфстріму) – захоплення та перенесення ними вод з відмінними від оточуючих вод властивостями (в тому числі й за температурою). Це приводить до того, що вихори (на відміну від хвиль) додають деякий внесок у меридіональний перенос тепла в океані. На відміну від атмосфери, цей внесок відносно невеликий. Океанічні синоптичні процеси відрізняються від атмосферних тим, що їх просторові масштаби значно менші, часові масштаби значно більші, а механізми їх генерації більш різноманітні.

Крім різниць у фізичних властивостях морської води та повітря важливу роль тут відіграє той факт, що атмосфера не має меридіональних

меж, а її осереднена циркуляція характеризується зональністю. Океани (за винятком Південного), навпаки, обмежені із заходу та сходу материками і характеризуються інтенсивними меридіональними течіями. Саме тому меридіональний перенос тепла в атмосфері (особливо в середніх та високих широтах) носить в основному вихоровий характер, тоді як в океані головна частина меридіональних переносів зумовлена квазістаціонарними течіями.

4.8.2.3 Глибинна циркуляція

Поверхневу океанічну циркуляцію переважно генерують вітри (п.п. 4.8.2.1). Але окрім постійного переносу тепла поверхневими течіями, в океані відбувається регулярне перемішування вод за глибиною, відоме як *«термохалінна циркуляція»* (ТХЦ).

Вітрова та термохалінна циркуляція являють собою складові частини загальної циркуляції океану та тісно взаємодіють між собою. У формування ТХЦ найбільший внесок мають термічні процеси: нагрів та охолодження вод океану. Менший, ніж термічні процеси, внесок у виникнення ТХЦ вносять процеси змінювання солоності вод океану. Найбільш інтенсивні процеси змінювання солоності – це осолонення верхнього шару океану при випаровуванні води з його поверхні, причому звільняється по всьому Світовому океану більше 10^{31} т солі за рік (лише мала її частка переходить в атмосферу з бризками води); опріснювання при випадінні опадів та винос в океан прісної води річками (на порядок менше і локально), а також за рахунок танення Гренландського та Антарктичного льоду.

Підвищення (або зниження) густини поверхневих вод при їх охолодженні (або нагріванні) та осолонення (чи опріснювання) за рахунок дії архимедових сил призводить до опускання води (чи, навпаки, її підйому) і, таким чином, виступає першопричиною глибинної термохалінної циркуляції.

У високих широтах, через низьку температуру і відносно високу солоність, поверхнева вода може бути достатньо густою та тяжкою, щоб опускатися до великих глибин. Цей процес, який часто називається як *«глибинна океанська конвекція»*, можливий тільки в декількох місцях у світі, переважно у Північній Атлантиці та у Південному океані. Із-за охолодження поверхні океану у високих широтах та її нагрівання у низьких формується меридіональний конвективний осередок. Причому, із-за нерівномірного розподілу суші на Землі та фізико-географічних особливостей взаємодії океану з атмосферою глибинні води виникають тільки у Північній Атлантиці, а придонні – в Антрактичному секторі Південного океану. Швидкість формування глибинних північноатлантичних вод оцінюється в $20 \cdot 10^6$, а придонних антарктичних

– в $5 \cdot 10^6$ м³/с. У верхньому бароклінному шарі формується компенсаційний перенос. *Фактично термохалінна конвекція є термічною*, оскільки зміни густини в океані регулюються переважно температурними варіаціями. Температурні перепади по вертикалі (від поверхні до дна) та в меридіональному напрямку (від екватора до полярних широт) у Світовому океані складають більше ніж 30 К, а перепади солоності не перебільшують декількох проміле.

Температура повітря над Північною Атлантикою вища від середніх показників для Світового океану на 9 °С. Середня температура поверхневих вод Північної Атлантики на 6 °С нижча за температуру поверхневого шару північної частини Тихого океану (22 °С). Два ці океани мають у середніх широтах Північної півкулі однакову протяжність за широтою, але середня температура всієї товщі вод Атлантики тепліша на 1,3 °С, а середня солоність вища на 0,5‰. За рахунок цих різниць в температурі та солоності рівень північної частини Тихого океану майже на 1 м вище рівня Північної Атлантики. Таким чином, у цілому тепла і солоніша Північна Атлантика на поверхні холодніша, а в глибинних шарах у середньому тепліша від холодної і прісної північної частини Тихого океану. Ця аномалія пов'язана зі значним переважанням випаровування над опадами в Північній Атлантиці, різниця між якими складає 24 тис. км³/рік.

Області морів та океанів, що характеризуються високим випаровуванням, здійснюють інтенсивний енергообмін з атмосферою. Північна Атлантика і є такою енергоактивною областю глобального значення і, займаючи 11% площі Світового океану, вода віддає в атмосферу 19% всього тепла, що надходить на Землю. Тепловий баланс Північної Атлантики – від'ємний (цей басейн віддає тепло в атмосферу). Якби сюди не надходила тепла енергія з інших частин Світового океану через Південну Атлантику, то температура її поверхневих вод постійно б знижувалася. За рахунок вільного водообміну океанів навколо Антарктиди меридіональний перенос тепла (МІПТ) має напрямок у Південній Атлантиці не від екватора до Південного полюсу, а від високих широт до екватора. Ось чому клімат Європи є сприятливим для життя людини, оскільки надходить додаткове тепло, що переноситься до Атлантики з глибин інших океанів. І будь-яке порушення в функціонуванні між океанської теплової машини відразу відгукнеться на кліматі Європи.

У Північній Атлантиці Лабрадорське і Норвезьке моря є головними джерелами *Північноатлантичної глибоководної маси (NADW)*, яка тече на південь уздовж західної межі Атлантичного океану в напрямку до Південного океану. Таким чином, вона переноситься до інших океанських резервуарів, перемішуючись з оточуючою масою води. Завдяки цьому глибока вода поволі піднімається до поверхні в різних океанських резервуарах. Це дуже схематично представлено на рис. 4.51.

У Південному океані *Антарктична придонна водна маса (AABW)* переважно генерується в морях Уеделла та Росса. Ця водна маса холодніша і більш густа, ніж NADW і тому тече нижче неї. Відзначимо, що внаслідок перемішування водних мас різних походжень у Південному океані, вода, яка надходить в басейни Тихого та Індійського океанів, називається «циркумполярною глибокою водною масою» (CDW).

Найважливіша частина «конвеєра» або «петлі» Брокера (за ім'ям американського дослідника Уоллеса Брокера, який описав це явище в кінці 80-х років XX сторіччя), – найпотужніший (приблизно в 100 разів

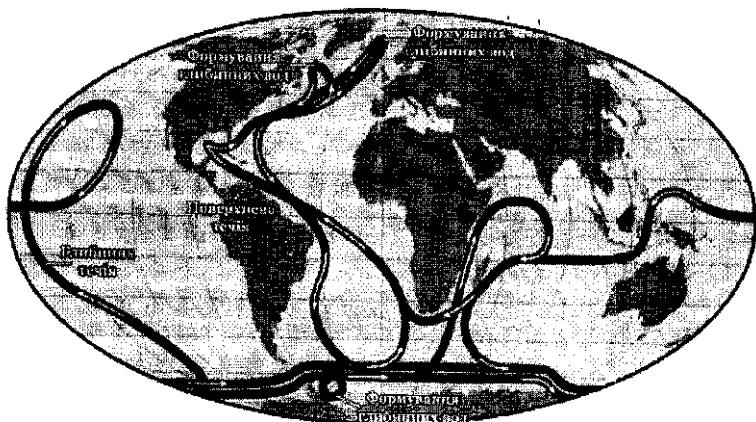


Рисунок 4.51 – Схематичне представлення океанської термохалінної циркуляції

перевищує стік Амазонки) потік води, що рухається по Атлантичному океану з півдня на північ на глибині близько 800 м. На широті Ісландії цей потік піднімається до поверхні і значно охолоджується (в зимовий час – від 10° до 2 °C), а тепло, яке він віддає, визначає надзвичайну м'якість зим на півночі Європи. Охолоджена і більш «важка» вода «тоне» – опускається вниз майже до самого дна, відквіля починає свій зворотний шлях на південь. Ця течія, тепер вже холодна, перетинає екватор, огинає Африку, повертає на схід, дає відгалуження на північ в Індійському океані (де піднімається до поверхні), а потім, обігнувши з півдня Австралію та Нову Зеландію, направляється на північ Тихого океану, де також піднімається до поверхні.

Як відомо, приблизно 10% всього льоду на поверхні нашої планети знаходиться у Гренландії. Щорічно близько 250 мільярдів тон гренландського льоду перетворюється на воду, яка стікає в Атлантичний океан. У випадку продовження інтенсивного танення льодовиків

Гренландії, прісна вода, що надходить у море, розбавить ту масу солоної води, що перемішувалась з півдня, і ця вода, ставши менш щільною, перестане «танути». Конвеєр Брокера може зупинитися, а в Європі почнеться дуже сильне похолодання на багато років. Коли Гренландія перестане танути, конвеєр поновить свою роботу.

Заміри температури та солоності на різних глибинах за останні декілька років показали (порівняно з моментом перших вимірювань 1957 р.), що характеристики поверхневих течій, перш за все Гольфстріму, практично не змінилися, але швидкість глибоководних течій різко впала.

Описана великомасштабна циркуляція, яка пов'язана з течіями на всіх глибинах, часто називається *океанською термохалінною циркуляцією*, оскільки вона генерується контрастами температури і солоності (і тому густини). Проте вітри також відіграють істотну роль в цій циркуляції. По-перше, вони впливають на поверхневу циркуляцію і тому – на верхню гілку термохалінної циркуляції, яка переносить тепло у райони, де відбувається опускання поверхневих вод зі значною густиною. По-друге, внаслідок дивергенції, пов'язаної зі зсувом Екмана, вітри генерують в деяких районах апвеллінг глибинних водних мас, що переносять воду з глибини до поверхні. Цей процес відіграє особливо важливу роль у Південному океані. Вітри можуть також діяти, як місцевий /регіональний чинник, який є попередньою умовою виникнення глибокої конвекції.

Термохалінна циркуляція є дуже повільною. Час, який потрібен для водної маси, сформованої на півночі Атлантики, щоб досягти Південного океану, становить близько століття. Якщо ж розглядати повний цикл, то масштаб часу оцінюється від декількох століть до декількох тисячоліть, в залежності від точного розташування і механізму, що розглядається.

Таким чином, основні параметри океанів зазнають довгоперіодних і короткоперіодних змін, і деякі з них за своїми часовими характеристиками порівнянні зі змінами, які відбуваються в атмосфері.

У глибинах океану накопичилась величезна від'ємна теплова енергія. Від'ємна тому, що середня температура океану 3,5 °С, а земної поверхні 15 °С. Тому будь-яке посилення перемішування глибинних вод океану з поверхневими призводить до похолодання клімату. Цей ефект може проявлятися як у короткочасовому масштабі (десятки і сотні років), так і на часовому інтервалі сотень тисяч і мільйонів років (зміна в циркуляції океанів, зумовлена континентальним переміщенням (дрейфом) материків згідно з відомою теорією Вегенера). Крім того, у масштабах тисячоліть океани контролюють хімічний склад атмосфери, а через це і радіаційну рівновагу всієї кліматичної системи.

4.8.3 Індикатори кліматичної мінливості

Кліматичні варіації в системі океан-атмосфера з типовими міжрічними періодами чітко проявляються в різних районах Земної кулі за різними типами даних, тобто носять глобальний характер. Ось чому суттєвим елементом аналізу кліматичної мінливості є виявлення таких сигналів у системі океан-атмосфера та відгуків на них в різних точках нашої планети, так званих «далеких зв'язків». Типові прояви низькочастотної мінливості атмосферної циркуляції називають «далекодіючими низькочастотними коливаннями» або «кліматичними сигналами». Цьому напрямку досліджень приділяється велика увага в рамках багатопланових Міжнародних та Національних кліматичних програм з використанням сучасних різноманітних підходів.

Як відомо, кліматичні зміни суттєво впливають на стан природного середовища, суспільства та економіки. Зараз в різних країнах розробляються таблиці індикаторів, які можуть використовуватись для моніторингу кліматичних змін та відбиття впливу цих змін на навколишнє середовище. Більше того, в ряді країн вже опрацьовані документи, які включають індикатори сталого розвитку країни та індикатори кліматичної мінливості. *Індикатори* – це фрагменти інформації про велику систему, які дозволяють отримати уявлення про те, що відбувається, і зорієнтуватися в даній ситуації для прийняття індивідуального рішення.

Всю групу індикаторів кліматичної мінливості, що зараз використовуються, можна розділити на дві частини. В першу входять кліматичні індекси, які відбивають стан атмосфери та океану у глобальному масштабі. До іншої групи можна включити індикатори, які відбивають стан атмосфери та гідросфери в визначеному регіоні Земної кулі, наприклад, на території будь-якої конкретної країни. Значення глобальних кліматичних індексів розраховуються за визначеними методиками і їх значення (історичні та оперативні) представлені на WEB сайтах провідних Світових кліматичних центрів.

Найбільш інтенсивні типи просторової узгодженості кліматичної мінливості припадають на міжрічні та міждесятирічні масштаби. Головні центри далекодії, що впливають на клімат Євразії, концентруються над екваторіальною та північною частинами Тихого океану, Північною Америкою та Північно-Атлантико-Європейським сектором. В якості мінливості перелічених кліматичних сигналів зазвичай використовують характеристики їх інтенсивності, найчастіше виражені як перепад тиску між центрами дії атмосфери або, як просторові емпіричні моди в розкладанні полів тиску (Barnston, Livezey, 1987).

Гарними індикаторами клімату вважаються термодинамічні взаємодії в системі океан-атмосфера на великих масштабах. Кліматичні

індекси умовно поділені на декілька груп, в залежності від ключового параметра, на основі якого вони були розраховані.

Кліматичні індекси великомасштабної взаємодії за полем тиску:

- Індекс Північно-Атлантичного коливання (ПАК, NAO);
- Індекс Арктичного коливання (АК, AO);
- Індекс Південного коливання (ПК, SO).

Кліматичні індекси великомасштабної взаємодії за температурою поверхні океану:

- Індекс Ель-Ніньо-Ла-Нінья (ЕН, EN);
- Індекс Атлантичного Мультидекадного коливання (АМК, AMO);
- Індекс Тихоокеанського Декадного коливання (ТДК, PDO).

Глобальний індекс приземної температури – важливий індикатор змін клімату (приземної температури повітря над континентами і температури поверхні в регіонах Світового океану). Глобальний індекс температури розраховується окремо для Південної та Північної півкуль і в цілому для всієї Земної кулі.

Крім перелічених індексів слід назвати ще й *Глобальний індекс аномалії температури поверхні океану, Глобальні аномалії приземної температури повітря над континентами, Глобальні аномалії приземної температури повітря над океанами*. Дані цих індексів показують, що за останні 20–30 років спостерігається значне потепління нижнього шару тропосфери та поверхні океану. Тільки в 70-ті роки ХХ сторіччя зафіксовано зростання глобальної температури на 0,15 °С за декаду, а 1998 рік було зафіксовано як екстремально теплий за всю історію спостережень.

Представлені індекси не тільки відбивають глобальне потепління на Земній кулі, але також широко використовуються у вивченні особливостей проявів як глобального потепління в різних регіонах нашої планети, так і для з'ясування складних взаємодій в системі океан-атмосфера.

4.8.4 Ель-Ніньо-Південне коливання – найбільш значущий сигнал у системі океан-атмосфера

Із природних явищ планетарного масштабу, до числа найбільш потужних і маючих найбільш серйозні наслідки для людини, слід віднести так зване Південне коливання (ПК) – перерозподіл мас повітря в низьких широтах Південної півкулі між Індійським та Тихим океанами. ПК – це синхронне (але з оберненим знаком) змінювання атмосферного тиску в двох регіонах тропічної зони, розташованих майже на протилежних кінцях Земної кулі – між о-вом Таїті (17° півд.ш.; 150° зах.д.) та пунктом спостережень Дарвін (12° півд.ш.; 131° сх.д.). Воно було відкрите на початку ХХ сторіччя. Пізніше був встановлений

зв'язок його з явищем Ель-Ніньо – періодичним різким потеплінням вод поблизу узбережжя Перу, обумовленим змінами сили східних вітрів в екваторіальній зоні Тихого океану.

Вперше явище Південної осциляції описав в 1923 році Гілберт Томас Уолкер. Він ввів терміни «Південна осциляція», «Ель-Ніньо» і «Ла-Нінья» та дослідив зональну конвекційну циркуляцію в атмосфері приекваторіальній зоні Тихого океану (яка носить тепер його ім'я). Довгий час на це явище не звертали майже ніякої уваги, вважаючи його регіональним, і тільки в кінці ХХ століття з'ясувалися зв'язки ЕН з кліматом планети. Інтерес до явища ЕН значно зріс, коли з'явилися доведення того, що воно є частиною кліматичної аномалії, яка проявляється як в океані, так і в атмосфері.

Під терміном «Ель-Ніньо» на початку 1980-х років група експертів SCOR під керівництвом К.М. Федорова визначила як явище потепління прибережних вод у низьких широтах Тихого океану, величина якого перевищує середнє квадратичне відхилення місячних ТПО протягом як мінімум 5 місяців і спостерігається як мінімум на 3-х із п'яти постійно діючих берегових станціях Південної Америки. Із визначення видно, що воно обмежується прибережними східно-тихоокеанськими проявами, тоді як в дійсності має глобальні масштаби. Ось чому декілька років тому К. Тренберт (один із двох перших керівників програми CLIVAR – Міжнародна програма вивчення мінливості та прогнозування клімату) звернувся до всіх спеціалістів з пропозицією розробити нове визначення ЕН, яке би відбивало сучасне уявлення про це явище з врахуванням його глобальності та взаємозв'язку з Південним коливанням.

Згідно сучасних уявлень ЕНПК охоплює тропічні та позатропічні широти і проявляється як в усіх важливіших метеорологічних характеристиках (тиску, температурі, вітрі, вологості, хмарності, опадах), так і в багатьох величинах, що описують стан океану (температурі поверхні океану, течіях, глибині термокліну, рівні океану та деяких інших). Кліматичні аномалії, що супроводжують ЕНПК, мають глобальний характер і призводять до катастрофічних наслідків як в тропічних, так і в позатропічних широтах. Одним з основних питань у вивченні ЕНПК є визначення передуючих умов та з'ясування «спускового механізму». Таким чином, назва «Ель-Ніньо» включає тільки океанічну складову цього явища. Однак зростання температури води біля берегів Південної Америки пов'язано зі змінюванням загальної обстановки в системі океан–атмосфера та появою не менш примітних аномалій в атмосфері (в атмосфері дана аномалія відома під назвою «Південне коливання»).

До 1960-х років в літературі були відсутні дані про те, що ПК та ЕН – взаємопов'язані процеси. Вперше на це звернув увагу Б'єркнес у 1969 році, який показав, що флуктуації температури поверхні океану і опадів над Тихим океаном пов'язані з великомасштабною мінливістю

екваторіальній системі пасатних вітрів, яка, в свою чергу, в найбільшій мірі відбиває мінливість баричного поля в системі Південного коливання. Він показав, що в період ЕН у східних районах Тихого океану спостерігається знижений (порівняно з нормою) приземний тиск, а в районі Індонезії та Північної Австралії встановлюються області підвищеного тиску. Тому це явище називають Ель-Ніньо-Південне коливання (ЕНПК).

Явище Ель-Ніньо – це аномальне підвищення температури поверхні океану (або зниження у випадку розвитку Ла-Нінья) в екваторіальній центральній та східній частинах Тихого океану. Індекси Ель-Ніньо і Ла-Нінья визначаються за аномаліями температури поверхні океану (ТПО) для трьох екваторіальних районів Тихого океану (Bell G, D, 1999):

Nino 1+2 (90° зах.д. – 80° зах.д.; 10° півд.ш. – 0°);

Nino 3 (90° зах.д. – 150° зах.д.; 5° півд.ш. – 5° півн.ш.);

Nino 4 (160° сх.д. – 150° зах.д.; 5° півд.ш. – 5° півн.ш.).

3 квітня 1996 року – ще один район Nino 3-4 (5° півн.ш. – 5° півд.ш.; 120°-170° зах.д.).

Хоча за походженням терміни Ель-Ніньо і Ла-Нінья відносяться до аномалій ТПО, зараз в дослідженнях ЕНПК під назвою «Ель-Ніньо» і «Ла-Нінья» розуміють не просто аномалії температури поверхні в екваторіальному районі Тихого океану, але й відповідні аномалії циркуляції атмосфери – послаблення пасатної циркуляції в екваторіальній атмосфері або осередка Уолкера та опадів у даному регіоні, що відбувається в середньому кожні 3-5 років, тобто кліматичні аномалії у системі океан-атмосфера.

За погодженням країн Північної Америки, починаючи з 2005 року, для ідентифікації явища ЕНПК як головного індикатора було прийнято океанічний індекс, який розраховується за даними ТПО в районі Nino 3-4.

Типове ЕН починається на початку весни Північної півкулі. Йому зазвичай передує рік з аномально високим індексом ПК та збільшеними зональними градієнтами температури поверхні океану. Далі відбувається різке послаблення циркуляційного осередка Уолкера, що призводить до послаблення пасатних вітрів. Вітер у нижній тропосфері може мати при цьому навіть незначну західну компоненту. Індекс ПК стає від'ємним. Різке змінювання атмосферних умов зумовлює швидкий океанічний відгук, що має характер вільних екваторіально-захоплених хвиль. Маса теплої поверхневої води прямує із західної в східну частину акваторії Тихого океану та формує теплу аномалію в центральній та східній частинах екваторіальної зони, досягаючи і навіть перевищуючи в окремі роки 5 °С. Час розповсюдження цієї аномалії на всю акваторію складає декілька місяців і визначається швидкістю екваторіально-захоплених хвиль. В період розвитку ЕН посилюється вся система екваторіальних

протитечій, що приводить до модифікації параметрів вільних екваторіальних хвиль порівняно з горизонтально-однорідним океаном.

В роботі (Fu, 1983) показано, що аномалії ТПО у східній частині екваторіальної зони Тихого океану добре корелюють з низькочастотними варіаціями інтенсивності Міжпасатної протитечії, які на 2 місяці випереджають за фазою низькочастотну мінливість інтенсивності Південної пасатної течії і на 3,5 місяців – Північної пасатної течії. Сумарна аномалія витрат східних протитечій в період розвитку одного з найбільш інтенсивних за останні 100 років явища ЕН 1982-1983 рр. перебільшила $50 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$. Аномалії потоків тепла на поверхні океану вносять менший внесок у формування великомасштабних теплових аномалій верхнього шару екваторіальних вод в роки ЕН, ніж адвекція тепла (Wyrtri, 1975), хоча їх типічні значення достатньо великі ($>25 \text{ Вт/м}^2$) та спричиняють значущий атмосферний відгук. Повний цикл ЕНПК від одного кліматичного стану до іншого займає зазвичай не менше 1,5 року.

В багатьох роботах звертається увага і на взаємозв'язок міжрічної мінливості в системі океан-атмосфера та внутрішньосезонних атмосферних коливань типу Маддена-Джуліана (Madden, Gulian, 1971). На характер такої взаємодії ефективно впливають процеси в системі океан-атмосфера, особливо в екваторіальній зоні між лінією зміни дат у Тихому океані та меридіаном 130° сх.д. – в Індійському. Цей район було названо (Polonsry, Davydov, 1997) вузловим районом ЕН, оскільки саме з цього місця розповсюджуються зазвичай великомасштабні збурення, що генеруються в системі океан-атмосфера в період ЕН при різкій зміні інтенсивності конвективних процесів.

Явище Ель-Ніньо (теплі аномалії в екваторіальній зоні Тихого океану) чергуються в часі з холодними аномаліями: так званими подіями Ла-Нінья. Це свідчить на користь існування таких двох стійких станів системи океан-атмосфера у тропічній зоні Тихого океану: або режим інтенсивних пасатів і аномально холодної поверхні океану в екваторіальній зоні, або режим слабких пасатів і аномально теплої поверхні океану.

Починаючи з 1950-х років, теплі епізоди Ель-Ніньо-Південне коливання стали більш частими, більш стійкими і більш інтенсивними, ніж у попередні 100 років.

Явища Ель-Ніньо та Ла-Нінья впливають не тільки на регіональний клімат і морську екосистему західного узбережжя Північної Америки, але й збурюють атмосферну циркуляцію на всій Земній кулі. Аномалії погоди, спричинені цими збуреннями, виявляються в багатьох районах помірних широт. Глобальні зміни стану океану та атмосфери супроводжуються також змінами концентрації вуглекислого газу та озону і навіть невеликим уповільненням обертання Землі.

Ель-Ніньо впливає на погодні умови у всьому світі. У Сполучених Штатах воно зсуває на південь звичайні маршрути зимових штормів та висотних атмосферних потоків. В результаті шторми, які зазвичай приходять на територію країни через штати Тихоокеанського Північного Заходу Орегон і Вашингтон, замість цього проходять через Каліфорнію та пересуваються через весь південь США до Флориди.

Зазвичай Ель-Ніньо приносить необхідні дощі у посушливий південний захід США, отже, не всі його наслідки є шкідливими. Воно також має тенденцію до посилення мінливості вітрових течій (зсуву вітру), в результаті чого вітри стають менш сприятливими для формування ураганів в Атлантичному океані. Найсуттєвіший вплив ЕН відчувається в тропіках, де це явище виникає, включаючи більшу частину Африки, південь Індії, Південну Азію, Індонезію, Нову Гвінею, північну частину Австралії, південь Мексики, Центральну Америку і північну частину Південної Америки.

Оскільки теплі води ЕН підтримують шторми, то це сприяє збільшенню опадів у східних та центральних частинах Тихого океану. У Південній Америці ефект ЕН є більш вираженим, ніж у Північній Америці.

ЕН асоціюється з теплими й дуже вологими літніми періодами (грудень-лютий) на узбережжі Північного Перу і Еквадору, породжує сильні затоплення завжди, коли явище сильне. Ефекти в лютому, березні та квітні можуть стати критичними. Південна Бразилія і Північна Аргентина також відчувають більш вологі, ніж зазвичай, умови, взагалі, в час весни та раннього літа. Центральний регіон Чілі має м'яку зиму з великою кількістю дощів, а Перуансько-Болівіанське плоскогір'я інколи відчуває незвичайні для цього регіону зимові снігопади. Більш суха і тепла погода спостерігається в басейні річки Амазонка, Колумбії і Центральній Америці. Прямі ефекти ЕН спричиняють до зменшення вологості в Індонезії, збільшуючи ймовірність виникнення лісових пожеж у Філіппінах і в Північній Австралії. Також у червні-серпні суха погода спостерігається в регіонах Австралії та Східної Тасманії. Захід Антарктичного п-ва, Землі Росса, моря Беллінсгаузена і Амундсена покриваються великою кількістю снігу та льоду в час ЕН. Останні два та море Уделла стають теплішими і знаходяться під більш високим атмосферним тиском.

Подіям ЕН відповідають від'ємні значення індексу ПК, іншій стадії – Ла-Нінья, відповідають додатні значення індексу.

Дослідження показали, що ЕНПК можуть спричиняти великомасштабний вплив на клімат помірних широт, який проявляється навіть в районі тривалого часового осереднення. Виявлено зв'язок ЕН з посиленням Алеутського мінімуму, циркуляцією західних вітрів і опадами помірних широт.

Таким чином, події ЕНПК носять глобальний характер. На процес їх генерації та релаксації прямий вплив чинять додатні й від'ємні зв'язки в системі океан-атмосфера, а також сезонна мінливість мусонного типу та внутрішньосезонні коливання. Це означає, що для детального опису низькочастотної мінливості гідрометеорологічних характеристик Світового океану, зумовлених коливаннями типу ЕНПК, до розгляду слід залучати внутрішньорічні та внутрішньосезонні їх варіації. Останні відзначаються значною просторово-часовою мінливістю, яка виникає за рахунок регіональних фізико-географічних особливостей.

4.8.5 Північно-Атлантичне коливання

Переважаючі циркуляційні процеси, які визначають умови формування кліматів Європи і великої частини Азіатського материка, формуються над Північною Атлантикою та територіями, що примикають, і отже залежать від характеру процесів взаємодії атмосфери з поверхнею цього океану і прибережних морських акваторій.

Як відомо, у Північній півкулі центр субтропічної області високого тиску розташовується в районі Азорських островів (*Азорський максимум*). На північ від нього приблизно до 60° півн.ш. переважають західні вітри. На 60° півн.ш. в районі Ісландії формується область зниженого тиску (*Ісландська депресія*). Середньорічний приземний тиск в Ісландській депресії – біля 1006 гПа, а в Азорському максимумі – ~1024 гПа. Таким чином, середня різниця тиску між цими ЦДА (так званий *індекс Россбі*) складає ~ 18 гПа (Полонський, 2008). Градієнт тиску між Азорським максимумом та Ісландським мінімумом в значній мірі визначає інтенсивність західної атмосферної циркуляції в середніх широтах і погоду над Європейським континентом.

Квазисинхронні низькочастотні коливання тиску в Азорському максимумі та в Ісландському мінімумі називають *Північно-Атлантичним коливанням (ПАК)*. Воно було вперше описано Г. Уолкером і Є. Бліссом у 1932 році (Walker, Bliss, 1932). В якості кількісної міри цього коливання використовують індекс ПАК (NAO).

Просторові особливості та часова мінливість ПАК зазвичай визначається по нормованій різниці поля тиску на рівні моря (SLP) між однією зі станцій на Азорських островах (або в м. Ліссабон) та однією зі станцій в Ісландії або індекс Россбі. Хоча взаємозв'язок між ЦДА проявляється протягом всього року, амплітуда коливань максимальна у зимовий сезон, коли атмосфера динамічно найбільш активна. ПАК в значній мірі визначає погоду (інтенсивність і траєкторії циклонів та штормів, аномалії опадів та приземної температури повітря) в більшості країн Європи і на акваторії Північної Атлантики в зимовий сезон, тому

тенденції кліматичних змін у Європейському регіоні неможливо вірно пояснити без цього індексу.

Виділяють «додатну» та «від'ємну» фази ПАК. В *додатній фазі* Ісландський мінімум та Азорський максимум добре розвинуті, градієнти тиску між ними збільшені, зональна циркуляція посилена. За *від'ємної фази* спостерігається послаблення зональних і посилення меридіональних процесів. Ці процеси визначають характер бароклінності, положення та інтенсивність західно-східного переносу у середній тропосфері, і, таким чином, траєкторії циклонічних вихорів та їх інтенсивність.

Аналіз умов в океані та атмосфері, що передують формуванню в листопаді-лютому тієї чи іншої фази Північно-Атлантичного коливання, показав, що важливе значення мають стан Азорського антициклону влітку, теплонакопичення океану в районі Гольфстріму в вересні та теплообмін океану і атмосфери в листопаді-грудні (Нестеров, 1998). Формуванню додатної фази ПАК у січні передують:

- посилення Азорського максимуму в червні-липні;
- додатна аномалія температури поверхні океану в області Гольфстріму в вересні;
- послаблення (порівняно зі звичайними умовами) у листопаді-грудні потоку прихованого тепла з океану в атмосферу в районі Гольфстріму та посилення його в області Ісландського мінімуму.

При формуванні від'ємної фази ПАК всі процеси протилежні й ця фаза в грудні-січні може формуватися за рахунок виникнення блокуючої ситуації в атмосфері за такою схемою:

- винос холодного повітря з Північно-Американського континенту на Гольфстрім; саме інтенсивні потоки прихованого та явного тепла, що виникають в час виносу, сприяють перетворенню звичайного циклону в «бомбу». Це позатропічний циклон, який поглиблюється зі швидкістю 1 гПа/год і більше (в залежності від широти) протягом 24 годин; в зоні виносу сумарний потік прихованого та явного тепла досягає 1000-1500 Вт/м², то в «бомбі» він може складати 3000 Вт/м²;
- виникнення «*взривного*» циклону (*метеорологічної бомби*);
- формування блокуючих режимів циркуляції атмосфери, вивченню яких присвячена велика низка робіт;
- формування від'ємної фази ПАК.

При змінюванні фази ПАК (зміні знаку індекса) циркуляція атмосфери в Атлантико-Європейському регіоні суттєво змінюється. Особливо значні перебудови відбуваються в зимовий період у тому випадку, якщо значення індексу ПАК до і після зміни фази достатньо великі (більше 1-2 за абсолютною величиною). Аналіз показав, що випадки різкої зміни фази ПАК, як правило, пов'язані зі зміною

переважаючого режиму циркуляції атмосфери, під яким розуміють квазістійкий стан циркуляції з часовим масштабом від декількох діб до декількох тижнів. Проблеми виділення режимів циркуляції атмосфери у Північній півкулі присвячені роботи, в яких для регіону Північної Атлантики визначено від 2 до 6 режимів.

Обидві фази пов'язані з розповсюдженням на весь басейн змін інтенсивності та розташування Північно-Атлантичної струминної течії, а також великомасштабних зональних та меридіональних переносів тепла і вологи. Останні, в свою чергу, призводять до змін в полях температури та опадів, які часто розповсюджуються від сходу Північної Атлантики до Центральної Європи. Також є наявність значної кореляції між зимовими індексами ПАК та блокуючими ситуаціями в цьому регіоні, причому процес блокування спостерігається при невеликих величинах цих індексів, тобто за умови достатньо розвинутої меридіональної циркуляції.

Існує суттєва міжрічна мінливість ПАК, при цьому як додатна, так і від'ємна фази можуть спостерігатися впродовж декількох місяців поспіль. Як правило, існують тривалі періоди, коли переважає одна з фаз. Наприклад, протягом періоду 1979-1995 рр. взимку переважала додатна фаза, а значна від'ємна фаза спостерігалася тільки двічі. У той же час, в мінливості ПАК існує визначена періодичність. Як показують дослідження, ПАК має дво-, шести- і квазідесятирічну періодичності.

З іншого боку, з початку 80-х років ХХ століття ПАК мало тенденцію залишатися в одній екстремальній фазі і спричиняло більшу частину зимових потеплінь, що спостерігалися над Європою, та похолодань в північно-західній Атлантиці. Аномалії опадів, у тому числі посушливі зими над півднем Європи і Середземномор'ям, та більш вологі умови над Північною Європою та Скандинавією, також пов'язують з характером ПАК. Зміни в середньомісячних атмосферних течіях над Атлантикою були пов'язані зі зсувом на північ траєкторії циклонів. Аномалії ПАК у зимовий період впливають і на формування літніх аномалій погодних умов у Європі:

- при посиленні ПАК (додатні аномалії ТПО в Норвежському морі) над більшою частиною Європи формується висотна улоговина та переважає відносно холодна погода з надмірною кількістю опадів;
- при послабленні ПАК (від'ємні аномалії ТПО в Норвежському морі) над більшою частиною Європи виникає стійкий висотний гребінь та переважає відносно тепла погода з дефіцитом опадів.

Аналіз довгоперіодної мінливості характеристик водних мас показав, що існує тісний взаємозв'язок між мінливістю індексу ПАК, мінливістю циркуляції вод у субполярній Атлантиці з мінливістю характеристик проміжних та глибинних вод у регіоні.

Зменшення індексу ПАК після 1996 року призвело до значного за величиною осолонення та потепління всієї товщі проміжних та глибинних вод у субполярному регіоні в період з 1997 по 2006 рр. (Sarafanov et. al., 2007). Таке масштабне змінення властивостей вод було зумовлено змінами циркуляції океану в субполярному регіоні.

Г. Уолкер і Є. Блісс (Walker, Bliss, 1932) вперше вивчали питання про зв'язок ПК з ПАК та його аналогом у Тихому океані – *Північно-Тихоокеанським* коливанням (ПТК). Вони стверджували, що зв'язок ПК і ПАК дуже слабкий. Разом з тим існує значуща від'ємна кореляція між ПК та ПТК.

Факт наявності значущого атмосферного відгуку на аномалії ТПО у Північній Атлантиці, що призводить до інтенсифікації ПАК та є суттєвим кліматичним наслідком для Європейського регіону, доведено в багатьох роботах.

Мабуть можна зробити висновок, що ЕНПК-ПАК – це складна інтерактивна система, яка регулює міжрічну мінливість різноманітних гідрометеорологічних характеристик в Євразійському регіоні. Зараз встановлено, що ПАК – один з елементів великомасштабної мінливості завихрення в атмосфері Північної півкулі, названий в роботі (Thompson, Wallace, 1998) *Арктичним коливанням*.

4.8.6 Південна Кільцева мода

Хоча феномен NAO цікавий сам по собі, його іноді розглядають як регіональний прояв процесу більшого масштабу – коливання атмосферного тиску між субтропічними областями і високими широтами. Оскільки ця квазіпівсферична мода має високий ступінь зональної симетрії, її називають як Північна Кільцева мода (ПнКМ, NAM, а також іноді – Арктичне коливання). Подібно до NAO (з яким вона дуже добре корелюється), ПнКМ (NAM) пов'язана зі змінами інтенсивності західних потоків у середніх широтах.

Еквівалентом Північної Кільцевої моди у Південній півкулі є Південна Кільцева мода (ПдКМ, SAM). Запропоновано декілька означень SAM: за одним з найбільш зручних – це нормалізована різниця зонально осередненого атмосферного тиску на рівні моря між 40° півд.ш. і 65° півд.ш. Як і очікувалось, картина тиску на рівні моря, пов'язана з SAM, є квазікільцевою з великою аномалією низького тиску з центром на Південному полюсі і кільцем аномалій високого тиску в середніх широтах. З геострофічного наближення випливає, що це призводить до появи важливої зональної вітрової аномалії у широкому колі навколо 55° півд.ш. з посиленням західних вітрів при підвищенні значення індексу SAM. За рахунок зсуву на південь траєкторій штормових

циклонів високі значення індексу SAM пов'язані з аномально посушливими умовами у південних районах Південної Америки, у Новій Зеландії та у Тасманії, і в той же час – аномально вологими умовами у більшій частині Австралії та у Південній Африці. Більш сильні західні вітри у Південному океані також збільшують ізоляцію Антарктиди. В результаті зменшується теплообмін між тропіками і полюсом, що веде до охолодження Антарктиди і навколишніх морів. Проте, Антарктичний півострів нагрівається за рахунок аномалії західного вітру, який приносить морське повітря на півострів. Дійсно, океан, який оточує Антарктичний півострів, завжди тепліший, ніж безпосередньо півострів, і тому більш сильні західні вітри забезпечують більший перенос тепла на півострів. Над океаном більш інтенсивні західні вітри генерують сильніші східні океанські течії. До того ж, дивергенція поверхневих океанічних течій навколо 60° півд. ш. підсилюється за рахунок більшого зсувного переносу Екмана, зумовленого вітровими напругами. Результатом цих процесів є посилення океанського апвеллінгу в цьому районі.

Більшість ефектів SAM можна пояснити його кільцевою формою і відповідними змінами у зональних вітрах. Проте, порушення цієї кільцевої структури мають великі наслідки для морської криги, оскільки вони пов'язані з меридіональними обмінами і, тому, з великими потоками тепла. Зокрема, у роки, коли спостерігаються високі значення індексу SAM, у морі Амундсена звичайно знаходиться аномалія низького тиску. Вона генерує аномалії південного вітру у морі Росса (Тихоокеанський сектор Південного океану), що зумовлює зниження температури в цьому районі та збільшення площі морського льоду. З іншого боку, завдяки посиленню північних вітрів область навколо Антарктичного півострова стає теплішою і концентрація льоду зменшується.

Таким чином, внутрішня динаміка кліматичної системи відіграє важливу роль у визначенні мінливості клімату нашої планети.

4.8.7 Тихоокеанське Декадне коливання

Термін *«Тихоокеанське Декадне коливання»* або в англійській транскрипції *«Pacific Dekadal Ossillation»* (PDO), ввів Steven Hare у 1996 році, досліджуючи взаємозв'язок між продуктивністю лососа на узбережжі Аляски і кліматом північної частини Тихого океану.

Зміна мінливості PDO зазвичай представляється двома індексами, розрахованими на основі температури поверхні океану (ТПО) та приземного тиску. Дослідження показують, що у XX столітті в мінливості PDO переважав масштаб 15-25 років і 50-70 років. Є додатна

та від'ємна фази PDO. Кожна фаза має тенденцію продовжуватися 20-30 років. Однак, всередині цих довготривалих періодів зафіксовані й короткі інтервали до 3-х років протилежної фази PDO.

Дослідження (Trenberth, 1990 and Mantua et. al., 1997) показують, що теплій фазі PDO відповідають холодні аномалії ТПО у північній та центральній частинах океану і теплі – уздовж західної.

Деякі незалежних досліджень показали розвиток двох повних циклів PDO у XX столітті: «холодний період» PDO переважав в 1890-1924 і в 1947-1976 рр.; «теплий період» PDO зафіксовано в 1925-1946 рр. та з 1977 до середини 1990-х років (Minobe, 1997).

Механізм виникнення і розвитку PDO зараз недостатньо є вивченим. Однак, навіть за відсутністю теоретичного пояснення цього механізму, інформація про розвиток Тихоокеанського Декадного коливання дуже корисна в сезонних та річних прогнозах для регіону північної частини Тихого океану, Північної Америки та Північно-Східної Азії.

4.8.8 Атлантичне Мультидекадне коливання

Атлантичне Мультидекадне коливання (АМК, АМО) – довгоперіодне змінювання температури поверхні в північній частині Атлантичного океану, з холодними та теплими фазами, тривалість яких складає 20-40 років, а різниця температури між екстремумами – 1 градус. АМК впливає на температуру повітря та інтенсивність опадів на більшій частині Північної півкулі.

Це явище проявляється в змінах посух та інтенсивних ураганів в Атлантиці. В період теплої фази АМК кількість тропічних штормів, які за інтенсивністю досягають рівня ураганів, значно більша порівняно з холодною фазою. Частота більш слабких штормів мало залежить від АМО. Однак, кількість слабких штормів з інтенсивністю близькою до ураганної, значно збільшується.

Індекс АМК – аномалії ТПО в Північній Атлантиці в градусах Цельсія, з ковзним осередненням у 10 років.

Існуючі інструментальні спостереження дозволяють дослідити цикл АМК тільки за останні 150 років, що є недостатнім для з'ясування таких питань, як те, чи є АМК природним коливанням або воно визначається глобальним потеплінням.

В міжнародній літературі воно звичай називається *Атлантичною Мультидекадною осциляцією (АМО)*.

Дослідженню міждекадної моди ПАК (або АМО) приділяється особливо велика увага в зв'язку з важливістю проблеми виділення антропогенних змін клімату.

В 2001 році (Mestas-Nunez, Enfield, 2001) встановлено, що міждесятирічна мода глобальної ТПО – один з головних глобальних

сигналів, не пов'язаних з ЕНПК. Фактично, це Північноатлантична мода, амплітуда якої досягає максимуму на південний схід від Гренландії.

Для кількісної характеристики АМО часто використовують індекс, який являє собою середньорічну аномалію ТПО у Північній Атлантиці (зазвичай осереднену між екватором і 60° півн.ш.). Цей індекс добре корелює з різними кліматичними характеристиками: температурою та стоками річок в Європейському та Північно-Американському регіонах, кількістю тропічних циклонів в Атлантичному океані, параметрами середньоширотних циклонів та антициклонів в Атлантико-Європейському регіоні.

В якості іншої характеристики АМО можна використовувати згладжений низькочастотним фільтром індекс ПАК.

Необхідно підкреслити, що достатньо інтенсивної міждесятирічної мінливості зазнають не тільки великомасштабні середньорічні або середньосезонні характеристики, але й процеси синоптичного й добового масштабів. У роботі (Бардін, Полонський, 2005) за даними реаналізу NCEP за зимовий період 1952-2000 рр. розраховані повторюваність, глибина (площа та інтенсивність) циклонів та антициклонів в Атлантико-Європейському регіоні в різні фази ПАК. Показано, що посилення ПАК супроводжується не тільки статистично значущим зростанням повторюваності циклонів у Північній Атлантиці (між 55° і 75° півн.ш.) та у південно-східній частині Середземноморського регіону, але й їх інтенсифікацією. При цьому в помірних широтах Північної Атлантики (між 35° і 55° півн.ш.) і над більшою частиною Європи повторюваність (але не інтенсивність) циклонів зменшується. Повторюваність антициклонів при інтенсивній фазі ПАК максимально зростає в Субтропічному кругообігу між 30° і 40° півн.ш., а глибина – у субтропіках і над північно-східною частиною Європи. Між початком 1960-х та серединою 1990-х років кількість (повторюваність) циклонів в області формування Північноатлантичних вод подвоїлась. Оцінка швидкості продукції цих вод з використанням емпіричного співвідношення між витратою глибинних вод і температурою поверхні океану, визначеного в роботі (Vascon, 1998), показала, що при інтенсифікації ПАК та вихолодженні поверхні океану на 1-2 °C витрати глибинних північноатлантичних вод збільшуються приблизно на $2,5 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$.

Таким чином, змінювання характеристик синоптичних процесів у екстремальні фази ПАК (фактично, Атлантичного Мультидекадного коливання) не тільки ефективно впливає на атмосферні процеси тепла сезонного масштабу, але й суттєво трансформує швидкість продукції північноатлантичних вод та чинить суттєвий вплив на глобальну кліматичну мінливість системи океан-атмосфера.

Запитання для самоперевірки до 4-го розділу

1. Що розуміють під терміном «загальна циркуляція атмосфери»? Основні її складові.
2. У чому полягає роль атмосферної циркуляції як кліматоутворювального чинника?
3. Повторюваність рухомих циклонів та антициклонів біля поверхні землі у Північній та Південній півкулях.
4. Охарактеризуйте середньоширотний розподіл тиску біля поверхні землі за середніми багаторічними даними. Центри дії атмосфери. Які центри дії атмосфери спостерігаються протягом року, а які у визначені періоди року?
5. Який напрямок вітру біля поверхні землі переважає в низьких широтах, у помірних широтах, у високих широтах обох півкуль?
6. Основні риси термічного режиму тропосфери та стратосфери по півкулях.
7. За рахунок яких фізичних механізмів виникає великомасштабний зональний перенос?
8. За рахунок яких фізичних механізмів виникає пасатна циркуляція? Для яких районів Земної кулі вона є характерною?
9. Тропічні циклони. Райони виникнення. Причини формування.
10. Які механізми призводять до появи мусонних повітряних течій? Які мусонні циркуляційні системи Вам відомі?
11. Що є характерною особливістю середньої зональної циркуляції у тропосфері та нижній стратосфері взимку та влітку?
12. Особливості великомасштабної циркуляції у стратосфері.
13. Поняття «струминної течії» в атмосфері Землі. Основні струминні течії тропосфери та стратосфери.
14. Що є характерною особливістю середньої меридіональної циркуляції у тропосфері та стратосфері взимку та влітку?
15. Які географічні типи повітряних мас Вам відомі? Як кожна з них впливає на формування клімату Землі?
16. Що розуміють під терміном «кліматологічний фронт»?
17. Основні риси загальної циркуляції океану. Енергоактивні зони океану.
18. Під впливом яких причин виникають поверхневі течії в океані? Яку роль відіграють теплі й холодні течії у формуванні клімату?
19. Які механізми термобаричних взаємодій у системі океан-атмосфера-суша Вам відомі? Як проявляються ці взаємодії в формуванні глобального клімату?
20. Сучасне представлення про індикатори кліматичної мінливості. Їх роль у дослідженнях змін клімату?

5 ВОЛОГООБІГ ТА ЙОГО ВПЛИВ НА КЛІМАТ

5.1 Поняття про вологообіг

Усі водні ресурси Землі (поверхневі, підземні, ґрунтові води і атмосферна волога) тісно взаємопов'язані одним з найбільших природних процесів – кругообігом води. Цей процес відбувається тому, що водяна пара – єдиний атмосферний газ, який може змінювати свій фізичний стан за рахунок фазових перетворень.

Під впливом сонячної радіації, яка зумовлює випаровування води, та сили тяжіння, завдяки якій відбувається падіння крапель дощу, течія річок, рух ґрунтових і підземних вод, відбувається вологообмін між океанами і материками та окремими їх частинами. Водяна пара, що випаровується з поверхні Світового океану, переноситься повітряними течіями на значні відстані. З часом частка цієї вологи попадає в умови, які сприяють її конденсації та випадінню у вигляді опадів, повертаючись, таким чином, знову до океану. Інша її частина переноситься повітряними течіями на материк, де вона випадає у вигляді дощу або снігу. Так само, частина води, яка випаровується з поверхні материка, повертається у вигляді опадів знову на материк, частина виноситься атмосферними, поверхневими і підземними стоками в інші райони материка або в океан. У природі цей механізм обміну вологою між океанами і материками відбувається постійно. Він пов'язує процес випаровування вологи, перенос її повітряними і поверхневими течіями та випадіння опадів.

Зазвичай вологообмін, при якому опади випадають за рахунок вологи, принесеної зовні, називають *зовнішнім* вологообігом. Якщо він цілком відбувається на обмеженій території суші (океану) за рахунок вологи, яка випарилася з цієї ж поверхні і випала тут же у вигляді опадів, такий вологообіг називають *внутрішнім*. Зовнішній і внутрішній вологообіги складають загальний вологообіг.

Неперервний взаємообмін вологою між підстильною поверхнею та атмосферою, перенос її річками, повітряними і морськими течіями з одних районів Землі в інші називають *вологообігом*.

Вологообіг є надзвичайно важливим процесом, який поряд з іншими кліматоутворювальними факторами відіграє велику роль у формуванні кліматів Землі. Окремі його складові тісно пов'язані з радіаційними умовами, які визначають процес випаровування, та з атмосферою циркуляцією, яка визначає умови переносу вологи і випадіння опадів. Але, в свою чергу, вологообіг суттєво впливає на радіаційний баланс, змінюючи сумарну радіацію, альбедо і ефективне випромінювання підстильної поверхні завдяки вологовмісту, хмарності та опадам. Він вносить значний внесок в енергетику атмосферної циркуляції, транспортуючи водяну пару,

тобто приховане тепло кліматичної системи, і перерозподіляючи тепло і вологу по Земній кулі.

Таким чином, вологообіг як один з кліматоутворювальних процесів, знаходиться у тісному взаємозв'язку з іншими факторами кліматоутворювання.

5.2 Водний баланс Землі та його складові

5.2.1 Рівняння водного балансу Землі

Вивчення вологообігу зводиться до дослідження окремих складових балансу вологи (водного балансу) різних оболонок Земної кулі, співвідношення між якими можна представити рівнянням водного балансу. Рівняння водного балансу можуть бути складені для усієї Землі, Світового океану, окремих континентів і країн, річних басейнів, озер тощо. Тобто його можна розглядати для будь-якої території, обмеженої довільним контуром.

Слід зазначити, що з земної поверхні щорічно випаровується 577 тис. км³ води або 1130 мм/рік на одиницю площі (табл. 5.1). При цьому з поверхні океану за рік випаровується 505 тис. км³ води, а з поверхні суші – 72 тис. км³. Тобто основним джерелом водяної пари в атмосфері (більш ніж на 85%) є Світовий океан.

Таблиця 5.1 – Річний водний баланс Світового океану, суші і всієї поверхні Земної кулі

Елементи водного балансу	Об'єм, тис.км ³ /рік	Шар, мм/рік
Світовий океан (площа $361 \cdot 10^6$ км ²)		
Опади	458	1270
Сток	46,8	130
Випаровування	504,8	1400
Суша (площа $149 \cdot 10^6$ км ²)		
Опади	119,1	800
Сток	46,8	315
Випаровування	72,3	485
Земна куля ($510 \cdot 10^6$ км ²)		
Опади	577,1	1130
Випаровування	577,1	1130

Це зумовлено тим, що площа океанів і морів Земної кулі майже в 2,5 разу більша за площу суші, а випаровування з одиниці площі водної

поверхні також значно перевищує випаровування з одиниці площі суші, що визначено необмеженістю водних ресурсів океану і більшим поглинанням сонячної енергії, яка надходить до його поверхні. В результаті з поверхні океану в середньому за рік випаровується шар води в 1400 мм, а з поверхні суші – в 485 мм. Значна частина цієї вологи в атмосфері знаходиться до висоти 5-7 км.

Опади над океаном випадають в меншій кількості, ніж випаровується вологи з його поверхні. Вони становлять 458 тис.км³/рік. На суші має місце інше співвідношення між ними: опади складають 119 тис.км³/рік і майже на 47 тис.км³/рік перевищують випаровування. Завдяки цьому на суші формуються річки, озера, льодовики і підземні води. Цей об'єм води повертається протягом року в океан у вигляді річного стоку і стоку підземних вод f_C , що відновляє баланс вологи в ньому. Наведені співвідношення між складовими водного балансу можна представити такими рівняннями:

для периферійної частини суші

$$E_C = r_C - f_C , \quad (5.1)$$

для областей, які не мають виходу річкової води в океан

$$E_C = r_C , \quad (5.2)$$

для Світового океану

$$E_O = r_O + f_C , \quad (5.3)$$

для всієї Земної кулі

$$E_C + E_O = r , \quad (5.4)$$

де E_C , r_C і f_C – випаровування, опади і річковий стік для суші;

E_O і r_O – випаровування і опади для океану;

r – опади для Земної кулі.

Таким чином, в цілому за рік на Земній кулі середня багаторічна кількість річних опадів, які випадають на Земній кулі, дорівнює середній багаторічній кількості річного випаровування з її поверхні.

5.2.2 Географічний розподіл складових водного балансу

Просторовий розподіл *випаровування* над океанами і континентами було розглянуто раніше при аналізі теплового балансу кліматичної

системи. Нагадаємо, що над океанами максимальне випаровування припадає на тропічні широти, на південь і північ від яких воно зменшується до мінімальних значень у високих широтах. Зональний розподіл порушується теплими і холодними океанічними течіями.

Над сушею максимальна величина випаровування характерна для екватора. Другий, значно менший максимум, спостерігається в помірних широтах.

Опади розподіляються по Земній кулі дуже нерівномірно і межі їх коливань значні (рис. 5.1). Але і їм, як і іншим природним процесам, притаманна деяка зональність. У найбільш загальному вигляді по основних широтних географічних зонах режим опадів можна представити таким чином.

Максимальна кількість опадів спостерігається в *екваторіальній зоні* (від 10° півн.ш. до 10° півд.ш.). На більшій частині цієї зони їх випадає 2000-3000 мм. Але в умовах складної орографії і взаємодії мусонів вони можуть сягати 6000 мм і більше. Так, біля підніжжя гори Камерун (західна Африка) в зоні екваторіального мусону річна кількість опадів становить майже 10 000 мм.

Річний хід опадів тут звичайно аналогічний річному ходу температури: найбільша їх кількість спостерігається після весняного і осіннього рівнодень (кінець березня і кінець вересня), коли Сонце в полудень досягає висоти 90°; найменша кількість їх припадає на час після літнього і зимового сонцестоянь (кінець червня і кінець грудня), коли висота Сонця на екваторі в полудень найменша. В зоні екваторіальних мусонів опади випадають зазвичай в тепле півріччя.

У добовому ході над сушею максимум припадає на другу половину дня, над океанами – вночі.

У *тропічній зоні* (10-25° широти по обидва боки від екватора) кількість опадів як над материками, так і над океанами значно зменшується (менше 250 мм за рік). В зоні пасатної циркуляції, особливо над східними районами океанів в зоні дії холодних течій (Канарська і Бенгальська біля берегів Африки, Перуанська і Каліфорнійська біля берегів Південної та Північної Америки), де пасатна інверсія низько розташована, опади не перевищують 100 мм за рік. І на західних узбережжях материків пустелі впритул підходять до океану. Саме тут розташовані райони, де опади можуть не спостерігатися взагалі протягом десятиліть (пустелі Сахара, Наміб, Калахарі в Африці, пустелі Аравійського півострова, Атакама в Південній Америці).

Найбільш зволожені тут східні райони материків, де пасатна інверсія виражена слабо і високо розташована (вище рівня конденсації), а теплі течії посилюють конвективну нестійкість атмосфери – кількість опадів за рік перевищує 1000 мм.

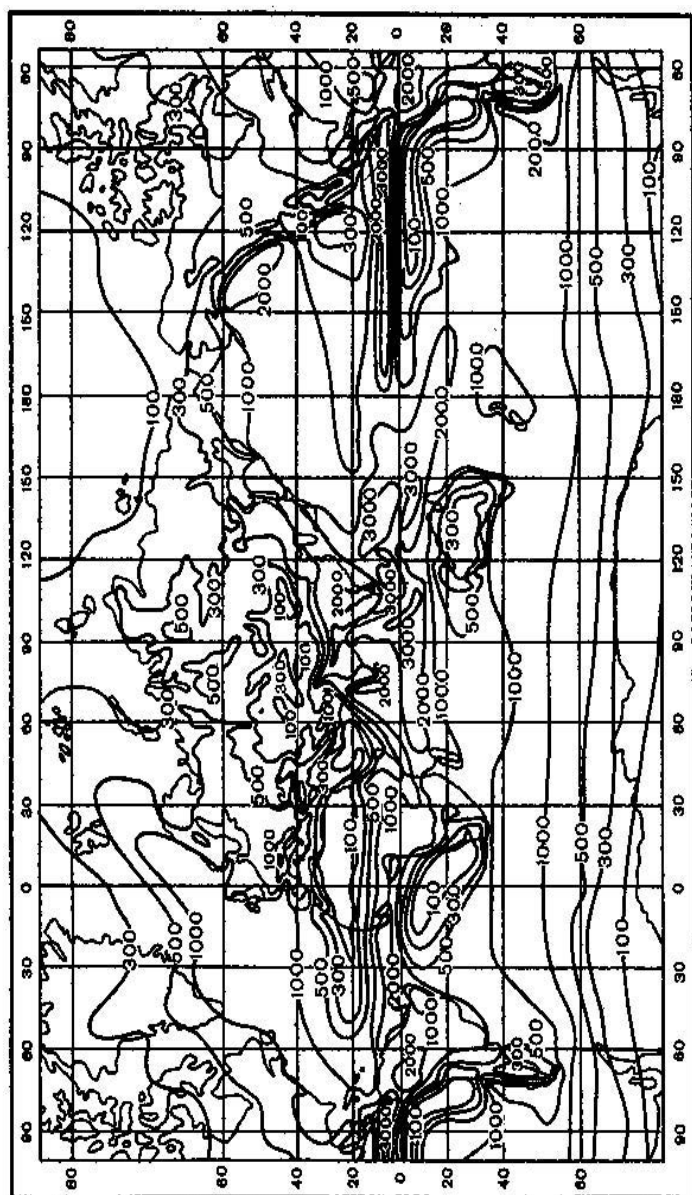


Рисунок 5.1 – Річна кількість опадів (мм)

У річному ході присутній один дощовий період, якій триває майже чотири місяці. Він пов'язаний з мусонною циркуляцією (настання екваторіального мусону). Решта місяців року, за винятком східних узбереж материків, це сухий період. В поєднанні з особливостями рельєфу в окремих районах спостерігається значна кількість опадів. Так, населений пункт Черапунджі, розташований в південно-східній частині Індії на висоті 1300 м над рівнем моря, вважається самим дощовим місцем на Землі: середня річна кількість опадів перевищує 11 000 мм.

У *субтропічній зоні* (до 35-40° широти) річна кількість опадів в залежності від місця розташування змінюється від 200 (район Месопотамії) до 800-1000 мм (район Середземномор'я). Над західними узбережжями материків і над океанами максимум опадів в річному ході припадає на зимовий період, коли найбільш розвинена в цих районах циклонічна циркуляція. На східних узбережжях максимум опадів припадає на літній період: зимовий континентальний мусон змінюється влітку на вологий морський.

У напрямку до *помірних широт* опади знову збільшуються завдяки добре розвиненій циклонічній діяльності. На більшій частині Європи, наприклад, випадає від 600 до 300 мм за рік. Опади зменшуються в міру віддалення від океану, звідкіль надходить найбільша кількість вологи. На західних узбережжях материків опади більш рівномірно розподіляються протягом року в порівнянні зі східними узбережжями, де максимум припадає на літній період (мусонна циркуляція).

Суттєво на розподіл опадів у всіх широтах впливає рельєф. На навітряних схилах гір фронтальні та конвективні опади зростають завдяки посиленню вертикальних рухів при вимушеному опусканні (піднятті) повітря по схилах. Це спостерігається на Тихоокеанському узбережжі Південної Америки, на Атлантичному узбережжі Норвегії, на схилах Кавказьких гір, обернених до Чорного моря, де кількість опадів перевищує 1500 мм за рік.

У напрямку до полярних широт опади зменшуються через зниження вологовмісту атмосфери і збільшення повторюваності антициклональних умов погоди, які переважають у центральних районах Арктики і Антарктики. В зоні тундри Північної півкулі опади становлять близько 300-400 мм за рік, в Антарктичному басейні – менше 150 мм.

У Південній півкулі, де переважає площа водної поверхні над площею суші, опадів випадає більше, ніж у Північній півкулі. Але основні закономірності їх зонального розподілу зберігаються: підвищені кількості опадів поблизу екватора і помірних широт та зменшені – в зоні тропічних і субтропічних широт.

Співвідношення між опадами та випаровуванням в середньоширотному розподілі мають такий вигляд: в екваторіальній зоні, в помірних і високих широтах опади перевищують випаровування; в

тропічних та субтропічних широтах в зоні субтропічних антициклонів випаровування перевищує опади. У Південній океанічній півкулі основним джерелом водяної пари для атмосфери є область приблизно в межах 12-40° півд.ш., де випаровування помітно перевищує опади. Цей надлишок вологи в атмосфері переноситься повітряними течіями у більш високі та низькі широти і витрачається у приекваторіальній зоні та на північ і південь від широти 40° відповідних півкуль, де опади перевищують випаровування.

Таким чином, океани в тропічній і субтропічній зонах підвищеного тиску поповнюють запаси вологи в атмосфері як низьких, так і високих широт та формують, головним чином, опади, які випадають над континентами.

Відповідно до наведених зон виділяють різні типи річного ходу опадів: екваторіальний, тропічний, тип тропічних і субтропічних мусонів, середземноморський, внутрішньоматериковий тип помірних широт, морський тип помірних широт, мусонний тип помірних широт, пустельний тип помірних і субтропічних широт, полярний тип. Розглянемо їх більш детально.

Екваторіальний тип. Поблизу екватора (приблизно до 10° широти в кожній півкулі) для річного ходу опадів характерні два дощові сезони, які чергуються з порівняно сухими сезонами. Вони припадають на дні після рівнодень, коли внутрішньотропічна зона конвергенції (ВЗК) зміщується до екватора і разом з нею рухається зона найбільш інтенсивної конвекції. Головний мінімум припадає на літо Північної півкулі, коли ВЗК найбільш віддалена від екватора.

Тропічний тип. З наближенням до зовнішньої межі тропічного поясу два максимуми в річному ході температури повітря зливаються в один – літній. Разом з цим і два дощових періоди об'єднуються в один літній дощовий період при найвищому стоянні Сонця. Таким чином, максимум опадів припадає на час літнього сонцестояння в дощовий сезон, який біля тропіків триває 4 місяці, а мінімум – на сухий сезон (його тривалість 8 місяців) за найнижчого стояння Сонця.

Тип тропічних і субтропічних мусонів (Індія, Південно-Східний Китай, Гвінейська затока, північ Австралії). У річному ході опадів чітко виділяється літній максимум і зимовий мінімум, як і в тропічному типі, але він характеризується більшою амплітудою. Цей контраст може підсилити орографія (характер земної поверхні).

Середземноморський тип. На островах та в західних частинах материків субтропічних широт спостерігається інколи досить помітна розбіжність між сухим і вологим сезонами. Максимум припадає не на літо, а на зиму або осінь. Сухе літо зумовлене впливом субтропічних антициклонів. Взимку антициклони зміщуються у більш низькі широти і циклонічна діяльність помірних широт охоплює субтропіки. Вологий та

сухий сезони мають приблизно однакову тривалість – півроку. Особливо чітко цей тип річного ходу опадів виражено у середземноморських країнах, у Каліфорнії, на півдні Африки, на півдні Австралії, на Південному узбережжі Криму.

Внутрішньоматериковий тип помірних широт. У середині материків у помірних широтах максимум опадів припадає на літо, а мінімум – на зиму, коли переважають антициклони. В Азії цей річний хід виражено особливо різко, тому що взимку тут панує досить потужний антициклон з сухою погодою. Цей тип існує і в Європі, і у Північній Америці.

Морський тип помірних широт. Характерний для західних частин материків помірної поясу, куди цикли частіше приходять взимку. Опади розподіляються рівномірно протягом року з невеликим переважанням узимку. В узбережних районах Західної Європи найбільш багаті опадами осінь і зима, найбільш сухі весна та раннє літо. Такий же річний хід спостерігається і над океанами помірних широт.

Мусонний тип помірних широт. У мусонних районах помірних широт, переважно на сході Азії, максимум опадів припадає на літо, як і у середині материка, а мінімум – на зиму. Але амплітуда більша, ніж у внутрішньоматерикових районах, особливо за рахунок ярих літніх опадів.

Пустельний тип помірних і субтропічних широт (Середня Азія). Літо сухе, а найбільша кількість опадів припадає на весну, коли тут проходить помірний фронт.

Полярний тип. Опади характерні для всіх місяців, але максимум над материками припадає на літо, коли збільшується випаровування і вологість повітря через підвищення температури. Інтенсивність циклонічної діяльності не дуже сильно змінюється протягом року.

5.3 Вологообіг в атмосфері над обмеженою ділянкою земної поверхні та його основні характеристики

Вологообіг в атмосфері над обмеженою територією суші у загальній проблемі вологообігу займає особливе місце, тому що дослідження вологовмісту атмосфери, шляхів переносу вологи в атмосфері, оцінка співвідношення між вологою адвективною і місцевою в загальній кількості опадів, які випадають над територією суші, дозволять встановити основні джерела вологи для опадів, удосконалити прогностичні схеми погоди взагалі та прогноз опадів зокрема. Ця проблема набула особливої актуальності у теперішній час, коли потребує розв'язання питання про напрямки змін у режимі опадів на фоні глобального потепління.

Складовими балансу вологи в атмосфері є випаровування, опади, річковий стік та адвекція вологи в атмосфері (горизонтальна складова

переносу вологи). Вони, як вже згадувалось, тісно пов'язані з радіаційним балансом, атмосферою циркуляцією і властивостями підстильної поверхні. Для визначення їх сенсу розглянемо схему вологообігу на обмеженій ділянці земної поверхні (рис. 5.2).

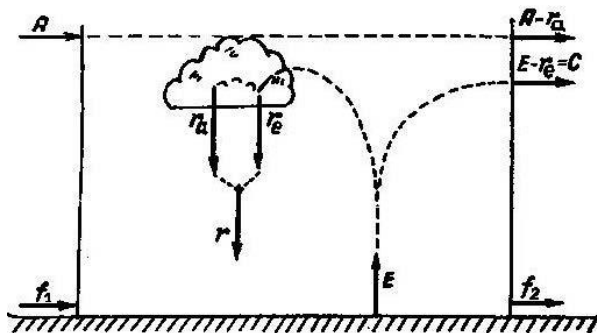


Рисунок 5.2 – Схема вологообігу в атмосфері над обмеженою ділянкою підстильної поверхні

Виділимо на земній поверхні прямокутну ділянку так, щоб потік, який переносить водяну пару, був спрямований перпендикулярно до вертикальної площини, що проходить через одну зі сторін прямокутника. Нехай через навітряну сторону прямокутника проноситься кількість вологи A – це адвективна волога. Частина цієї вологи випадає у вигляді опадів зовнішнього походження (адвективні опади) r_a , залишки вологи в кількості $(A - r_a)$ виносяться за межі виділеного району в процесі загальної циркуляції.

Припустимо, що за той же проміжок часу з підстильної поверхні випаровується кількість вологи E . Частина цієї вологи йде на формування опадів внутрішнього походження (місцеві опади) r_e . Решта її виносяться за межі району атмосферним стоком C

$$C = E - r_e. \quad (5.5)$$

Загальна кількість опадів, яка випала в даному районі

$$r = r_a + r_e. \quad (5.6)$$

Виділений район дістає певну кількість води з навколишніх районів за рахунок поверхневого (річкового) та підземного стоків. І таким же шляхом деяку кількість води цей район втрачає.

Поверхневий стік у багато разів перебільшує підземний, тому при розрахунках водного балансу підземний стік можна не враховувати.

На рис. 5.2 f_1 – кількість води, яка надходить до виділеного району за рахунок річкового стоку; f_2 – кількість води, яку втрачає виділений район за рахунок річкового стоку. Таким чином, загальне надходження або втрата вологи за рахунок річкового стоку f дорівнює

$$f = f_2 - f_1. \quad (5.7)$$

Отже, рівняння балансу вологи в середньому за багато років має вигляд

$$A + f_1 = (A - r_a) + (E - r_e) + f_2$$

або

$$E - r_e - r_a + f_2 - f_1 = 0$$

і, нарешті, –

$$E + f = r. \quad (5.8)$$

Останнє рівняння показує, що сума річних опадів, яка випадає на обмежену територію, дорівнює сумі води, що випарилась, і річкового стоку.

З цього рівняння випливає, що якщо $f > 0$ (район втрачає вологу за рахунок річкового стоку), то в середньому багаторічному $r > E$. Якщо ж $f < 0$ (район дістає вологу за рахунок річкового стоку), то $E > r$.

Основними характеристиками вологообігу в атмосфері є випаровування, вологовміст атмосфери, горизонтальний перенос вологи, швидкість ефективного переносу, загальна кількість опадів, кількість опадів адвективного і місцевого походження, коефіцієнт вологообігу та коефіцієнт вологовикористання.

Методи розрахунку складових вологообігу над обмеженою ділянкою викладено в роботах Будико М.І., Дроздова О.О., Кашина К.І., Погосяна Х.П., Бурцева А.І., Гутермана Л.М.. Особливо слід відзначити роботи з розрахунку характеристик вологообігу, виконані під керівництвом Дроздова О.О.. Стисло розглянемо основні характеристики вологообігу і методи їх оцінки.

5.3.1 Вологовміст атмосфери

Поширеною характеристикою вологозапасів повітряних мас є вологовміст. Він характеризує кількість вологи, яка в різних агрегатних станах знаходиться в стовпі атмосфери від поверхні землі до визначеного верхнього рівня (зазвичай 5-7 км), основа якого 1 м². Одиниця його вимірювання в системі СІ – кг/м², що відповідає шару води висотою в мм.

Для обчислення вологовмісту W використовуються формули з врахуванням різних характеристик вологості. Так, за даними про масову частку водяної пари S формула має вигляд

$$W = \frac{1}{g} \int_{p_0}^p S dp, \quad (5.9)$$

де g – прискорення вільного падіння;

p_0 і p – тиск біля земної поверхні і на верхній межі шару атмосфери, який розглядається;

S – масова частка водяної пари.

При наявності даних про абсолютну вологість a формула для визначення вологовмісту W набуває вигляду

$$W = \int_0^z a_z dz. \quad (5.10)$$

У практичній кліматології найчастіше вологовміст визначають за формулою Дроздова О.О. (*методом трапецій*)

$$W = \Delta h \left(\frac{a_0}{2} + a_1 + a_2 + \dots + a_{n-1} + \frac{a_n}{2} \right), \quad (5.11)$$

де Δh – товщина шару між стандартними рівнями (який зазвичай дорівнює 500 м);

$a_0, a_1, a_2, \dots, a_n$ – абсолютна вологість на стандартних рівнях.

Про резерв вологи в атмосфері будь-якого району Земної кулі дозволяють скласти уявлення карти вологовмісту, побудовані Дроздовим (рис. 5.3). Так, середньорічні значення W коливаються в значних межах: від 50 мм на екваторі до 2-5 мм в полярних широтах.

Максимальні його значення припадають на райони басейну річки Амазонка, Гвінейської затоки (західне узбережжя Африки), Малайзії

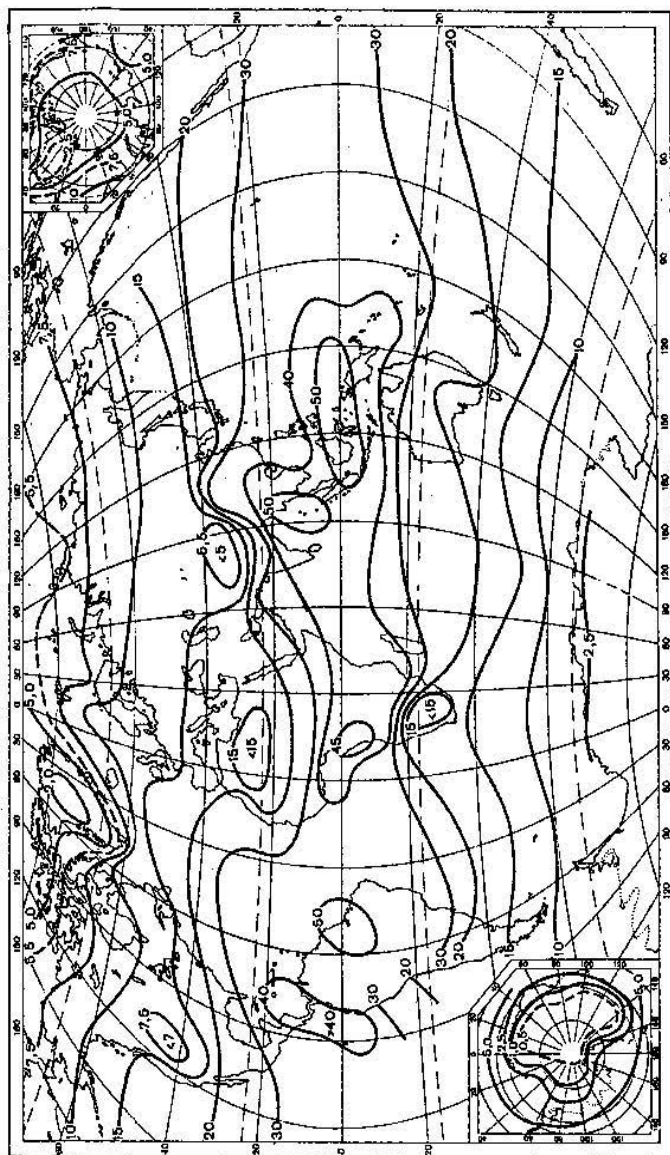


Рисунок 5.3 – Середньорічний вологовміст атмосфери (мм) в шарі 0-7 км

(островів Ява і Суматра), де при значних радіаційних ресурсах і наявності водних поверхонь та вологої суші спостерігається значне випаровування.

Зменшення вологовмісту на південь і північ, в напрямку високих широт, зумовлено зменшенням радіаційного балансу і випаровування. В Антарктиді в нижніх шарах він менше 2,5 мм, в районі Гренландії – 2-5 мм. В середньому за рік над океанами вологовміст більший, ніж над континентами. Винятком є райони екваторіальних широт, де він майже однаковий над водною поверхнею і сушею. В тропічних і субтропічних широтах райони зі зниженими значеннями W розташовані над континентом Африки – в пустелях Сахара і Калахарі вологовміст менше 15 мм. Цьому сприяє мале випаровування та низхідні рухи в атмосфері на периферії субтропічних антициклонів, що перешкоджає накопиченню вологи в атмосфері. У помірних широтах та над пустелями Середньої Азії він також малий (< 15 мм).

Влітку над континентами Південної півкулі вологовміст вищий, ніж над океанами за рахунок збільшення випаровування. Взимку найменші значення W характерні для вихолоджених районів континенту Азії (Якутія). Над океанами картину зонального розподілу значно порушують теплі та холодні течії.

5.3.2 Горизонтальний перенос вологи, швидкість ефективного переносу і коефіцієнт вологовикористання

Розрахунок переносу вологи в атмосфері відбувається як з врахуванням напрямку переносу, так і незалежно від нього. Перенос вологи незалежно від його напрямку P_w (за Дроздовим О.О. «пронос вологи») – це кількість вологи в кілограмах, яка переноситься повітряним потоком через один погонний метр території за одну секунду. Таким чином P_w має одиниці вимірювання $\text{кг}/(\text{м}\cdot\text{с})$. Він фактично є сумою переносів на кожному рівні в атмосфері та теоретично визначається за формулою

$$P_w = \int_{P_0}^P P_w^* dp, \quad (5.12)$$

де P_w – загальний потік вологи;

P_w^* – перенос водяної пари на різних рівнях атмосфери;

p і p_0 – тиск на нижньому і верхньому рівнях.

Практично P_W визначає добуток вологовмісту W в шарі атмосфери на середню швидкість переносу вологи U , який дорівнює середній швидкості по висотах $\bar{v}_{\Delta h}$, тобто

$$P_W = U \cdot W = \bar{v}_{\Delta h} \int_0^z a_z dz. \quad (5.13)$$

Обчислюють загальний потік вологи зазвичай до рівня 7-9 км, де зосереджені основні запаси вологи.

У практичній кліматології найчастіше перенос вологи визначають за формулою Дроздова О.О. (*методом трапецій*)

$$P_W = \Delta h \left(\frac{a_0 v_0}{2} + a_1 v_1 + a_2 v_2 + \dots + a_{n-1} v_{n-1} + \frac{a_n v_n}{2} \right), \quad (5.14)$$

де $a_0 v_0, a_1 v_1, a_2 v_2, \dots, a_n v_n$ – добуток абсолютної вологості на швидкість вітру на стандартних рівнях.

Якщо відомі величина вологовмісту W і кількість вологи, яка переноситься над територією P_W , то можна оцінити середню швидкість переносу вологи в стовпі атмосфери, яку називають *швидкістю ефективного переносу* U (м/с)

$$U = \frac{P_W}{W}. \quad (5.15)$$

Ця швидкість зазвичай відповідає швидкості вітру на висоті *ефективного переносу* вологи, тобто на висоті найбільшого переносу вологи в стовпі атмосфери, що в помірних широтах знаходиться приблизно на висоті 1,5 км.

Для врахування того, яка частка вологи, що утримується в атмосфері над обмеженою територією суші, випадає над нею у вигляді опадів, використовується показник, який має назву *коефіцієнт вологовикористання* j . Він визначається як відношення місячної кількості опадів r до сумарного за місяць вологовмісту атмосфери $n \cdot W$ і виражається у відсотках

$$j = \frac{r}{nW} 100\%, \quad (5.16)$$

де n – кількість днів у місяці;

W – середня місячна величина вологовмісту.

Коефіцієнт вологовикористання є непрямим показником активності циркуляційних процесів. Він зростає в умовах посилення циклонічної діяльності, при якій реалізація атмосферної вологи і випадіння її у вигляді опадів відбувається більш повно, ніж при її послабленні або при антициклонічних процесах. Так, наприклад, для території України цей коефіцієнт змінюється в межах 6-12% і влітку він менший, ніж взимку за рахунок переважання антициклонічних умов погоди, що (при достатньо високих значеннях вологовмісту) не сприяє випадінню опадів.

5.3.3 Коефіцієнт вологообігу

Як згадувалось, опади, які випадають над будь-якою обмеженою територією суші, складаються з вологи, перенесеної на дану територію зовні (адвективна волога), і вологи місцевого (внутрішнього) походження, тобто вологи, що випарувалась з цієї ж території. Важливе практичне значення має встановлення ролі зовнішньої та місцевої водяної пари в утворенні опадів в даній місцевості. Для цього вводиться поняття *коефіцієнт вологообігу* k

$$k = \frac{r}{r_a}, \quad (5.17)$$

за допомогою якого можна оцінити співвідношення між опадами адвективного r_a і місцевого r_e походження в загальній кількості опадів r . Іншими словами, коефіцієнт вологообігу k вказує, скільки разів у середньому обігає над певною територією кожна частинка зовнішньої водяної пари, доки не буде винесена за її межі.

Взявши за основу гіпотезу про змішування в атмосфері водяної пари зовнішнього і місцевого походження, М.І. Будико та О.О. Дроздов розробили напівемпіричну теорію вологообігу для обмеженої території земної поверхні. Якщо середній вологовміст на навітряному контурі деякого району (середній лінійний масштаб якого L) дорівнює W , а середня швидкість переносу – U , то потік водяної пари зовнішнього походження через одиницю довжини цього контуру буде дорівнювати $P_w = U \cdot W$. Потік вологи місцевого походження залежить від випаровування E . Якби випаровування відбувалось лише на навітряній частині району, то цей потік був би пропорційним E . А якби випаровування відбувалось тільки на підвітряній частині району, то потік місцевої вологи був би близьким до нуля. Тому приблизно можна вважати, що у середньому потік вологи місцевого походження

дорівнює $0,5EL$. Тоді співвідношення між r_e і r_a можна задати у такому вигляді

$$\frac{r_e}{r_a} = \frac{0,5EL}{WU}.$$

Відомо, що $r = r_a + r_e$, тоді отримуємо

$$r_e = \frac{r}{1 + 2WU/EL} \quad (5.18)$$

та

$$r_a = \frac{r}{1 + EL/2WU}. \quad (5.19)$$

Формули 5.18 і 5.19 зазвичай використовуються на практиці для розрахування кількості опадів місцевого і зовнішнього походження. Вологовміст W і швидкість переносу U в цьому випадку визначаються за аерологічними даними.

З врахуванням формул (*5.17), (5.18) і (5.19) вираз для обчислення коефіцієнта вологообігу k набуває такого вигляду

$$k = 1 + \frac{EL}{2WU}. \quad (5.20)$$

Коефіцієнт вологообігу змінюється в залежності від розмірів території L та величини випаровування E . Так, для території Східної Європи в цілому за рік він дорівнює 1,12, а для території України – 1,05. Це вказує на те, що місцеві опади на відповідних територіях становлять лише 12% і 5% від зовнішніх опадів.

Якщо відомі значення коефіцієнта вологообігу k і загальна кількість опадів r , то на основі співвідношення 5.17, можна розрахувати

$$r_a = \frac{r}{k} \quad \text{і} \quad r_e = r - r_a. \quad (5.21)$$

Розглянемо річний хід характеристик вологообігу на прикладі центральних місяців сезонів над Європейською територією (табл. 5.2). З таблиці випливає, найменші значення коефіцієнта вологообігу k спостерігаються в холодний період, а найбільші –

в теплий. Місцеві опади взимку становлять приблизно 5%, навесні і влітку вони зростають до 4-8%. Коефіцієнт вологовикористання j зменшується від холодного до теплого періоду у відповідності до змін інтенсивності циркуляційних процесів в атмосфері. Слід зазначити, що зазвичай цей показник змінюється в межах від 6 до 14%.

Таблиця 5.2 – Характеристики вологообігу над Європейською територією (за Дроздовим і Григор'євою)

Характеристика вологообігу	Місяць			
	I	IV	VII	X
E , мм	5	36	50	11
W , кг/м ²	8	12	27	14
U , м/с	8,1	7,4	5,9	7,6
r , мм	27	28	63	49
r_a , мм	26	24	55	46
r_e , мм	1	4	8	3
k	1,048	1,165	1,146	1,058
J , %	11	8	8	11

Таким чином, дослідження в галузі вологообміну довели, що головну роль в утворенні опадів на суші відіграє водяна пара, яка переноситься повітряними течіями з океану. В порівнянні з цією кількістю місцеве випаровування дає значно менше водяної пари. І в загальній кількості опадів на частку місцевої вологи, навіть для значних за розміром територій, припадає декілька процентів. Але роль місцевого випаровування все ж таки велика, бо підтримуючи вологість в повітряних масах на рівні, при якому можливо утворення опадів, воно *стимулює* їхнє випадіння.

Запитання для самоперевірки до 5-го розділу

1. Що розуміють під вологообігом?
2. Фізичний сенс рівняння водного балансу. Яке співвідношення між складовими водного балансу на континентах і океанах?
3. Які особливості просторового розподілу випаровування над континентами і океанами?
4. Охарактеризуйте просторовий розподіл опадів на поверхні Землі.
5. Назвіть характеристики вологообігу в атмосфері над обмеженою ділянкою суші.
6. Що таке коефіцієнт вологообігу і коефіцієнт вологовикористання?

6 КЛАСИФІКАЦІЯ КЛІМАТІВ

6.1 Поняття про класифікацію кліматів

Кліматоутворювальні фактори в різних географічних районах Земної кулі створюють різноманітні локальні клімати. Аналізуючи окремі характеристики клімату (температуру повітря, атмосферний тиск, опади тощо), помічаємо деякі чітко виражені закономірності в їх географічному розподілі в залежності від широти, орографічних особливостей, континентальності положення місцевості тощо. Очевидно, що і типи клімату, тобто сполучення цих характеристик в будь-яких вибраних інтервалах їх значень, також повинні розподілятися по поверхні землі не хаотично, а упорядковано, в залежності від вказаних факторів. Для того, щоб орієнтуватись у багатоманітності кліматичних умов на Землі, треба визначити ті чи інші типи клімату і вивчити їх розподіл по земній поверхні, тобто створити *класифікацію кліматів і на її основі провести кліматичне районування*.

Таким чином, *класифікація кліматів – це система різних типів клімату, яка створюється для більш чіткого уявлення про кліматичні особливості тих чи інших районів Землі*. Її мета – встановити характерні риси кліматів, властиві певним районам Земної кулі, встановити межі їхнього розповсюдження і тим самим визначити райони з різними, а також зі схожими кліматичними умовами (провести *районування клімату*). Останнє має велике практичне значення, тому що з кліматом тісно пов'язана життєдіяльність всіх живих організмів, характер ґрунту, а також господарська діяльність людини.

Основне, що притаманне кліматам, – це більш-менш виражена *зональність* в їх географічному розподілі, яка сильно порушується під впливом азональних факторів (висотою над рівнем моря, близькістю до великих водоймищ тощо).

Перші спроби наукової класифікації клімату відносяться до другої половини ХІХ ст. Природно, що вони носили схематичний характер, відбиваючи порівняно невисокий рівень знань про клімати Земної кулі. Існує низка класифікацій клімату, в основу розробки яких покладені різні принципи. Це гідрологічна класифікація О.І. Воейкова, яка базується на режимі «середніх» річок, виходячи з того, що «річки – продукт клімату»; ґрунтова класифікація, пов'язана з ім'ям В.В. Докучаєва, в основу якої покладені умови ґрунтоутворення та рослинність; ботанічна класифікація, створена на географічній зональності рослинності, на її основі побудовані ландшафтно-ботанічні класифікації; генетичні класифікації та інші. На сьогодні найбільш відомими є класифікації В. Кеппена, Л.С. Берга, М.І. Будика, О.О. Григор'єва, Б.П. Алісова.

6.2 Класифікація Кеппена

Класифікація Кеппена, створена в 1900-1937 рр., як і раніше, користується успіхом у дослідників всього світу. Це певною мірою пов'язано з доступністю і простотою вихідних характеристик, покладених в її основу: температури повітря найтеплішого й найхолоднішого місяців, середньої річної температури, кількості опадів та їх річного ходу. Тобто взяті до уваги ті показники, які безпосередньо пов'язані з кліматом.

В залежності від температури повітря найтеплішого і найхолоднішого місяців Кеппен виділяє п'ять широтних кліматичних зон, які позначає великими буквами (літерами) латинської абетки: А, В, С, Д, Е. В залежності від режиму опадів (їхньої кількості та річного ходу) в кожній зоні виділяє 2-3 типи клімату, а в кожному типі з врахуванням річного ходу температури повітря можна провести додаткову деталізацію, поділивши типи на підтипи.

Тип клімату позначався наступними буквами: сухе літо – тип *s*, суха зима – тип *w*, рівномірне зволоження протягом року – тип *f*.

Для визначення меж (особливо в зоні В) Кеппен пропонує критерій посушливості, який базується на співвідношенні між середньою річною температурою (t_p , °C) і річною кількістю опадів (r , см) з врахуванням сезонності зволоження: якщо переважають зимові опади – $r \leq 2(t_p, ^\circ\text{C})$; якщо переважають літні опади – $r \leq 2(t_p, ^\circ\text{C} + 14)$; якщо зволоження рівномірне – $r \leq 2(t_p, ^\circ\text{C} + 7)$.

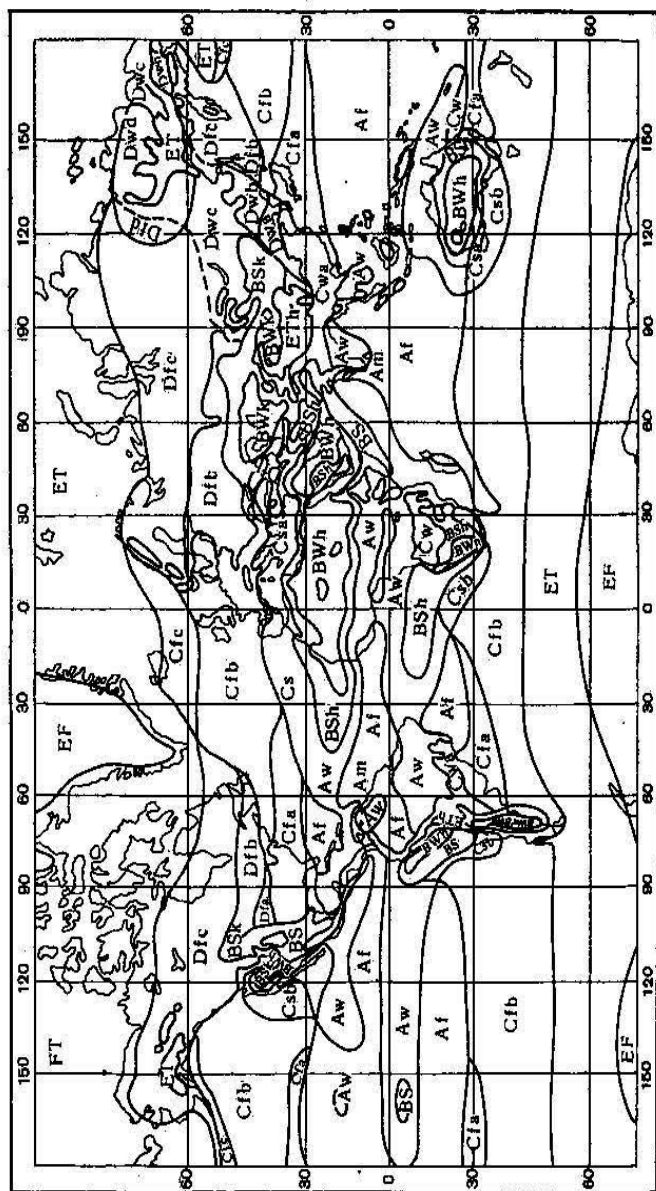
З врахуванням вказаних букв Кеппен склав таку систему з 11 основних *типів кліматів* Земної кулі, пов'язаних з рослинністю (рис. 6.1):

А – зона вологих тропічних кліматів. Середня температура найхолоднішого місяця не нижча за 18 °C, тобто тут немає зими; опадів випадає багато (річна сума опадів не менше 75 см). Ця зона розташована поблизу географічного екватора. В ній в залежності від розподілу опадів протягом року виділяють два типи клімату:

1. Af – *клімат тропічних лісів* з рівномірним зволоженням протягом року;
2. Aw – *клімат саван*, з сухою зимою та дощовим літом або клімат тропічних мусонів, наприклад, клімат Індії.

В – зона сухого клімату (в кожній півкулі). Середня температура найбільш теплого місяця вище 10 °C. Межі цієї зони визначаються співвідношенням середньої річної температури та річної кількості опадів. Вона охоплює земне коло неповним кільцем і займає великі райони Сахари, Австралії, має місце в південно-західних районах Північного Американського континенту, в Середній Азії. Тут виділяють типи:

3. Bs – *клімат степів* ($r = 25\text{-}50\text{ см}$) ;
4. Bw – *клімат пустель* ($r < 25\text{ см}$).



В цих типах при однаковій температурі кількість опадів в степах в середньому вдвічі більша, ніж в пустелях.

С – зона помірно теплих кліматів з достатнім зволоженням без регулярного снігового покриву (в кожній півкулі). Середня температура найхолоднішого місяця тут від -3°C (північна межа) до 18°C (південна межа). Річна кількість опадів r при цьому повинна бути $r \geq 2 t_p, ^{\circ}\text{C}$. В цій зоні виділяють три типи:

5. C_w – клімат помірно теплий з сухою зимою (в мусонних областях, наприклад, Південний Китай);
6. C_s – клімат помірно теплий з сухим літом (*середземноморський*);
7. C_f – клімат помірно теплий з рівномірним зволоженням протягом року (Франція, Англія тощо).

D – зона помірно холодних кліматів зі сталим сніговим покривом (бореальний клімат). Для цієї зони характерні різко виражені сніжна зима і коротке достатньо жарке літо, велика річна амплітуда температури повітря. Її межами є: на півдні положення ізотерми -3°C найхолоднішого місяця, на півночі – положення ізотерми $+10^{\circ}\text{C}$ найтеплішого місяця, кількість опадів більша за межу посушливості, наведеної вище. Ця зона спостерігається на континентах Північної півкулі: в Євразії від 40° - 50° півн.ш. до тундри, а в Північній Америці від широти 40° півн.ш. до арктичної зони. В залежності від річного ходу опадів тут виділяють два типи кліматів:

8. D_w – клімат помірно холодний з сухою зимою (Східний Сибір, в мусонних областях помірних широт);
9. D_f – клімат помірно холодний з рівномірним зволоженням протягом року.

E – зона холодних (снігових) кліматів. Її межа – положення ізотерми $+10^{\circ}\text{C}$ найтеплішого місяця, яка разом з тим є і межею поширення лісу. Цю зону підрозділяють на два типи кліматів:

10. E_T – клімат тундри (середня температура найбільш теплого місяця від 0° до 10°C);
11. E_F – клімат вічного морозу (середня температура найбільш теплого місяця нижче 0°C).

Додатково для зон С і D були введені підрозділи:

- a – температура найбільш теплого місяця вище 22°C ;
- b – температура найбільш теплого місяця нижче 22°C , але не менше ніж в чотирьох місяцях температура повітря вище 10°C ;
- c – лише від 1 до 3 місяців мають температуру вище 10°C ;
- d – температура найбільш холодного місяця нижче -38°C .

Остання градація випадає із загальної системи, але вона виділяє область найбільш холодної зими на північному сході Азії.

Для сухих зон використовуються відомості про жаркі пустелі, середня річна температура в яких більше 18°C (h), і холодні пустелі, середня річна

температура в яких нижче 18 °C (k).

Класифікація Кеппена, яка має достатньо чіткі кількісні характеристики різних типів клімату і краще від інших відповідає ландшафтним зонам (тундра, ліс, степ, пустеля), набула широкого застосування в багатьох державах світу. Але вона має і суттєві недоліки. Так, недостатньо розроблені показники для врахування вертикальної кліматичної зональності і не розрізняють клімати рівнин і високогір'їв; не завжди витримано принцип широтної зональності, характерний для клімату взагалі, тому в зону В попадають такі різні за кліматичними умовами і широтним положенням області, як пустелі Середньої Азії та Африки, степи Казахстану і пустелі Аравійського півострова.

6.3 Класифікація Л.С. Берга

Класифікація кліматів за Бергом має багато спільного з класифікацією Кеппена. Вона базується на тій ж ідеї про зв'язок клімату з географічними ландшафтами, але в ній чітко витримано принцип зональності. Її відносять до ландшафтно-ботанічної класифікації, тому що вона спирається на розподілення рослинності. В цій класифікації типи клімату поділяються, перш за все, на клімати низин (клімат океанів, клімати суші) і клімати височин (клімат верховин і плато, клімати гірських систем та окремих гір).

Більш детально Л.С. Бергом розроблена класифікація *низин на суші*. Тут виділяється 12 поясів або зон. Вони наступні:

Клімат вічного морозу. Цей клімат притаманний Арктиці (на льодяних плато Гренландії, крім її вузької прибережної полоси, і на островах Землі Франца-Йосифа, Північної Землі, частині Нової Землі) і Антарктиці. Клімат цих місць дуже суворий. Річний радіаційний баланс від'ємний. Найбільш теплою є атлантико-європейська частина Арктики. Середня температура січня на Шпіцбергені –13,5 °C, середня температура липня від 2 до 10 °C. Клімат азіатського сектора Арктики відрізняється значною континентальністю. Середня температура січня тут –30 °C, а липня – 2-8 °C. Найбільш суворі кліматичні умови у Гренландії. Товщина льоду у центральній частині острова 3400 м. Температура січня –49 °C, липня – –13 °C, мінімальні температури можуть знижуватись до –64 °C.

Клімат Антарктиди більш суворий, ніж Арктики. Середня температура у липні-серпні на узбережжі становить –15 - –25 °C, у внутрішніх районах – –50 - –70 °C і нижче. Влітку на узбережжі температура повітря –5 °C, а у глибині континенту – –28 - –35 °C. Опади за рік на узбережжі становлять 400-600 мм, у внутрішніх районах – від 75 мм і менше.

Клімат тундр. У Північній півкулі ця зона поширюється на південь

до північної межі зростання лісу, яка співпадає з липневою ізотермою 10-12 °С. Він займає крайню північну частину Північної Америки, Євразії, на островах Арктичного басейну; у Південній півкулі – це Вогняна Земля, Фолклендські острови. Клімат характеризується тривалою і холодною зимою і коротким холодним літом: середня температура найхолоднішого місяця від –25 до –35 °С, а середня температура найтеплішого місяця не перевищує 10-12 °С, але вища за 0 °С. Опадів менш ніж 200 мм за рік. Підтип *континентальний* з великою річною амплітудою температури повітря.

Клімат тайги або сибірський. Середня температура найтеплішого місяця становить 10-12 °С на північній межі зони і 18-20 °С на її південній межі. Річна кількість опадів 300-600 мм з літнім максимумом. Клімат різко континентальний із суворою зимою: у Верхоянську середня температура повітря січня становить –50 °С, а абсолютний мінімум – –68 °С. Літо порівняно тепле. Його підтипи: *західний* (з хмарною і порівняно багатою опадами зимою) та *східносибірський* (з суворою, ясною і малосніжною зимою). Тайга – густий хвойний ліс (ялина, пихта, кедр, сосна, модрина).

Ця кліматична зона в Північній півкулі займає великі простори. У Північній Америці вона охоплює значні області Аляски, Канади і півострова Лабрадор. В Євразії – Скандинавський півострів, окрім південної його частини, Фінляндія, Європейська територія Росії (до лінії С.-Петербург – Н.Новгород – Єкатеринбург), Західний Сибір, окрім південних його районів, Східний Сибір (без середнього Амура і Уссурійського краю), Камчатка і Сахалін (окрім південної його частини).

У Південній півкулі ця зона клімату не зустрічається.

Клімат листяних лісів помірної зони. Середня температура чотирьох теплих місяців 10-22 °С. Зима менш холодна, а літо тепліше, ніж в кліматі тайги. Переважають літні опади, з річною сумою $\geq 500-600$ мм.

Цей клімат поширений в Північній Америці (на південь від паралелі 50°), Великобританії, Ірландії, південній частині Скандинавського півострова, Західній Європі (за винятком середземноморських країн), Прибалтиці, Білорусії, центральній полосі ЄТР, південних районах Західного Сибіру. У Південній півкулі клімат листяних лісів зустрічається в Південній Америці (в нижній течії р. Парана і вздовж течії р. Уругвай), на південно-східному узбережжі Австралії, в Новій Зеландії.

До зони листяних лісів Л.С. Берг відносить і лісостеп, тобто перехідну зону між лісною областю і степом.

Мусонний клімат помірних широт. Влітку тут панує літній мусон у вигляді південного і південно-східного вітру, який приносить вологі маси повітря з океану. Взимку мусон являє собою північний і північно-західний потік холодного повітря з Сибіру, де в цей час формується потужний антициклон. Тому зима тут холодна, суха: температура повітря в січні

може доходити до -20°C , сніговий покрив незначний; літо тепле, дощове: середня температура повітря в липні дорівнює $20-25^{\circ}\text{C}$. Річна сума опадів досягає 600-1000 мм. Клімат цієї зони відрізняється від клімату попередньої тим, що через малосніжні зими та інтенсивні літні дощі повинь спостерігається тут не восени, а влітку.

Ця зона клімату охоплює Далекий Схід Росії (середню течію річки Амур, Уссурійський край), Сахалін, північну половину Японії, північну частину Кореї, Північно-Східний і Північний Китай.

Клімат степів. Зона характеризується посушливим кліматом. Річна кількість опадів зазвичай не перевищує 450 мм з літнім максимумом та значним випаровуванням. Літо в степах жарке й сухе. Температура повітря літніх місяців досягає $20-24^{\circ}\text{C}$. Оподи влітку випадають у вигляді злив.

Степи поділяють на два підтипи: *степи помірних широт* з прохолодною або холодною зимою, літо тепле; *степи субтропічних та тропічних широт* з теплою зимою і жарким літом. До першої категорії відносять степи південної смуги Східної Європи (Азово-Чорноморські степи), степи Середнього Поволжя, Передкавказзя, північного Казахстану, Забайкалля, Монголії, західних штатів Північної Америки. Середня температура найтеплішого місяця досягає $22-24^{\circ}\text{C}$, річна сума опадів 200-400 мм, взимку встановлюється сніговий покрив. Переважною повітряною масою у степовій зоні є континентальне повітря помірних широт, яке трансформується влітку в континентальне тропічне повітря. Степи з теплою зимою розташовані в тропічних і субтропічних широтах по периферії пустель. Переважною повітряною масою тут є континентальне тропічне повітря.

Клімат середземноморський. Цей особливий тип клімату формується в районі Середземного моря, а також в інших місцях Земної кулі, розташованих на західних узбережжях субтропічної зони Північної і Південної півкулі. Клімат цієї зони теплий, з достатньою кількістю опадів. Зима м'яка (середня температура найхолоднішого місяця вище 0°C), без стійкого снігового покриву, літо сухе, жарке: середня температура літніх місяців становить $22-28^{\circ}\text{C}$. Річна кількість опадів значною мірою залежить від рельєфу і коливається від 300 до 1000 мм і більше. Характерною рисою середземноморського клімату є особливий розподіл опадів протягом року: вони випадають, головним чином, взимку, літо ж сухе.

Середземноморський клімат характерний для тихоокеанського узбережжя штату Каліфорнія, узбережжя Чилі на південь від Сант-Яго, південного узбережжя Австралії та Африки, Південного берега Криму, Чорноморського узбережжя (від Новоросійська до Туапсе). Тут зростають кіпарис, лавр, магнолія тощо.

Клімат субтропічних лісів. Клімат характеризується відносно теплою зимою: середня температура найхолоднішого місяця не нижча $+2^{\circ}\text{C}$. Літо жарке і вологе. Річна кількість опадів більше 1000 мм з добре

вираженим літнім максимумом.

Ця кліматична зона охоплює узбережжя Мексиканської затоки, південно-східні штати США, в Південній Америці – Болівію, Парагвай і південно-східну частину Бразилії, зустрічається також на плоскогір'ях Африки, на південно-східному узбережжі Чорного моря (від Сочі до Турції), на південному березі Каспійського моря, в північній Індії, в південному Китаї, південній половині Японії, Південній Кореї і на північно-східному узбережжі Австралії. Рослинність тут представлена лісами широколистяних порід з домішками вічнозелених рослин, зустрічаються ліани.

Клімат позатропічних пустель (помірного поясу). Для клімату цієї зони характерна велика сухість. Опадів випадає менше 250-300 мм за рік. Літо жарке, сухе, з малою хмарністю. Середня температура найтеплішого місяця 25-32 °С (максимальні температури можуть бути ≥ 45 °С). Зими в пустелях прохолодні або холодні: середня температура січня може коливатися від -12 °С у північній частині зони до 3 °С у південній.

В цю зону входять Терсько-Кумська і Астраханська напівпустелі, середньоазіатські пустелі та напівпустелі, пустеля Гобі в Азії, пустелі Північної Америки, розташовані в середній течії р. Колорадо. Особливий різновид – напівпустеля Патагонія в Південній Америці, яка відрізняється порівняно прохолодним літом.

Клімат субтропічних пустель. Переважною повітряною масою в зоні пустель є континентальне тропічне повітря. Середня річна температура в пустелях >18 °С, місяцями вона доходить до ≥ 25 °С. Літо жарке – середня температура найтеплішого місяця 32-38 °С. Середня температура найхолоднішого місяця не нижче 10 °С. Характерні великі добові амплітуди температури повітря. Опадів випадає дуже мало, < 250 мм за рік, а місяцями – менше 100 мм. Вони випадають переважно у вигляді зливів. В окремих місцях інколи за декілька років не буває жодного дощу. Часто утворюються пісчані бурі, які супроводжуються дуже високою температурою і сухістю повітря. Тому рослинність тут дуже скудна, вона може з'являтися тільки після сильних зливів, що має місце у Сахарі. У оазисах – фінікові пальми.

В цю зону входять пустелі Сахара, Калахарі і Наміб (Африка), пустелі Аравійського півострова, Атакама (Південна Америка), пустелі в нижній течії р. Колорадо і в Каліфорнії (Північна Америка), пустелі в центральній частині Австралії.

Клімат саван (або тропічного лісостепу). Клімат характеризується сезонною зміною повітряних мас: влітку в саванах переважає вологе повітря, що приходить з екватора, взимку – сухе континентальне тропічне повітря, що переноситься пасатами. В зв'язку з цим в літній час в зоні саван спостерігається волога погода з рясними опадами, в зимовий час – посушлива погода. Середня температура найтеплішого місяця 25-30 °С і

вище, найхолоднішого – не нижче 15-18 °С. Добові амплітуди температури влітку малі, взимку збільшуються. Опадів багато і річна сума їх досягає 1000 мм, а на схилах гір, обернених в бік вологих вітрів, випадає до 2000 мм і більше.

Савани займають великі простори в тропічній Африці та Південній Америці; вони зустрічаються також на узбережжі Центральної Америки, в західній частині Мадагаскару, в Індостані (від 22° півд.ш. до південної окраїни півострова), на о. Шрі-Ланка, в центральній частині Бірми, на Індокитайському півострові, в північній частині Австралії, на Гавайських островах. Рослинність: дерева розташовані у вигляді рідкостою. У суху пору року дерева зазвичай скидають листя. На початку дощового періоду розвивається потужний трав'яний покрив.

Клімат вологих тропічних лісів. Для цієї зони характерна висока постійна температура з рясними опадами. Середня температура найхолоднішого місяця року не нижче 18 °С, а найтеплішого – 26-32 °С. Річна амплітуда температури повітря мала (1-6 °С). Дощів багато (не менше 1500 мм за рік), вони випадають протягом більшої частини року. Сухого сезону або зовсім немає, або він дуже нетривалий. Погода відрізняється значною стійкістю.

Клімат вологих тропічних лісів зустрічається в Екваторіальній Африці, Південній Америці (за течією Амазонки, на південно-східному узбережжі Бразилії), місцями в Центральній Америці, на Великих Антильських островах, східному узбережжі Мадагаскару, південно-західному узбережжі Індії, західному узбережжі Індокитайського півострова, півострові Малакка, Великих Зондських і Філіппінських островах, в Новій Гвінеї.

Рослинність представлена вічнозеленими рослинами: кокосова і сагова пальми, кавове дерево, каучуконоси тощо. Деревата обвиті ліанами.

Для характеристики клімату високих плато (плоскі височини не менше 1000 м абсолютної висоти) Берг використовує ті ж типи кліматів. Вважається, що клімат високих плато подібний до клімату низин, але піднятий догори, а через це для нього характерні великі добові амплітуди температури. Берг виділяє такі типи клімату.

1. *Тип полярних льодяних плато* (плато Гренландії, Антарктиди, північний острів Нової Землі), тобто клімат вічного морозу (немає місяця з температурою вище 0 °С).

2. *Тип високих степів і напівпустель помірного клімату* (північно-західна Монголія, Армянське нагір'я).

3. *Тип пустель помірних широт* (Китайський Туркестан).

4. *Тип Тибетський* (Тибет, Памір). Літо прохолодне, великі річні та добові амплітуди температури повітря.

5. *Тип субтропічних степів (іранський)* – жарке літо і помірна зима. Опадів мало (130-250 мм), літо сухе, максимум опадів взимку та навесні.

6. *Тип тропічних плато або високих саван*, річна амплітуда мала, максимум дощів у другій половині літа; взимку і частково восени сухий період (високі плато Чілі, Перу, Болівії, Еквадору, Мексики, Ефіопії).

Така в загальних рисах класифікація кліматів Берга. У ній клімати низин розроблені краще, ніж клімати високих плато. Мабуть тому, що Берг детально розглядав вертикальні кліматичні пояси, правда, не пов'язуючи їх з кліматами високих плато.

6.4 Класифікація Б.П. Алісова

Попередньо розглянуті класифікації, по суті, мають описовий характер і майже не торкаються причин, які зумовлюють різні типи клімату.

Б.П. Алісов запропонував (1936-1952 рр.) виділяти кліматичні пояси (зони) і області, виходячи з *умов загальної циркуляції атмосфери*, тобто приймаючи до уваги просторово-часове положення *повітряних мас різного географічного типу (походження)*. Такий поділ нерозривно пов'язаний з умовами формування того чи іншого клімату, бо він враховує перенос тепла морськими і повітряними течіями, переродження або трансформацію повітряних мас під дією підстильної поверхні (суші та моря), що визначає їхні фізичні властивості й фронтальну діяльність. І такий підхід до класифікації дає уявлення не тільки про зовнішні риси клімату, але й про його *генезис*, тобто походження і умови формування. Тому цю класифікацію називають *генетичною*.

У кожній з півкуль Алісов виділяє чотири основні пояси за ознаками переваги у кожній з них протягом року одної з основних повітряних мас. Це *екваторіальний* (ЕП), *тропічний* (ТП), *помірний* (ПП) і *арктичний* (антарктичний АП) пояси. Між ними у кожній з півкуль він розрізняє три перехідні зони, які характеризуються сезонною зміною переважних повітряних мас: *субекваторіальна* (зона екваторіальних мусонів), розташована між екваторіальним і тропічним поясами, де влітку переважає екваторіальне, а взимку тропічне повітря; *субтропічна* розташована між тропічним та помірним поясами, де влітку переважає тропічне, а взимку помірне повітря; *субарктична* (субантарктична), розташована між помірним і арктичним (антарктичним) поясами, де влітку переважає помірне, а взимку арктичне (антарктичне) повітря.

Межі кліматичних поясів визначаються літнім і зимовим положенням кліматологічних фронтів (тропічного, полярного або фронту помірних широт, арктичного і антарктичного). Так, тропічна зона знаходиться між літнім положенням ВЗК і зимовим положенням полярних фронтів. Тому вона цілий рік зайнята переважно тропічним повітрям. Субтропічна зона розташована між зимовим і літнім положенням полярних фронтів, тому

вона взимку знаходиться під переважним впливом полярного повітря, а влітку – тропічного. Аналогічно визначаються й межі інших зон. Схема положення кліматологічних фронтів і меж кліматичних поясів вздовж меридіана показана на рис. 6.2.

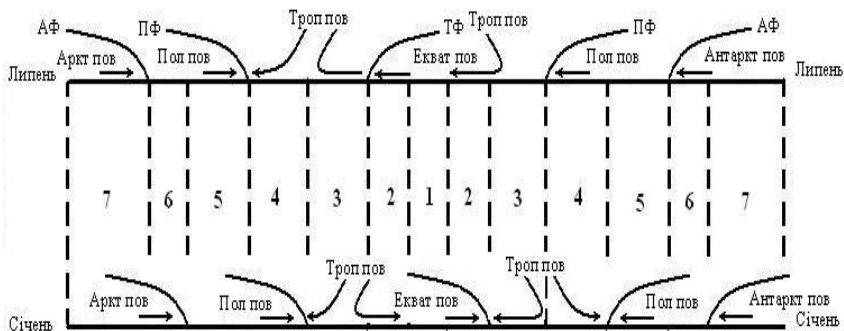


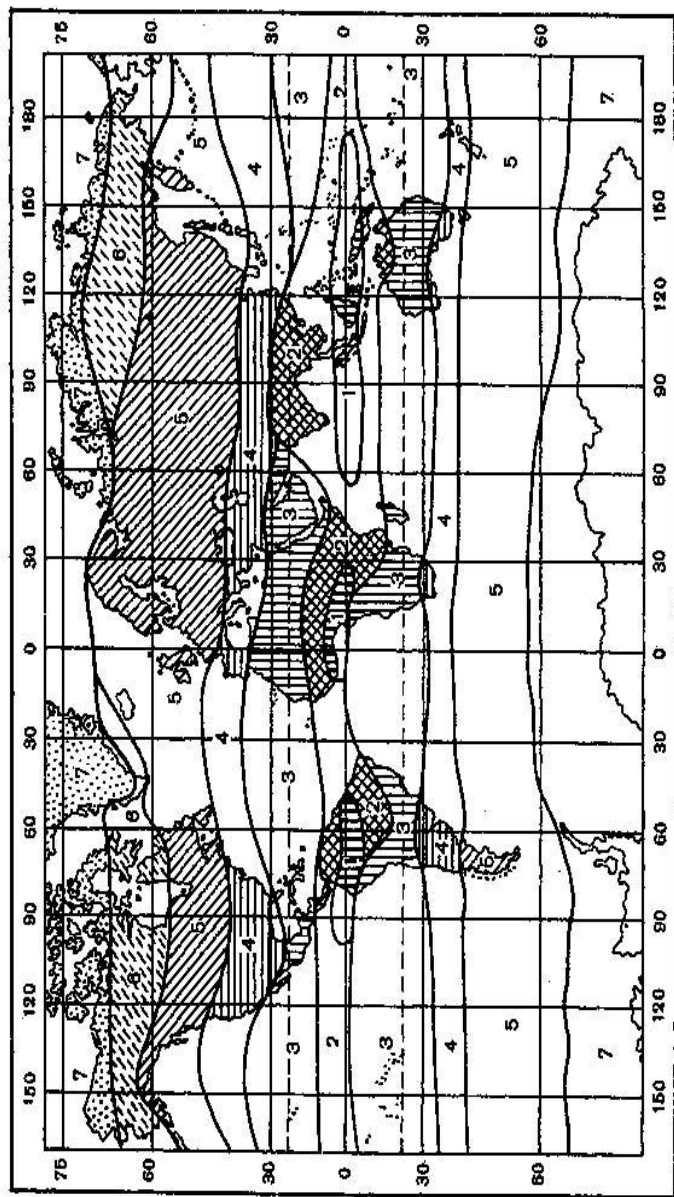
Рисунок 6.2 – Схема розташування кліматичних поясів

У кожному поясі під впливом підстильної поверхні формуються континентальні та океанічні (морські) типи кліматів. Крім того, Алісов виділяє типи кліматів західних і східних узбереж, формування яких в значній мірі зумовлені особливостями атмосферної циркуляції в цих районах. Складні форми рельєфу можуть формувати особливий високогірний клімат.

На рис. 6.3 представлена карта кліматичних поясів Земної кулі за класифікацією Алісова. Межі поясів на ній проведені у відповідності з кліматичним положенням атмосферних фронтів і уточнені за деякими метеорологічними і геоботанічними показниками.

Надамо стислу характеристику кліматичних поясів.

Екваторіальний пояс. Протягом року панує екваторіальне повітря, яке формується тут завдяки трансформації тропічного повітря пасатів. Межами цього поясу є зимове положення тропічного фронту в кожній півкулі. В екваторіальному кліматі континентальний і океанічний типи клімату зазвичай не виділяють: океанічні та континентальні повітряні маси не дуже різняться між собою за температурним режимом і вологістю. У широтах, близьких до екватора ($5-10^\circ$ у кожній півкулі), де приток сонячної радіації мало змінюється протягом року, спостерігається дуже рівномірний температурний режим. Як на морі, так і на суші середні багаторічні температури усіх місяців становлять $24-28^\circ\text{C}$. Річна амплітуда температури повітря не більше 1°C . Добова амплітуда температури порядку $10-15^\circ\text{C}$: при значній вологості повітря зустрічне випромінювання велике, що не дає температурі дуже знижуватись навіть в ясні ночі.



1 – екваторіальний; 2 – екваторіальних мусонів; 3 – тропічний; 4 – субтропічний;
5 – помірний; 6 – субарктичний (субантарктичний); 7 – арктичний (антарктичний)

Рисунок 6.3 – Схематична карта широтних кліматичних поясів (за Алісовим)

Опади в екваторіальному типі клімату рясні, мають зливовий характер і часто супроводжуються грозами. Значна їх частка випадає у ВЗК.

Клімат поясу екваторіального повітря відповідає клімату вологого тропічного лісу (за Бергом).

Субекваторіальний пояс (або пояс тропічних мусонів). Межами цього поясу є літнє і зимове положення тропічного фронту. Влітку тут переважає екваторіальне повітря, взимку – тропічне. Температура повітря у зоні тропічних мусонів над океаном така ж висока і має таку ж малу річну амплітуду, як і в екваторіальному кліматі. Над сушею річна амплітуда температури повітря більша і зростає з географічною широтою. Особливо це помітно на півдні Азії, де тропічна мусонна циркуляція найбільш далеко поширюється на материк до півночі.

У субекваторіальній зоні Б.П. Алісов виділяє чотири типи клімату тропічних мусонів:

- континентальних;
- океанічних;
- західних узбереж;
- східних узбереж.

Для перших двох типів характерним є сезонна зміна повітряних мас. Особливістю першого з них є велика різниця між сухим зимовим і дощовим літнім періодами. Для другого типу найбільш характерні відсутність сухого періоду і значна тривалість літнього дощового періоду. Зимовий мусон північно-східний, але через те, що він несе вологе морське тропічне повітря, то і під час нього випадають дощі, хоча кількість їх значно менша, ніж під час літнього південно-східного мусону, який приносить вологу екваторіальну повітряну масу.

Клімат екваторіальних мусонів відповідає клімату саван, а в більш посушливих місцях – клімату тропічних степів (за Бергом).

Тропічний пояс. Тут протягом року панує тропічне повітря. Його межами є літнє положення тропічного фронту (південна межа) і зимове положення полярного фронту (північна межа). В цьому поясі розрізняють такі типи кліматів: континентальний тропічний, морський тропічний, клімат східної периферії субтропічних антициклонів і клімат західної периферії цих же антициклонів.

Субтропічний пояс. Тут відбувається сезонна зміна панівної повітряної маси: влітку це тропічне повітря, взимку – повітря помірних широт. Межами поясу є літнє (північна межа) і зимове (південна межа) положення полярного фронту. Виділяють чотири типи клімату: континентальний, морський, західних берегів (середземноморський), східних берегів (мусонний).

Помірний пояс. Переважає повітря помірних широт, яке тут і формується. Тут розрізняють такі типи клімату: *континентальний, морський, західних і східних узбереж континенту*. Останній носить

мусонний характер. Межами зони є літнє положення полярного фронту (південна межа) і зимове положення арктичного фронту (північна межа).

Субарктичний (субантарктичний) пояс. Влітку тут переважає повітряна маса помірних широт, взимку – арктична (антарктична). Межами поясу є літнє (південна межа) і зимове (північна межа) положення арктичного (антарктичного) фронту. Розрізняють *континентальний* (тільки в Північній півкулі) і *морський* тип клімату.

Арктичний і антарктичний пояси характеризуються переважанням протягом року арктичного (антарктичного) повітря. Клімат Арктики відноситься до *морського* типу, за виключенням центральних районів Гренландії. Клімат же Антарктики відноситься до *континентального* типу. Згідно з класифікацією Берга – це клімат *арктичної тундри і вічного морозу*.

Між класифікаціями кліматів Алісова і Берга існує достатньо добрий зв'язок, але якщо перша може бути поширена на сушу та океан, то остання відноситься, головним чином, до суші.

Серед генетичних можна відзначити *класифікацію М.І. Будика і А.А. Григор'єва*, яка базується на характеристиках теплового балансу діяльної поверхні (табл. 6.1).

Таблиця 6.1 – Класифікаційні ознаки кліматів
(за Будиком-Григор'євим)

Умови зволоження		Термічні умови теплового періоду		Умови зими	
Хар-ка кліматів	Індекс сухості	Хар-ки термічних умов	Сума тем-р земн. пов-ні за період з тем-рою $>10^{\circ}\text{C}$	Хар-ка	Метеорологічні умови
I. Надмірно зволожені	$< 0,45$	1. Дуже холодні	Тем-ра повітря весь рік $\leq 10^{\circ}\text{C}$	A. Суворо малосніжна	Т-ра січня $< -32^{\circ}\text{C}$, найбільша середня декадна висота снігов. покр. $< 50\text{см}$
II. Вологі	$0,45-1,10$	2. Холодні	$0-1000^{\circ}\text{C}$	B. Суворо сніжна	Т-ра січня $< -32^{\circ}\text{C}$, найбільша середня декадна висота снігов. покр. $< 50\text{см}$
III. Недостат. зволожені	$1,00-2,30$	3. Помірно теплі	$1000-2000^{\circ}\text{C}$	C. Помірно суворо, малосніжна	Т-ра січня від -13° до -32°C , найбільша сер. декад. висота снігов. покр. $< 50\text{см}$
IV. Сухі	$> 2,3$	4. Теплі	$2200-4400^{\circ}\text{C}$	D. Помірно суворо, сніжна	Т-ра січня від -13° до -32°C , найбільша сер. декадн. висота снігов. покр. $< 50\text{см}$
		5. Дуже теплі	$> 4400^{\circ}\text{C}$	E. Помірно м'яка	Тем-ра січня від 0 до -13°C . Тем-ра січня $> 0^{\circ}$

В основу своєї класифікації автори поклали співвідношення тепла та вологи, яке визначається величиною відношення річного радіаційного балансу підстильної поверхні R до кількості тепла Lr , необхідного для випаровування річної кількості опадів (L – питома теплота випаровування, r – річна сума опадів). Цей показник зволоженості називають *радіаційним індексом посушливості* K . Таким чином, $K = R/Lr$. Цей індекс характеризує ступінь зволоження місцевості. Так, значення $K < 0,45$ вказує на надмірне зволоження (арктична пустеля, тундра, лісотундра), значення $0,45 < K < 1,1$ – на вологі умови (ліс хвойний, змішаний, широколистяний, субтропічний). Показник $1,1 < K < 2,3$ характеризує недостатньо вологі умови (лісостеп, степ), $K > 2,3$ – сухі (напівпустелі, пустелі). Для деталізації кліматичного районування використовуються додаткові показники – термічні умови теплого періоду і умови зими (суворість, сніжність).

В класифікації кліматів території колишнього Радянського Союзу кліматичні показники, як і в системі Кеппена, позначаються буквами або цифрами. Римськими цифрами позначені умови зволоження, арабськими – термічні умови теплого періоду і великими буквами латинської абетки – зимові умови. Класифікаційні ознаки кліматів наведені в таблиці 6.1.

Згідно з цією класифікацією клімат України III 4 E: недостатньо вологий з помірно теплим періодом і помірно м'якою зимою, що відповідає клімату лісостепу і степу.

Запитання для самоперевірки до 6-го розділу

1. Які класифікації клімату є найбільш поширеними?
2. За якими принципами побудована класифікація Кеппена?
3. Які кліматичні зони виділяють згідно з класифікацією В.Кеппена?
4. На чому заснована класифікація Алісова?
5. Які кліматичні зони виділяють згідно з класифікацією Алісова?
6. Як визначаються в класифікації Алісова межі між кліматичними зонами?
7. Чим розрізняються у кожній зоні між собою континентальний та океанічний типи кліматів?
8. Чому і чим розрізняються між собою у кожній зоні типи кліматів західних і східних узбереж?

7 МЕЗО- ТА МІКРОКЛІМАТ

7.1 Поняття про мезо- та мікроклімат

Кліматичні умови місцевості значною мірою визначаються характером підстильної поверхні. Клімат, який формується на значній території, наприклад, на території фізико-географічного району (лісостепова, степова зони), називається *макрокліматом*.

Однак природні умови будь-якого фізико-географічного району не бувають однорідними. Кожен з них складається з типів місцевості, різних за своїми природними властивостями. Так, в кожній області лісостепової та степової зон можна виділити заплавні, водороздільні та інші типи місцевості. Клімат окремих типів місцевості називають *місцевим* кліматом. Він помітно проявляється на фоні загальних кліматичних умов фізико-географічного району.

Але і в кожному типі місцевості спостерігаються невеликі ділянки, на яких під впливом природних умов можуть виникати особливі прояви місцевого клімату. Місцеві особливості клімату, зумовлені неоднорідністю будови підстильної поверхні, які суттєво змінюються вже на невеликих відстанях, називають *мікрокліматом*. Ці особливості виявляються в кількісних значеннях метеорологічних величин, інколи в виникненні окремих явищ погоди (тумани, грози), без змін погоди в цілому, і дуже закономірні в межах всієї кліматичної зони. Таким чином виникають мікроклімати лісу і галявин, пагорбків і долин, озер та боліт і, нарешті, міст.

Поряд з поняттям «мікроклімат» існує поняття «мезоклімат» як проміжна ланка між макрокліматом і мікрокліматом. Такого погляду дотримувалися Р. Гайгер, С.А. Сапожникова, С.П. Хромов та інші.

О.О. Дроздов вважав, що через труднощі розмежування масштабів мезо- і мікроклімату слід використовувати тільки поняття «мікроклімат», об'єднавши при цьому всі місцеві особливості клімату. І.А.Гольцберг також вважала за доцільніше користуватися тільки більш обґрунтованим терміном «мікроклімат».

В останні роки, проте, термін «мезоклімат» все ширше став використовуватися у спеціальній літературі, присвяченій вивченню особливостей клімату різних типів підстильної поверхні. У зв'язку з цим настала необхідність визначення критеріїв розмежування мезо- і мікрокліматів, які були запропоновані Є.Н. Романовою. В залежності від розмірів неоднорідностей підстильної поверхні і масштабів збурення, спричинених ними, мікроклімат підрозділяють на мезоклімат, мікроклімат і наноклімат. Діапазони горизонтальних і вертикальних масштабів збурень, характерні для мезо-, мікро- і наноклімату, надані в таблиці 7.1.

Таблиця 7.1 – Критерії розмежування мезо-, мікро- і наноклімату
(за Є.Н. Романовою)

Неоднорідності підстильної поверхні		Масштаб збурень	
тип	характеристика	горизон- тальний	верти- кальний
Мезоклімат			
Гірський рельєф	Система гір	≤ 100 км	≤ 1000 км
Пагорбкуватий	Масиви площею ≥ 100 км ²		
Річки	Ширина > 1 км		
Озера, моря, океани	Площа дзеркала 50-100 км ²		
Грунтово-рослинний покрив	Масиви площею ≥ 100 км ²		
Велике місто	Райони міста		
Мікроклімат			
Гірський рельєф	Окремі ділянки	≤ 10 км	100-200 м
Пагорбкуватий	Окремі пагорби або група пагорбів		
Річки	Ширина < 1 км		
Озера, ставки	Площа дзеркала < 50 км ²		
Грунтово-рослинний покрив	Масиви площею < 100 км		
Місто, село	Окремі будівлі, вулиці		
Наноклімат			
Мікровисочина і мікропониження (пагорби, борозни, западини)	Окремі нерівності з перепадом висоти, що вимірюється одиницями і десятками сантиметрів	1 – 3 м	≤ 0,5 м

Мезокліматичні особливості формуються під впливом як макромасштабних, так і мезомасштабних неоднорідностей достатньо великої площі. До макромасштабних неоднорідностей належать гірський рельєф, океани, моря, а мезомасштабні характеризують пагорбкуватий рельєф, річки, озера, різнобарвність ґрунтово - рослинного покриву, великі міста.

Мікронеоднорідність підстильної поверхні (пагорби, гребені, борозни), що існують у природі, також впливають на метеорологічний режим нижнього приземного шару повітря і верхніх шарів ґрунту. Такі варіації метеорологічного режиму запропоновано називати *нанокліматичними*. Розбіжності ці можуть бути дуже суттєвими і це треба мати на увазі при дослідженні росту й розвитку сільськогосподарських культур.

Дослідження, проведені вченими різних країн, вказують на те, що зміни кліматичних характеристик при наявності мікрокліматичної неоднорідності на близьких відстанях можуть бути більшими, ніж при переході з одної кліматичної зони в іншу.

Для з'ясування мікрокліматичних особливостей окремих районів і їхньої оцінки здійснюються спеціальні метеорологічні спостереження (зокрема, градієнтні спостереження). При цьому для проведення спостережень вибираються найбільш репрезентативні ділянки і на цій основі проводиться опис усього масиву.

За нашого часу дослідження в галузі мікрокліматології потребують великої уваги і вони значною мірою повинні бути узгоджені з екологічними дослідженнями: проведення значних будівельних робіт у великих містах, вирубка лісонасаджень, забруднення значних ділянок моря й суші потребує оцінки впливу цих дій на стан навколишнього середовища і клімату взагалі. Розглянемо деякі типи мезо- та мікрокліматів.

7.2 Мезоклімат міста

Сучасне велике місто являє собою доволі обширну мезонеоднорідність. Воно утворює свій місцевий клімат, а на окремих його вулицях і площах складаються своєрідні мікрокліматичні умови, що визначаються місцевою забудовою, покриттям вулиць, розподілом зелених насаджень та інш.

Мікрокліматичні умови виявляються, перш за все, в розподіленні метеорологічних величин: різниця в режимі температури, вологості, опадів, вітру та атмосферних явищ в місті і за його межами досить суттєва.

Сучасне місто, як правило, великий промисловий центр з добре розвиненими транспортними зв'язками. Все це зумовлює підвищений фон забруднення атмосфери міста. Внаслідок цього сонячна радіація виявляється зниженою: через зростання мутності атмосфери приплив сумарної радіації зменшується майже на 25% (особливо за рахунок зменшення прямої радіації). При цьому розсіяна радіація збільшується. До неї додається радіація, яка відбивається стінами і бруківкою, що зумовлює відчуття спеки і духоти – характерні для міста умови влітку. Через забруднення повітряного басейну радіаційний баланс у місті не зменшується (а інколи підвищується), бо знижується ефективне випромінювання (і як наслідок зменшується нічне вихолодження). Крім того, спостерігається додаткове надходження в атмосферу тепла за рахунок господарської діяльності людини і малої втрати тепла на випаровування. Все це приводить до більш високих температур всередині міста порівняно з довкіллям, тобто до формування так званого «*острова тепла*» (рис. 7.1 і 7.2), що підтверджується багатьма дослідниками. Різниця між температурами у місті та фоновією температурою навколишньої сільської місцевості називають *інтенсивністю острова тепла*. На межі «місто-околиця» може виникати горизонтальний температурний градієнт до 4 °C/км.

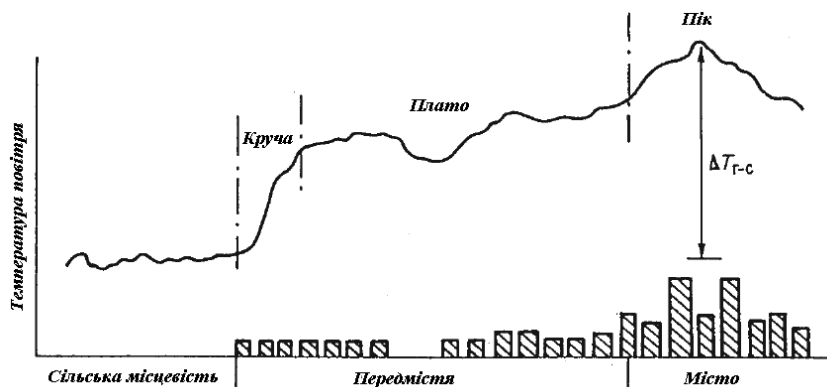


Рисунок 7.1 – Узагальнений переріз характерного острова тепла над містом (за Оке)

Такий вплив міста може поширюватись на висоту 100-500 м. Інтенсивність і розміри острова тепла змінюються з часом і в просторі під впливом фонових метеорологічних умов та місцевих особливостей міста. Має місце добре виражений добовий хід інтенсивності острова тепла з максимумом через декілька часів після заходу Сонця і мінімумом у середині дня.

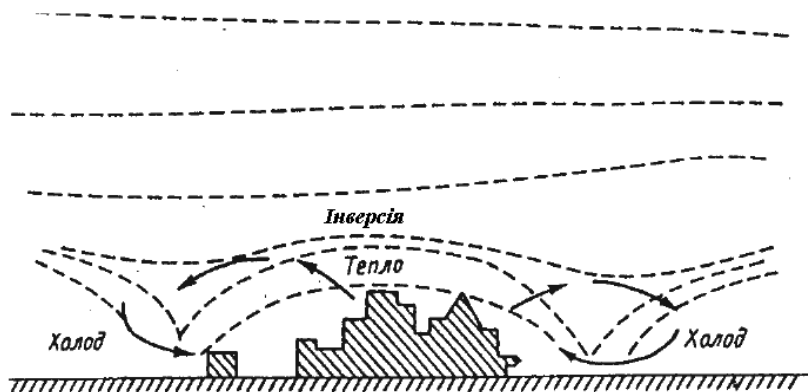


Рисунок 7.2 – Міська циркуляція, яка розвивається за малих швидкостей вітру

В антициклонічну погоду можуть складатись (за стійкої стратифікації атмосфери і, особливо, при інверсіях температури) дуже несприятливі екологічні умови: дим в сполученні з туманом (смог) може накопичуватись у приземному шарі повітря в кількості, яка є фізіологічно шкідливою.

Велика шорсткість підстильної поверхні та наявність острова тепла зумовлюють і особливості вітрового режиму в умовах міста. При слабких вітрах до 2-3 м/с може виникнути місцева міська циркуляція, яка особливо помітна при наявності розмитих баричних полів: біля поверхні землі течії спрямовані до центра, де розташовується острів тепла (і, як наслідок, трохи знижений тиск), зверху спостерігається відтік повітря на околиці.

Розбіжності мають місце не тільки в напрямку, але і в швидкості вітру. Більшість дослідників зазначає, що швидкість вітру біля поверхні землі в місті знижується порівняно з відкритою територією. Але в деяких випадках в містах можливе посилення швидкості вітру, наприклад, якщо напрям вітру співпадає з напрямом вулиці, обмеженої багатоповерховими будинками. З висотою швидкість вітру зростає.

Повітря у місті більш сухе, ніж на околиці, що пов'язано з підвищенням температури і зменшенням випаровування з поверхні вулиць і площ, покритих асфальтом або камінням. Експериментальні дослідження в різних містах показали, що в окремих випадках розбіжність у абсолютній вологості може сягати 2,0-2,5 гПа, у відносній вологості – 11-20%. Ці контрасти характеристик вологості місто – околиця в річному ході мають максимальне значення у літній період, а в добовому ході – у вечірній години.

Суперечлива точка зору щодо впливу міста на опади відбиває складність дослідження цього питання. При цьому доцільно розглядати цей вплив окремо на тверді й рідкі опади. У зимовий період року різниця в сумах опадів зазвичай незначна. Влітку найбільша кількість опадів випадає над містом, але не в центральній його частині, а на околиці. Якщо вологість повітря достатньо висока, то підвищена конвективна нестійкість і забруднення повітря над містом сприяють утворенню хмарності. В процесі перетворення хмар із купчастих на потужні купчасті та купчасто – дощові відбувається їх зміщення під впливом переважного переносу в атмосфері на околицю або за межі міста. І опади спостерігаються в підвітряних районах міста або на деякій відстані від нього. Коли ж вологість повітря недостатня для утворення хмар, потужні конвективні потоки (вони формуються над центральними районами міста при обтіканні повітряними масами будівель) є перешкодою для горизонтальних повітряних потоків, що надходять в навітряну частину міста. Водночас ці повітряні маси зазнають додаткового вимушеного підйому, завдяки чому утворюється хмарність і йдуть дощі.

Відмінності у режимі температури й вологості системи місто – околиця накладають свій відбиток і на розподіл атмосферних явищ. Існує

думка, згідно з якою тумани в місті в зв'язку з підвищенням температури і зниженням відносної вологості можуть виникати рідше, ніж за його межами: при нічному вихолодженні температура повітря рідко знижується до температури точки роси та нижче. З іншого боку, в ряді кліматичних районів число днів з туманами в місті може бути і більшим, ніж в передмісті, особливо при послабленні швидкості вітру або значній забрудненості повітря, що посилюється при стійкій стратифікації.

7.3 Мікроклімат водойм і узбережних територій

Мікрокліматичні особливості водойм і узбереж виникають, перш за все, завдяки значній різниці в структурі теплового балансу суші та води. Відомо, що близько 90% радіаційного балансу водойм витрачається на прогрів водних мас і випаровування і тільки 10% – на турбулентний теплообмін з повітрям. Внаслідок цього нагрівання повітря над водоймами невелике і температура повітря майже однакова протягом доби, в той час як над сушею вона помітно змінюється від дня до ночі.

Вплив водойм на термічний режим узбереж залежить від сезону, часу доби і погодних умов. Значення і знак мікрокліматичних змін денних і нічних температур на узбережжі морів різні. Денні температури поблизу берегової лінії південних морів (Чорного, Азовського, Каспійського) знижені на 3-7 °C в порівнянні з межею ареалу впливу водойми (10-22 км), а нічні температури підвищені на 3-5 °C. На узбережжі північних, більш холодних морів, влітку денні і нічні температури знижені. Значно впливають на температурний режим і менш значні за розмірами водойми: озера, водосховища, річки. Вони впливають і на тривалість безморозного періоду, збільшуючи його на 10-20 днів.

В узбережних районах морів та інших водойм спостерігається значний контраст розподілу всіх метеорологічних величин. Вони мають добовий хід і суттєво залежать від мінливості швидкості та напрямку вітру в районах з добре розвинутою бризовою циркуляцією.

Бризи – це теж особливість клімату узбережних районів. Завдяки різниці в співвідношенні між складовими радіаційного і теплового балансів водної поверхні і суші утворюється ця місцева циркуляція, яка найбільш чітко виявлена в тепле півріччя. Її розміри залежать від площі водойми і контрастів в температурі поверхні суші та води, а також від будови навколишньої території. Вдень над нагрітою сушею конвективні потоки піднімаються догори, а на заміну їм з водойми в нижньому шарі надходить холодніше повітря: виникає денна гілка бризової циркуляції. Вночі, коли суша стає холоднішою за водну поверхню і тиск над нею підвищується, виникає зворотня циркуляція з суші на море.

Швидкості вітру при бризовій циркуляції можуть бути різними, від

1-2 до 7 м/с і більше в випадку добре розвинутого бризу. Вплив водойм на швидкість вітру на узбережжях простежується і за відсутності бризової циркуляції: швидкість вітру над водоймами завжди більша, ніж над прилеглими ділянками суходолу завдяки малій шорсткості поверхні води.

Опадів в теплу пору року над великими водоймами випадає менше, ніж на узбережжі, тому що більш холодна, в порівнянні з суходолом, водна поверхня перешкоджає розвитку над нею конвекції. Цьому сприяє і та обставина, що над водоймами влітку переважає підвищений тиск.

7.4 Роль рельєфу в формуванні мезо- і мікроклімату

Нерівності підстильної поверхні з різницею висот порядку сотень або десятків метрів впливають на мезо- і мікроклімат головним чином так, як і великі форми рельєфу на загальні умови клімату. Однак є відмінності, які зумовлені тим, що різниці висот в даному випадку малі, і тому висота над рівнем моря не має значення.

Головна роль у мікрокліматі пересіченої місцевості належить експозиції, тобто орієнтації схилів відносно сторін світу, а також формі рельєфу. Нерівномірний розподіл сонячної радіації по схилах різної крутизни і орієнтації є однією з основних причин виникнення термічних розбіжностей підстильної поверхні в умовах порізаного рельєфу. Найменшу кількість тепла і світла отримують схили, які звернені на північ: на них можуть спостерігатись риси клімату більш північних районів, в той час, як на схилах, звернутих на південь, – риси клімату більш південних районів.

В долинах вдень спостерігаються вищі, а вночі – нижчі температури, ніж на висотах. Це зумовлює, як і в умовах макрорельєфу, збільшення добових коливань температури в увігнутих формах рельєфу і їх зменшення на вершинах пагорбів. Особливо великі різниці в мінімальних температурах. Тут частіше бувають тумани, роса, іній, приморозки.

В умовах пагорбкуватого рельєфу в наслідок термічної неоднорідності уздовж схилів і різниці температур в приземному шарі над схилом та вільній атмосфері на тій же висоті виникають місцеві вітри. Ці циркуляції можуть мати мезо- і мікромасштаб.

Вплив пагорбкуватого рельєфу на вітер більш чітко просліджується в умовах антициклональної погоди і невеликих швидкостей основного потоку. Вночі в такій формі рельєфу з вершини та схилів повітря стікає вниз під впливом сили тяжіння, отримуючи ще додаткове прискорення за рахунок горизонтальної термічної неоднорідності схил-атмосфера. На зміну охолодженню повітря, що стікає вниз, із атмосфери надходить більш тепле повітря, що посилює термічну неоднорідність уздовж схилу: температура зменшується від вершини і верхніх частин схилу вниз, де

відбувається накопичування холодного повітря. Таким чином, в умовах мікрорельєфу може утворюватись місцева циркуляція по типу гірсько-долинної, але на відміну від останньої денна її гілка майже ніколи не спостерігається через посилення вітру і інтенсивного турбулентного обміну. І основною причиною виникнення нічних мікрокліматичних розбіжностей в пагорбкуватому рельєфі є процес стікання охолодженого повітря з пагорбу.

Мікрокліматичні умови формуються і за рахунок швидкостей вітру, які на підвищених і навітряних формах рельєфу та продуваних вітром долинах більші в порівнянні з відкритою рівнинною місцевістю, а на підвітряних схилах і в долинах, замкнутах і не продуваються вітром, – зменшені.

Режим опадів в пересічених формах рельєфу більш складний. На кількість опадів і їх перерозподіл впливає розчленованість рельєфу, експозиція схилів відносно вологонесучого потоку, висота підвищень, їх горизонтальна протяжність. При значній горизонтальній протяжності височини (сотні кілометрів) на збільшення опадів головним чином впливає висота над рівнем моря і орієнтація схилу. При малих горизонтальних розмірах височини починає впливати перерозподіл опадів вітром, що може призвести до збільшення опадів на підвітряних схилах.

Явища, схожі з перерозподілом опадів в залежності від вітру, виникають і в результаті переносу снігового покриву заметіллю і поземками. Взимку у понижених формах рельєфу, зазвичай, відбувається накопичування снігу внаслідок здування його з підвищених місць. Висота снігового покриву значно більшою буває на підвітряних схилах. Навесні сніг раніше за все сходить на вершинах і південних схилах пагорбів, де збільшено приток сонячної радіації. Характер сходу снігу і розмерзання ґрунту на схилах різної експозиції зумовлює неоднакове поглинання ґрунтом талої води. На північних схилах ґрунт зазвичай розмерзається раніше, ніж сходить сніг, тому тут поглинається більше талої води, ніж на південному схилі, де сніг сходить раніше, ніж розмерзається ґрунт.

Враховуючи мікрокліматичні особливості, можна більш повно використовувати кліматичні ресурси при плануванні економічного і соціального розвитку конкретного регіону.

Запитання для самоперевірки до 7-го розділу

1. Сформулюйте визначення мезо- і мікроклімату.
2. Які особливості має клімат великого міста?
3. Як впливають водоймища на клімат прилеглих територій?

8 ЗМІНИ І КОЛИВАННЯ КЛІМАТУ

8.1 Поняття про зміни та коливання клімату

Одною з найважливіших особливостей клімату є його значна часова мінливість. З точки зору системного аналізу ця мінливість є проявом як внутрішніх властивостей кліматичної системи, так і мінливості зовнішнього впливу на неї. Кліматична система є дуже складною динамічною системою (підрозділ 1.1). При незмінних зовнішніх чинниках кліматична система знаходиться у стані динамічної рівноваги. Але стан динамічної рівноваги зовсім не передбачає незмінності стану внутрішніх складових системи, зокрема атмосфери, тобто їй властиві вільні коливання різного періоду. В той же час коливання зовнішніх кліматоутворювальних чинників генерують змушені коливання внутрішніх характеристик кліматичної системи. Таким же чином коливання та зміни характеристик одної з внутрішніх складових системи призводять до коливань та змін характеристик інших складових кліматичної системи. Накладаючись одне на одне, ці коливання формують в атмосфері дуже складну хвильову картину, в якій присутні часові коливання – від міжрічних до мільйонів років.

Необхідно розрізняти терміни «мінливість», «коливання» та «зміни клімату».

Мінливість клімату є загальною рисою властивостей кліматичної системи, яка характеризує часові зміни стану як самої системи, так і її складових.

Під «*змінами клімату*» будемо розуміти однонаправлені (в межах певного часового періоду) зміни характеристик стану кліматичної системи, в тому числі характеристик її окремих складових (наприклад, характеристик стану атмосфери).

Поняття «*коливання клімату*» зазвичай застосовують тоді, коли в межах певного часового періоду відсутні зміни однонаправленого характеру, а має місце зворотне змінювання з деякою квазіперіодичністю або циклічністю.

Таким чином, терміни «зміна» та «коливання клімату» можуть бути характеристикою одного фізичного процесу в залежності від того, протягом якого часового періоду розглядається характеристика мінливості. Наприклад, якщо розглядаються зміни кліматичних характеристик протягом декількох століть, зумовлені кліматичними коливаннями з періодом у декілька тисяч років, то звісно можна казати про «зміни клімату» протягом часового періоду, що вивчається. Але ці зміни будуть складовою більш великомасштабного у часі процесу коливань клімату.

У той же час, якщо відбуваються *однаправлені незворотні* зміни або зовнішніх, або внутрішніх кліматоутворювальних чинників, то треба

вести мову про «незворотні зміни клімату».

Оскільки кліматичні коливання, як вже згадувалось, мають дуже широкий часовий діапазон, то при подальшому вивченні доцільною є їх класифікація:

- коливання з періодом до 100 років відносять до так званої «кліматичної мінливості»,
- коливання з періодом від 100 до 20 тис. років класифікують як «короткоперіодні коливання клімату»,
- коливання з періодом більше 20 тис. років вважаються «довгоперіодними коливаннями клімату».

8.2 Зміни та коливання клімату в історії Землі

Для розуміння змін та коливань клімату важливо знати його еволюцію протягом всієї історії існування нашої планети, тобто більше, ніж за 4,5 млрд років.

Про кліматичні умови в окремі давні геологічні епохи і періоди можна судити тільки за непрямыми даними – органічними останками (рослинними та тваринними), мінеральними відкладами, наприклад, у вигляді солі (кам'яної, калійної, гіпсу), морен, латеритів тощо. Відклади солей є ознакою теплого сухого клімату, морени – холодного клімату, латерити – жаркого клімату зі значними опадами. Показником вологих теплих кліматів є наявність залізних, марганцевих руд, поклади торфу і кам'яного вугілля тощо. В першій половині XX століття з'явився новий метод вивчення складу рослинності у третинний і, головним чином, у четвертинний період плейстоцену – метод пилкового аналізу. Значне поширення у сучасній палеокліматології знайшли геохімічні та радіоізотопні методи дослідження.

Потрібно розуміти, що непрямыми методами можливо реконструювати дуже обмежену кількість характеристик минулих кліматів, тому в якості індикатора кліматичних змін у минулому практично завжди використовують зміни тільки середньої температури повітря біля земної поверхні.

Великі зміни та коливання клімату, що відбувались протягом історії Землі, є проявом складної взаємодії змін та коливань кліматоутворювальних факторів (підрозділ 1.2), як зовнішніх (світність Сонця, еволюція бінарної системи Земля-Місяць тощо), так і внутрішніх (варіації вмісту CO₂, інших парникових газів та аерозолу в атмосфері, зміни конфігурації материків та океанів, висоти та положення гірських систем, глибин Світового океану тощо). Але питання, які з названих кліматоутворювальних факторів були визначальними при формуванні тих чи інших кліматичних епох та коливань, є дискусійними досі.

Реконструкції клімату в глибині історії Землі виявляють тільки найяскравіші і великі об'єкти. Це епохи зледеніння – «зими нашої планети», які тривали десятки і сотні мільйонів років, і ще триваліші – теплі епохи.

Час існування Землі поділено на два головних інтервали (еони): *докембрій* (криптозой) і *фанерозой*, межа між якими визначена за наявністю у відкладах фанерозой слідів явного життя і саме слово фанерозой означає «ера явного життя». Докембрій займає 85% часу існування Землі і поділяється на архей (2,5 млрд років тому) і протерезой (2,5-0,64 млрд років тому). Фанерозой складається з трьох ер різної тривалості: палеозой – ера давнього життя, мезозой – ера середнього життя, кайнозой – ера нового життя. Сучасна нам кайнозойська ера почалась приблизно 66 млн років тому і поділяється на два періоди: третичний, який складається з чотирьох епох (еоцену, олігоцену, міоцену і пліоцену) та четвертинний, в якому виділено поки одну епоху – плейстоцен. Четвертинний період почався десь 1,8 млн років тому. Останні 10 тис. років в історії Землі виділяють особливий період – голоцен.

8.2.1 Зміни клімату у докембрії

Для цього періоду існує найбільша невизначеність: існуючі реконструкції клімату, які мають у кращому випадку якісний характер, регулярно змінюються в міру надходження нової наукової інформації.

Достеменно доведено, що протягом геологічної історії Землі разом з усією землею природою змінювались склад атмосфери, її маса, а також клімат. На самих перших етапах еволюції Землі, тобто після завершення утворення планети, розігрівання її надр, формування ядра, що призвело до активних проявів магнетизму і зокрема вулканізму, почалась дегазація мантиї і утворення гідросфери та атмосфери.

Приблизно 4,5 млрд років тому, коли відбулось формування Землі, світність Сонця була зниженою приблизно на 30% порівняно з сучасними значеннями. І якщо припустити, що кліматоутворювальні умови (альbedo, склад атмосфери, відстань між Землею і Сонцем тощо) в той час були такими ж, якими вони є зараз, то осереднена приземна температура мала бути на 30 °C нижчою, ніж сьогодні. Хоча у перші 700-800 мільйонів років існування Землі безупинне бомбардування її астероїдами і метеоритами звичайно сприяло потеплінню клімату. Проте, в таких умовах Земля мала б бути замерзлою протягом тривалої частини її історії. Але цей очевидний висновок суперечить геологічним свідченням щодо існування рідкого океану в архей (табл. 8.1). Це протиріччя має назву «парадокс раннього тьмяного Сонця». Головною причиною цього парадоксу мабуть є те, що на ранніх етапах життя Землі був значно сильнішим парниковий ефект через відповідний склад земної атмосфери. Так на багато вищою була

концентрація вуглекислого газу CO₂ (імовірно вона досягала більше 10% від загального складу атмосферного повітря, тобто майже у 100 разів перевищувала сучасне значення) з додаванням водню H₂, азоту N₂ і аміаку NH₄. Кисень O₂ в атмосфері був практично відсутнім, тому метан не міг окислюватись, як це відбувається у сучасних умовах, і тому його концентрація була набагато вищою ніж сьогодні. Імовірно, що метан був домінуючим парниковим газом у той час. Надходження вуглекислого газу та метану у значних обсягах в атмосферу в архей пов'язують з активною вулканічною діяльністю ранньої Землі. Таким чином, менша кількість сонячної радіації, що надходила до земної поверхні, компенсувалась більшим парниковим ефектом, завдяки якому в атмосфері накопичувалось більше тепла.

Таблиця 8.1 – Геохронологічна шкала докембрію

Еон еонотема)	Ера (ератема)	Період (система)	Епоха (відділ)	Початок, років тому	Основні події
Протерозой	Неопротерозой	Едіакарій		~635 млн	Перші багатоклітинні тварини.
		Кріогенний		850 млн	Одне з наймасштабніших зледенінь Землі.
		Тоній		1,0 млрд	Початок розпаду суперконтиненту Родінія.
	Мезопротерозой	Стеній		1,2 млрд	Суперконтинент Родінія, суперокеан Світовий.
		Ектазій		1,4 млрд	Перші багатоклітинні рослини (червоні водорості).
		Калімій		1,6 млрд	
	Палеопротерозой	Статерій		1,8 млрд	
		Орозирій		2,05 млрд	
		Ріасій		2,3 млрд	
Сидерій		2,5 млрд	Киснева катастрофа.		
Архей	Неоархей		2,8 млрд		
	Мезоархей		3,2 млрд		
	Палеоархей		3,6 млрд		
	Еоархей		4 млрд	Поява примітивних одноклітинних організмів.	
Катархей (Гадей)				~4,6 млрд	~4,6 млрд років назад – формування Землі.

У пізньому археї (неоархеї – приблизно 2,8 млрд років тому) вже з'явились мікроскопічні одноклітинні водорості, які могли здійснювати фотосинтез органічних речовин з діоксиду вуглецю і води з виділенням вільного кисню. Цей кисень йшов на окислення аміаку до молекулярного азоту. Таким чином, у *палеопротерозої* (ранньому протерозої) почалась друга стадія еволюції атмосфери: основним компонентом атмосфери став азот N_2 , а найбільш важливими домішками – вуглекислий газ CO_2 і аргон Ar.

Майже 1,8 млрд років назад, коли швидкість утворення кисню при фотосинтезі стала достатньо високою і кисень перестав бути малою домішкою в атмосфері, наступила третя стадія еволюції атмосфери. З початком цієї стадії парціальний тиск кисню весь час збільшувався і поступово набув сучасного значення. У цей час утворився вже й озоновий шар у стратосфері. Через велику концентрацію кисню набагато ефективнішим став процес окислення метану. Тому його концентрація значно зменшилась і саме це, ймовірно, стало причиною охолодження Землі, тобто концентрація кисню в атмосфері могла регулювати процес зледеніння. Теплий клімат в археї поступово ставав більш холодним. Але поки що недостатньо достовірних відомостей, які б підтвердили цю гіпотезу.

Протягом *докембрію* відбувалося декілька великих коливань клімату. В період 2,5-2,6 млрд років (у нижньому протерозої) спостерігалась *Гуронська епоха зледеніння*. Центр зледеніння знаходився приблизно на палеошироті 60° , тобто це центр типового льодяного покриву помірних широт. Про поширення цього зледеніння поки нема відомостей, також не з'ясовано, чи було це зледеніння материкового типу або ці льодовики пов'язані з процесами утворення гір.

Протягом тривалого періоду приблизно 2,1-1,0 млрд років назад проявів зледенінь на Землі не знайдено, що дозволяє вважати клімат цього часу теплим. Але у пізньому протерозої (950-600 млн років тому) відмічено три зледеніння, розділені міжльодовиковими періодами. Це *Гнейсеська* (950 млн років тому), *Стертська* (750 млн років тому), *Варангська* (680-660 млн років тому) епохи зледеніння. Останні зледеніння були ймовірно настільки сильними, що лід, можливо певний час, повністю вкривав планету Земля. І саме тоді всі континенти групувалися біля Південного полюса (рис. 8.1). А це, можливо, спричинило суттєве охолодження континентів в той час, коли параметри орбіти сприяли зростанню льодяних щитів. Після цього початкового охолодження почав діяти обернений зв'язок, пов'язаний з альбедо снігу (льоду), який був достатньо сильним для того, щоб призвести до додаткового зменшення температури. За рахунок цього процесу льодяні щити просуvalися до екватора і нарешті вкрили всю Землю (гіпотеза «Землі у вигляді сніжку»). Ця гіпотеза все ще дискутується, оскільки доведено, що така конфігурація

суші має бути станом стійкої рівноваги кліматичної системи, і тому Земля повинна була б залишитись постійно замерзлою. Проте, практично не дискутується, що протягом кліматичної фази «сніжку» за рахунок вулканічної діяльності продовжувалися викиди CO_2 в атмосферу.

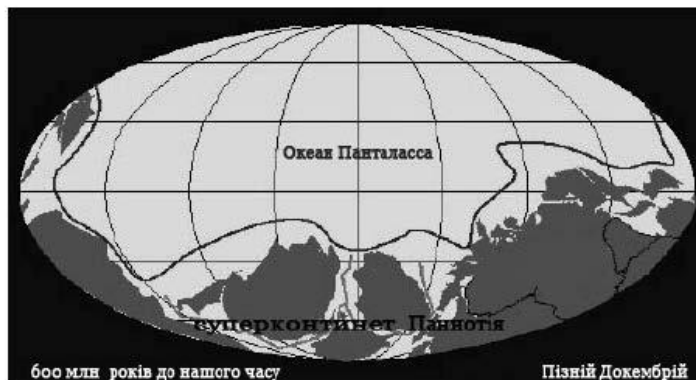


Рисунок 8.1 – Імовірна конфігурація суші приблизно 600 мільйонів років тому (http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/global_history.html)

До того ж, вулканічна зола і пил, які надходили в атмосферу під час вивержень, потім випадали на льодяну поверхню, при цьому атмосфера мала б бути дуже сухою з мінімальною кількістю опадів. Ці процеси мали призвести до зміни альбедо льодяного покриву і, можливо, нарешті разом з парниковим ефектом зумовили танення льоду (спочатку в тропіках) і звільнення Землі від льодяного покриву. Оскільки концентрація CO_2 була все ще дуже високою, то наприкінці цього кліматичного коливання (після звільнення від льодяного покриву), кліматична фаза «Землі у вигляді сніжку», можливо, змінилася фазою дуже теплого клімату.

8.2.2 Зміни клімату у фанерозої

Початок *палеозою (кембрійський період* – табл. 8.2) характеризувався теплим кліматом. Основні маси суші були зосереджені у тропічних і помірних широтах; Південний і особливо Північний полюси омивалися океаном, і це, мабуть, перешкоджало утворенню льоду. Похолодання клімату, яке призвело до нового великого зледеніння, відмічено майже 450 млн років назад у пізньому *ордовіцькому* періоді. На цей час на поверхні Земної кулі відбулось значне переміщення материкових плит: на

Таблиця 8.2 – Геохронологічна шкала фанерозою

Еон (еонотема)	Ера (ератема)	Період (система)	Епоха (відділ)	Початок, років тому	Основні події
Фанерозой	Кайнозой	Четвертинний (антропоге- новий)	Голоцен	10,0 тис.	Кінець льодовикового періоду. Виникнення цивілізацій.
			Плейсто- цен	1,8 млн	Вимирання багатьох великих ссавців. Поява сучасної людини.
		Неогеновий	Пліоцен	5,33 млн	
			Міоцен	23,0 млн	
		Палеогеновий	Олігоцен	33,9±0,1 млн	Поява перших людиноподібних мавп.
			Еоцен	55,8±0,2 млн	Поява перших «сучасних» ссавців.
			Палеоцен	65,5±0,3 млн	
	Мезозой	Крейдовий		145,5±0,4 млн	Перші плацентарні ссавці. Вимирання динозаврів
		Юрський		199,6±0,6 млн	Поява сумчастих ссавців і перших птахів. Розквіт динозаврів.
		Тріасовий		251,0±0,4 млн	Перші динозаври і ссавці, які відкладають яйця.
	Палеозой	Пермський		299,0±0,8 млн	Вимерло майже 95 % всіх існуючих видів.
		Кам'яновугільний		359,2±2,8 млн	Поява дерев і плазунів.
		Девонський		416,0±2,5 млн	Поява земноводних і спорових рослин.
		Силурійський		443,7±1,5 млн	Вихід життя на сушу: скорпіони, поява щелепоротих.
		Ордовіцький		488,3±1,7 млн	Ракоскорпіони, перші судинні рослини.
		Кембрійський		542,0±1,0 млн	Поява великої кількості нових груп організмів («Кембрійський вибух»)

заході існували відособлені один від одного давні аналоги Північної Америки і Євразії. На сході материка з'єднались у суперконтинент, що називають *Гондваною*, в який входили Африка, Південна Америка, Індія, Антарктида і Австралія. У пізній ордовіцький період Південний полюс знаходився на місці теперішньої пустелі Сахари. Тут і розвинулось велике зледеніння, під час якого льодяні щити досягали 2 км товщини і вкривали до 30% поверхні материків.

До *силурійського* періоду, середня температура Землі знову підвищилась приблизно до 20 °С. Це на 5 °С вище сучасної температури. Клімат став більш теплим. Потепління тривало і у *девонському* періоді, коли середня температура Землі досягала 25 °С (на 10 °С вище, ніж тепер). У багатьох районах бурно розвивалась рослинність, клімат був тропічним.

Такі ж умови зберігались і у ранньому *кам'яновугільному* періоді (карбоні): на планеті панував вологий тропічний клімат, середня температура Землі теж мала значення 25 °С. Проте протягом цього періоду відбувалось повільне похолодання. Кам'яновугільний період був часом «скупчення» материків. На початку цього періоду виділились три масиви суші, на яких було представлено більшість кліматичних зон тої епохи. Наприкінці кам'яновугільного періоду, приблизно 300 млн років тому, зледеніння *Гондвани* (давніх Південної Америки, Південної Африки, Австралії та Індії) досягнуло кульмінації. На початку *пермського* періоду потужне зледеніння стало максимальним. Середня температура Землі у цей час знизилась до 8 °С, тобто була на 7 °С нижчою, ніж тепер. До середини пермського періоду відбулось об'єднання масивів суші в єдиний суперконтинент – *Пангею* (так назвав його А. Вегенер, німецький вчений), який розташовувався від Північного до Південного полюсів. Практично вся Антарктида, деякі частини Південної Америки, Південної Африки та Австралії знаходились південніше 55° півд. ш., тобто у широтах, сприятливих для розвитку зледеніння. В інтервалі років 310-270 млн років льодовики поширились до 35° півд. ш., їх вертикальна потужність досягала 2 км, максимальна фаза зледеніння тривала 40 млн років.

На початку *тріасового* періоду всі основні масиви суші були ще спаяні в єдиний суперконтинент *Пангею*, дві частини якого – *Лавразія* на півночі і *Гондвана* на півдні – омивались водами величезного океану Тетіс (рис. 8.1). В *юрському* періоді Пангея почала розпадатись. Відкрилась широка протока між південним суперконтинентом Гондваною і північним суперконтинентом Лавразією, частина якого виявилась затопленою. Гондвана також розкололась: Південна Америка і Африка відокремились від Індії, Антарктиди і Австралії. Обидва полюси (Північний і Південний) знаходились в океанічних районах. Протягом тріасового періоду відбувалось поступове потепління і юрський період характеризувався вже теплим кліматом на всій Земній кулі. Середня температура знов підвищилась до 24,5 °С (на 9 °С перевищувала нинішню). Ніяких свідочтв

широкого поширення зледеніння в юрський час не встановлено. У *крейдовому* періоді кліматичний оптимум продовжувався, середня температура Земної кулі становила 25 °С, тобто була на 10 °С вищою, ніж тепер. У Західній Європі в цей час середні річні температури досягали 18-22 °С (на 8-10 °С вищі, ніж сучасні).

При розривах суперконтинентів *Паннотії* (майже 550 млн років тому – рис. 8.1) і *Пангеї* (майже 200 млн років тому) відбувалось утворення океанської кори за рахунок тектонічної діяльності. Саме швидкість її утворення відігравала особливо важливу роль в істотних зростаннях концентрації CO₂ в атмосфері і, як наслідок, – підвищенні температури. До того ж, періоди з низькою концентрацією CO₂ в цілому добре корелюються, наприклад, з відомим пермським зледенінням у карбоні. Ці приклади надають деяку впевненість у правильності реконструйованої історії змін концентрації CO₂, а також і у довгострокових взаємозв'язках між CO₂ та кліматом.

Наприкінці *крейдового* періоду спостерігалось велике вимирання морської і наземної мезозойської флори та фауни. Причиною цієї природної катастрофи, ймовірно, було відносно короткочасне похолодання, зумовлене викидом в атмосферу величезної кількості аерозолей, які зменшили надходження сонячної радіації до земної поверхні, що знизило глобальну температуру на 2,9 °С і температуру морської води в полярних районах на 7-8 °С. Думки вчених відносно причин викидів аерозолей в атмосферу розділились. Одні вчені вважають, що це відбулось в результаті зіткнення Землі з астероїдом, бо в породах на межі між *мезозоем* і *кайнозоем* знаходиться прошарок з підвищеним вмістом ірідія, який приноситься на Землю з космосу. Інші пов'язують викид аерозолей в атмосферу з активізацією вулканічної діяльності, відмічаючи, що при виверженні вулканів разом з пеплом і газами може переноситись і ірідій, який міститься в ультраосновних породах мантії. Як би там не було, але наприкінці *крейдового* періоду глобальна температура знову зросла і перевищувала сучасну на 7-10 °С. Таке зростання температури можна пояснити, перш за все, більш високою концентрацією CO₂.

Оцінку швидкості витрат/надходження вуглекислого газу в атмосферу було виконано за даними про кількість карбонатних порід, які утворювались в одиницю часу в різні епохи. Розрахунки М.І. Будико та інших вчених показали, що зміни концентрації CO₂ в атмосфері за період фанерозоя характеризуються одним добре вираженим максимумом, який відноситься до девонського-кам'яновугільного періоду.

Середня концентрація CO₂ за період фанерозою виявилась такою, що дорівнювала 1300 ppmv*, тобто приблизно у чотири рази більшою

Примітка. *ppmv (parts per million by volume) – це одиниця концентрації у мільйонних частках по об'єму, тобто відношення об'ємної частки до всього (включно з цією часткою); 1 ppmv – це кубічний сантиметр (він же мілілітр) на кубічний метр (см³/м³).

порівняно з сучасною епохою. Основні піки концентрації спостерігались в ті часи, коли вулканічна активність перевищувала середній рівень.

Потепління протягом палеоцен-еоценового теплового максимуму 55 млн років тому (рис. 8.2), яке мало дуже суттєвий вплив на розвиток життя на Землі, краще задокументовано. Під час цього потепління тривалістю майже 170 000 років глобальна температура зросла більше, ніж на 5 °C за менш ніж 10 тис. років. Цей період також відрізняється значним зростанням кількості вуглецю в системі океан-атмосфера, про що свідчать зміни вмісту ізотопу ^{13}C * у відкладах.

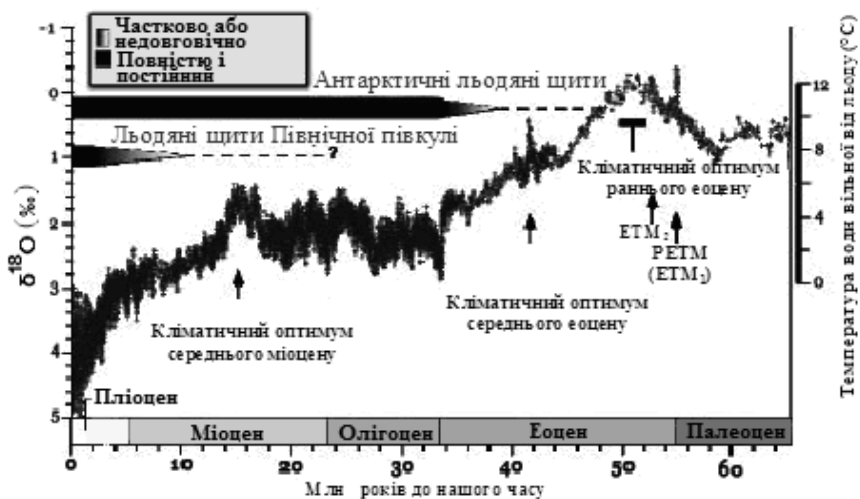


Рисунок 8.2 – Реконструкція глобального клімату за останні 65 мільйонів років, основана на вимірах вмісту в глибинних шарах океану ізотопу кисню в оболонках придонних форамініфер (Zachos et al, 2008)

Джерело цього масивного викиду вуглецю в атмосферу залишається поки що невизначеним. Можливо, це пов'язано з вулканічною діяльністю

Примітка. * ^{13}C означає, що масове число або загальна кількість нуклонів (нейтронів і протонів) в ядрі атома вуглецю дорівнює 13.

або з вивільненням метану, який зберігається в осаді на континентальному шельфі. А можливо в цих регіонах метан вийшов з рівноваги через початкове потепління, і потім вступив у силу потужний додатний обернений зв'язок.

Таким чином, на межі між мезозоем і кайнозоем клімат Землі був теплим і вологим, льоду у полярних районах не було, контраст між екватором і полюсами становив 15-16 °C, в той час як тепер він змінюється від 30 °C влітку до 60 °C взимку.

Кайнозойська ера напочатку характеризувалась теплим кліматом. У *палеоцені* зберіглись високі температури: середня глобальна температура в цей час перевищувала сучасну приблизно на 8-9 °C.

З пізнього *еоцену* почалось стійке зниження температури. І вже до середини *олігоцену* температура поверхні води в екваторіальних широтах Тихого океану знизилась до 17-18 °C. Це тривале зменшення зумовлене зменшенням вулканічних викидів з кінця *еоцену*, які були особливо великими протягом *палеоцену* і *еоцену*, та змінами швидкості атмосферного руйнування силікатних скельних порід.

Саме із зниженням концентрації CO₂ пов'язано поступове зменшення температури атмосфери від теплих умов кліматичного оптимуму раннього *еоцену*, який спостерігався в інтервалі 52-50 млн років тому. Цей кліматичний зсув називають переходом від *парникового клімату* до *льодовикового клімату*, в якому в Антарктиді (початок приблизно 35 млн років тому) і у Гренландії (початок приблизно 3 млн років тому) з'являються та залишаються льодяні щити. Реконструкції клімату для цієї епохи часто ґрунтуються на аналізі ізотопного складу кисню в оболонці маленьких морських організмів – форамініфер (рис. 8.2). Їх оболонка містить в собі ізотопи кисню ¹⁸O та ¹⁶O, які надійшли підчас створення цих організмів з морської води, та іони карбонату. Встановлено, що температура морської води суттєво впливає на розподіл згаданих ізотопів у цій оболонці. Для деяких різновидів форамініфер взаємозв'язок між температурою та розподілом ізотопів добре відомий і вважається, що він не змінюється з часом. Отже, визначення ізотопного складу оболонок форамініфер, що залишаються в осаді на дні океану, надає можливість оцінити температуру океану у минулому. Цей взаємозв'язок чітко виконується тільки в умовах, коли морська вода вільна від криги, оскільки льодяні щити формуються у високих широтах з атмосферних опадів, які відрізняються дуже низьким вмістом ізотопу ¹⁸O. Тому зростання льодяних щитів пов'язується з глобальним зменшенням кількості доступного ізотопу ¹⁸O в інших резервуарах, зокрема в океані. Таким чином, в присутності льодяних щитів сигнал, записаний в оболонці форамініфер, стає залежним від суми впливів температури і об'єму накопиченого льоду.

Ще більш важливим було утворення, поглиблення та розширення протоки Дрейка (між Південною Америкою та Антарктидою) і Тасманового моря (між Австралією та Антарктидою), що призвело до утворення інтенсивної Антарктичної циркумполярної течії, яка ізолювала Антарктиду від впливу більш теплих середніх широт і збільшило її охолодження.

У *міоцені* почалось потепління, яке досягнуло максимуму в період між 19,5 і 15,5 млн років тому. Воно охопило усі континенти. Так, у Центральній Європі, середні річні температури не знижувались нижче 18-20 °С, у Західному Сибіру – не нижче 10-12 °С.

Нове різке зниження температури відбулось у середині міоцена, майже 15 млн років тому. Приблизно у цей час почалось зледеніння Антарктиди спочатку у горах, а потім і на всьому материка. Тенденція до зниження температури від палеоцена до пліоцена спостерігалась на всій Земній кулі.

На початку *пліоцена* почалось потепління, яке сприяло таненню льодяного щита Антарктиди і гірських льодовиків Північної півкулі. Це призвело до наступу моря на сушу (трансгресії) через підйом рівня Світового океану на 100 м. Проте 3,3-3,2 млн років тому почалось нове глобальне похолодання, яке характеризувалось різким зростанням нестабільності клімату. Похолодання призвело до появи льодяних щитів у Північній півкулі, до зростання континентальних льодяних щитів в Антарктиді і різкого зниження рівня Світового океану. Останнє, в свою, чергу призвело до появи великих ділянок суші і, таким чином, до зростання континентальності клімату, а також змінило умови водообміну між різними басейнами і, ймовірно, призвело до втрати зв'язку між Тихим, Індійським та Атлантичним океанами у тропічних широтах. Поява могутнього льодяного покриву в Антарктиді сприяла збільшенню альбедо і зменшенню сонячної радіації, яка надходить до поверхні землі; призвела до охолодження води циркумполярної течії навколо Антарктиди і, як наслідок – зниження температури придонних вод усього Світового океану.

Північна півкуля залишалась безльодяною до початку пліоцена. У пліоцені почалось зледеніння Арктики, а 3 млн років тому льодяний покрив Гренландії збільшився до його сучасних розмірів, що за часом співпадає з максимальним зледенінням Антарктиди. Суворі кліматичні умови існували в Арктиці протягом останніх 3 млн років. Проте, одні вчені вважають, що Арктичний басейн замерз десь з середини пліоцена (3,5 млн років тому), і з тих пір його стан був відносно стійким: морський лід вкривав його весь час, при цьому коливалась лише товщина льодяного покриву. На думку інших вчених сезонні льодовики в Арктиці з'явилися ще 4,5-5 млн років тому.

Слід зазначити, що протягом фанерозою тривали і систематичні зміни сонячної сталої, нахилу екліптики до екватора і швидкості обертання

Землі. Проте, вони не були настільки великими, щоб їх вплив на клімат вдалось чітко виділити. Основний фон змін клімату Землі в цілому визначався, з одного боку, змінами газового складу атмосфери, а з іншого – змінами розподілу води і суші через зміни положення полюсів і горизонтального дрейфу літосферних плато, які змінювали положення континентів. Крім того, в цей час відбувались процеси утворення гір, поглиблення океанів при скороченні їх загальної площі в зв'язку зі змінами рівня Світового океану в залежності від стану покривного зледеніння у високих широтах Земної кулі. Усе це спричиняло зміни локальних кліматів, а через зміни режиму океанічних течій і розподіл океанів та суші у полярних областях впливало на клімат в цілому.

8.2.3 Зміни клімату у плейстоцені

Кліматичні коливання в останню геологічну епоху – *четвертинний період кайнозою* (менше 1,8 млн років тому) складались із серії потужних льодовиково-міжльодовикових коливань із періодом ~ 100 тис. років, включаючи міжльодовикове потепління у голоцені, яке продовжується і зараз.

Поступове похолодання у кайнозойську еру призвело до великих зледенень у Північній півкулі (у всякому разі у пліоцені), а у Південній півкулі зледеніння Антарктиди почалось ще раніше, у міоцені. Таким чином, у плейстоцен Земля вступила у фазі зледеніння. Характерним для плейстоцену є послідовна зміна льодовикових періодів і більш теплих міжльодовикових. Перше у плейстоцені класичне зледеніння Гюнц (Небраска) розпочалось 1,2-1,0 млн років тому. Південна межа гюнцівського зледеніння у Європі досягала 56° півн. ш. У Північній Америці розвивалось небраське зледеніння, яке просунулось південніше, до 40° півн. ш.

Гюнцівське похолодання закінчилось гюнц-міндельським потеплінням (1,0-0,76 млн років тому), під час якого відмічалась трансгресія у Середземному, Чорному і Беринговому морях.

У північно-західній Європі у цей час були поширені широколистяні ліси. В Україні панувала лісова і лісостепова рослинність (горіх, сумах), середня річна температура дорівнювала 9 °С, зими – близько 0 °С, літа – в межах 22-24 °С, кількість опадів 800-1000 мм/рік на півночі і 650-750 мм/рік на півдні.

Друге класичне зледеніння – Міндель (приблизно 790-580 тис. років тому). Протягом цього похолодання відбувались три наступні зледеніння, які йшли одне за одним, розділяючись декількома потепліннями. На думку багатьох спеціалістів, останній льодовиковий насув, який називають Ельстер II, був найпотужнішим за весь плейстоцен. За цим зледенінням

відбулось міндель-рисське міжльодовиків'я (585-350 тис. років тому) тривалістю 235 тис. років, яке складалось з двох великих потеплінь, розділених невеликим похолоданням. Багаточисельні геологічні та палеоботанічні дані свідчать, що це міжльодовиків'я відрізнялось значно більшим зволоженням порівняно з сучасними умовами у всій зовнішньотропічній зоні Північної півкулі за винятком Великого Басейну США, де у цей час клімат наближався до аридного. Покращення умов зволоження сприяло розширенню площ, зайнятих лісами, і збільшенню різноманітності їх складу. Таким чином, міндель-рисське міжльодовиків'я було одним з найтепліших, а можливо й найтеплішим часом плейстоцена.

Третє зледеніння – рисське – відбулось 350-170 (130) тис. років тому. Це похолодання характеризується трьома насувами льодяних щитів (дніпровське, одра, заале). У цей час південний край Скандинавського льодяного щита у Західній Європі досягнув майже межі попереднього міндель-ельстерського зледеніння, а на європейській частині Росії і в Україні просування льодовика на південь було максимальним: у долині Дніпра він досягав 48° півн.ш., а у міжріччі Волги та Дону – 50° півн.ш. Остання стадія цього зледеніння в Альпах була максимальною за весь плейстоцен, в той час як на Європейській частині Росії межа московського зледеніння відступила на північ і тягнулась від верхів'їв Дніпра до верхів'їв Печори.

За рисським льодовиковим періодом спостерігалось рисс-вюрмське міжльодовиків'я (245-115 (117) тис. років тому), яке мало складну структуру. Найзначніше потепління за цей період відбулось в еем-микулинське міжльодовиків'я (125-115 тис. років тому). У максимально теплі епохи цього міжльодовиків'я температура була на декілька градусів вищою за сучасну (встановлено за даними ізотопних аналізів залишків мікроорганізмів та газових вмістів у покривних льодовиках Антарктиди і Гренландії). У табл. 8.3 наведено середні широтні різниці температур між оптимумом рисс-вюрмського міжльодовиків'я (125-127 тис. років тому) і сучасністю.

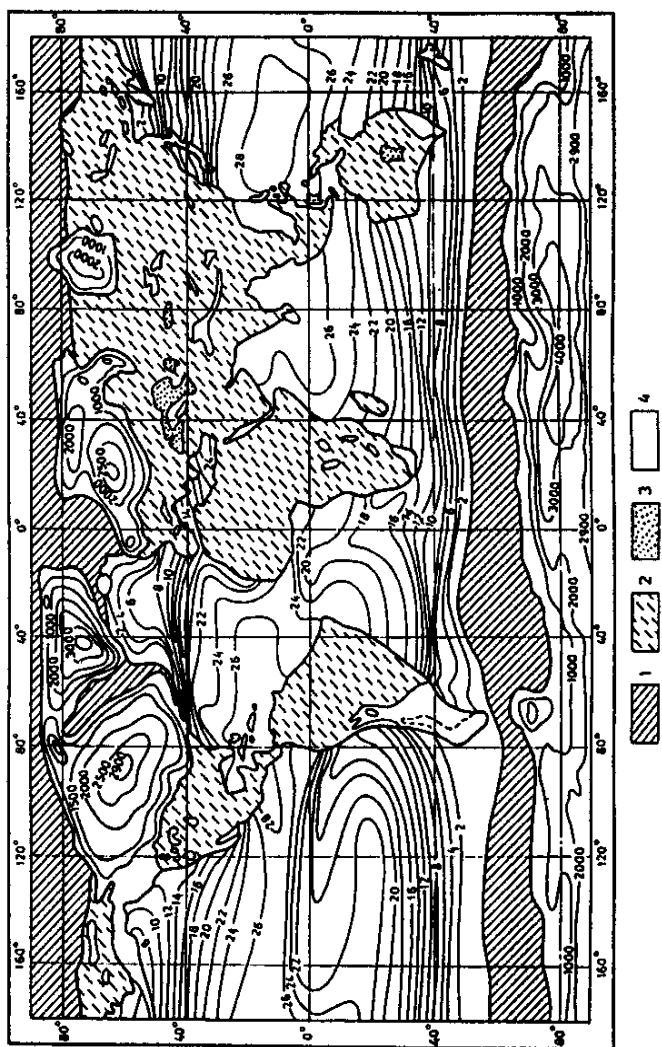
Таблиця 8.3 – Середні широтні різниці температур (°C) між оптимумом рисс-вюрмського міжльодовиків'я і сучасністю

Місць	Широта (° півн. ш.)									Середня за рік
	90-80	80-70	70-60	60-50	50-40	40-30	30-20	20-10	10-0	
Липень-серпень	7,6	6,0	4,8	2,8	1,6	0,3	-0,2	-0,1	-0,1	1,2
Січень-лютий	8,0	7,4	6,5	4,7	2,4	1,2	0,2	-0,1	-0,2	1,8

З табл. 8.3 випливає: найбільше потепління спостерігалось у високих широтах, а у тропіках температура була нижчою за сучасну, що може бути пов'язано зі значно більшою кількістю хмар і опадів у цих широтах. Підвищення температури та збільшення опадів призвело до розширення зони широколистяних лісів у помірних широтах і розповсюдження темнохвойних лісів у райони, зайняті тепер тундрою, тобто межі природних зон були зміщені до півночі на декілька сотень кілометрів порівняно з теперішніми. Пік міжльодовиків'я відбувся 125 тис. років тому. У цей час рівень Світового океану розташовувався на 5-8 м вище сучасного, що може бути зумовлено зникненням західно-антарктичного льодяного покриву.

Останнє (четверте) зледеніння, яке на території Західної Європи називають вюрм-висла, почалось 115 тис. років тому. Похолодання інтенсивно розвивалось і через 10 тис. років Скандинавський льодяний щит досягнув максимального розвитку: його товщина становила 2,5 км. Поширення льодяного покриву на Західну Європу призвело до зникнення лісів в Англії, Нідерландах, Германії і на північно-західній частині Росії. Рівень Світового океану знизився приблизно на 60 м нижче сучасного положення протягом декількох тисяч років. В інтервалі 115-80 тис. років тому на фоні загального похолодання клімату у ранньому вюрмі виділяються два найбільш холодних льодовикових періоди, які розділялись двома проміжками більш м'якого клімату. Під час потепління частина накопиченого льоду танула, і рівень Світового океану підвищувався, але залишався нижчим на 60-15 м від сучасного. В цілому ранній вюрм продовжувався зі 115 до 80 тис. років тому і характеризувався утворенням потужних льодяних покривів у різних районах Земної кулі. Майже 75 тис. років тому, у середньому вюрмі, почалась нова активна фаза зледеніння, яка дуже швидко досягнула широкого розповсюдження. Рівень Світового океану знизився приблизно на 100 м нижче сучасного положення всього за декілька тисяч років. Проте похолодання клімату не було стійким, бо на його фоні відбувались короткоперіодні потепління. Перше таке потепління відбулось майже 60 тис. років тому, коли середня місячна температура липня у Данії досягала 10-12 °С. Друге потепління настало майже 40 тис. років тому, коли липневі температури у Західній Європі підвищились до 15-17 °С. Ці потепління проявились також в Європейській частині Росії і Північній Америці, де на зміну тундрі прийшли березові та соснові ліси з домішкою дуба, ясеня та в'яза.

У пізньому вюрмі (з 25-23 тис. років до 10 тис. років тому) тривало похолодання клімату, яке розпочалось ще наприкінці середнього вюрму, і наступ льодяного покриву, що досягнув максимального за весь вюрмський період розміру майже 21 тис. років тому. На рис. 8.3 (Проект КЛІМАП) наведено карту поверхні Землі для літнього місяця Північної півкулі саме



1 – морський лід; 2 – поверхня, вільна від льоду; 3 – внутрішні води; 4 – сніг і лід; пунктиром показано межу материкового льоду у Південній Америці; висота поверхні льодяних щитів надана у метрах; ізотерми проведено через 2 °С; контури материків співпадають з сучасною ізобатою 85 м;

Рисунок 8.3 – Реконструкція клімату поверхні Землі у серпні під час максимальної стадії останнього зледеніння 21 тис. років тому

для цього періоду, яка була побудована зусиллями вчених США та інших країн. На карті показано поширення і товщина материкових льодяних щитів, морського льоду і розподіл температури води на поверхні океанів. Контур материків співпадає з ізобатою 85 м, оскільки рівень поверхні океану був саме на стільки нижчим за сучасний. Як видно із порівняння температури поверхні океану з теперішньою, максимальне зниження температури води у льодовикову епоху відбувалось у помірних широтах Північної Атлантики. Температура була нижчою, ніж тепер у Тихому океані в області Куросіо (на півночі помірних широт).

У середньому для Земної кулі температура води на поверхні океану була нижчою за сучасну на 2,3 °С. Клімат епохи зледеніння у континентальних областях, не вкритих льодом, був суттєво холоднішим. Так, у Східній Європі спостерігалась температура повітря на 10-15 °С нижча за сучасну, у середньому для Земної кулі – на 5 °С менша, а клімат був сухішим.

Після максимального зледеніння в Євразії і Північній Америці почалось поступове відступання як Скандинавського, так і Північно-Американського льодяних покривів.

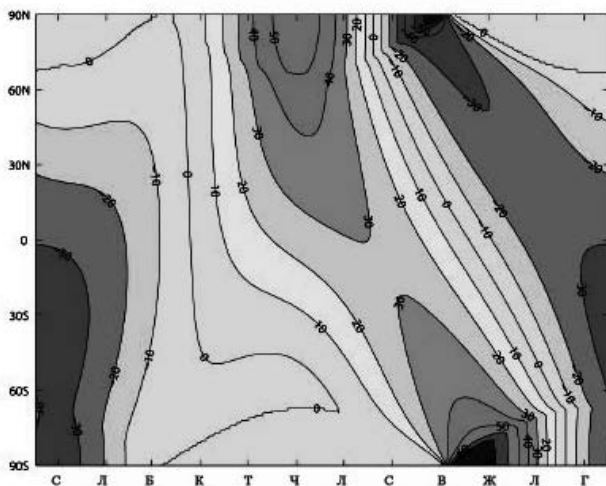
Протягом плейстоцена на Землі льодовикові періоди порівняно регулярно змінювались міжльодовиков'ям. Такі льодовикові і міжльодовикові цикли повторювались приблизно кожні 100 000 років. Причиною таких чергувань льодовикових і міжльодовикових періодів прийнято вважати зміни радіаційного балансу Землі, які відбуваються через зміну орбітальних параметрів планети. Як доказ наводиться той факт, що періодичність зміни основних орбітальних параметрів (приблизно 100 000, 41 000, 23 000 років) практично співпадають зі змінами параметрів клімату, які впливають з аналізу емпіричних даних, здобутих з донних відкладів.

Таким чином, зміни клімату у плейстоцені, а також і кайнозої зумовлені поступовим зменшенням концентрації CO₂ в олігоцені і міоцені, розташуванням Антарктиди у районі Південного полюса, збільшенням поверхні суші та її висоти. Усі ці фактори сприяли поступовому охолодженню клімату, яке призвело спочатку до зледеніння Антарктиди, а потім і полярних районів Північної півкулі. Як тільки зледеніння досягло критичної величини, кліматична система атмосфера – океан – кріосфера – суша стала нестійкою і під впливом зміни радіаційного балансу, пов'язаного з орбітальними параметрами Землі, виникли великі коливання клімату плейстоцена. Плейстоцен можна вважати холодним періодом в історії Землі.

8.2.4 Зміни клімату у голоцені та за останні тисячу років

Коливання клімату післяльодовикової епохи (голоцені) визначались в основному такими чинниками. За відносної стабільності вмісту CO_2 в атмосфері в цей період проявився вплив коливань земної орбіти, можливо, припливних сил, змін прозорості, зумовленої вулканічною діяльністю і автоколиванням самої кліматичної системи (атмосфера-океан-полярний лід).

Переважаю через вплив прецесії земної орбіти 10 тис. років тому інсоляція на верхній межі атмосфери відрізнялась від сучасної (рис. 8.4). Так, літня інсоляція на Північному полюсі була на $50 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ вищою за теперішню.



Примітка. Пору року надана у прив'язці до істинної довготи λ_t .
Вважається, що $\lambda_t = -80^\circ$ відповідає 1-у січня і один місяць
відповідає 30° істинної довготи

Рисунок 8.4 – Щомісячні відхилення від сучасних значень середньої добової інсоляції ($\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$) близько 10 тис. років тому (Goosse H. et al, 2009)

Тому голоцен почався інтенсивним потеплінням (рис. 8.5). Десять 8,5 тис. років тому зник Скандинавський льодяний покрив, а 6,5 тис. років тому – Північно-Американські льодяні покриви. Тундра відступила на північ. Широколистяні ліси зайняли південну і частково північну Європу. Майже 6 тис. років тому почався так званий «кліматичний оптимум», який

ототожнюють з атлантичним періодом. Протягом цього часу виділяють три найтепліші періоди, але більш вивченим є останнє потепління (воно відоме як «кліматичний оптимум голоцену»), яке відбулось 6,2-5,3 тис. років тому. У Європі рослинність була різноманітнішою і росло тут більше, ніж тепер теплолюбних видів.

Зона помірних лісів просунулась на північ приблизно на 5° широти. Середня річна температура в Європі була на 2-3 °С вищою за сучасну. В Європейській частині Росії всі лісові зони перемістились на північ на 300-400 км, а темнохвойні ліси вийшли на береги Баренцова моря. В Азії тайга досягала району мису Челюскін. Крижаний покрив Північного Льодовитого океану скоротився за площею майже удвічі у порівнянні з сучасним, відповідно рівень Світового океану був вищим за сучасний на 1-3 м у різних регіонах.

У тропічній зоні кліматичний оптимум голоцену проявився посиленням Афро-азійських мусонів, збільшенням вологості повітря, кількості опадів і невеликим підвищенням температури. Сахара в той час була саванною, а рівень озера Чад перевищував сучасний на 40 м.

Численні ознаки з інших районів Північної і Південної півкуль свідчать про те, що під час голоценового оптимуму теплий і вологий клімат панував на всій Земній кулі.

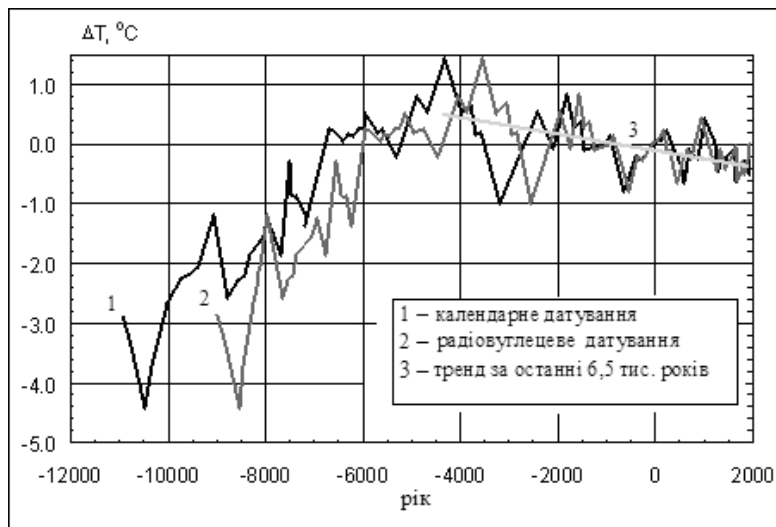
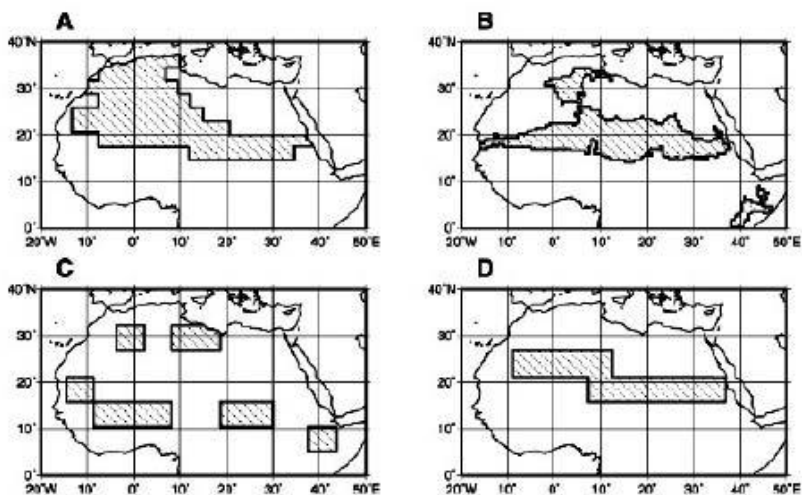


Рисунок 8.5 – Історія температури Північної півкулі у голоцені (у відхиленнях від норми 1951-1980 рр.) (Клименко, 2005)

Протягом голоцену відбувається зменшення інсоляції. Після кліматичного оптимуму голоцену спостерігалось стійке зниження температури. За цього похолодання відзначається деяке зміщення всіх ландшафтних зон до екватора, наступ гірських льодовиків на Алясці, Шпіцбергені, Ісландії, в Альпах, а також посилення льодовитості у високих широтах і посушливості – в аридних областях.

У Північній півкулі літнє охолодження проявляється сильніше над сушею, ніж над океаном. А оскільки на мусони дуже впливають контрасти температури між сушею та океаном, то ефект літнього охолодження континентів спричиняє послаблення літніх мусонів. Послаблення мусонної циркуляції над Північною Африкою сприяло значному зменшенню опадів, а це призвело Сахару до пустелі (рис. 8.6).



Пояснення. Заштрихована область показує регіон, який зараз є пустелею, але в середині голоцену був вкритий рослинністю.

Рисунок 8.6 – Відмінності рослинного покриву у Сахарі між сучасною епохою і серединою голоцену за результатами моделювання за різними зв'язаними моделями рослинність-клімат (Claussen, 2009)

Відомо, що зміни інсоляції впродовж вказаного періоду були відносно гладкі. Проте, деякі дослідження, в першу чергу ті, що зосереджуються на Західній Сахарі, свідчать, що близько 4000 років тому спустелювання відбувалося відносно швидко (протягом менше ніж 1000 років). Такий раптовий процес міг бути зумовлений дією деяких

біогеофізичних обернених зв'язків, що підсилили початкове збурення, спричинене радіаційним впливом. Існує й інша гіпотеза, яка наголошує, що раптове зменшення рослинного покриву може відбуватись у тому випадку, коли кількість опадів зменшується за граничне значення, пов'язане з біологічними характеристиками рослин, що в свою чергу веде до надзвичайно нелінійного відгуку на зміни у кількості опадів. Але недавні спостереження показують поступовий перехід від «зеленого» стану до пустелі у Східній Сахарі. Тому все ще потрібні додаткові дослідження для з'ясування детальних причин цих важливих біологічних змін.

Крім орбітальних факторів доволі сильно коливалась протягом голоцену вулканічна діяльність. Її вплив проявлявся подвійно. Зниження прозорості атмосфери у середньому зменшує температуру нижнього шару атмосфери Землі. Це явище може тривати декілька років після кожного сильного виверження (або їх низки). І коли виверження відбуваються одне за одним, температура для відповідної півкулі може знижуватись на декілька десятих градуса протягом десятків років і навіть більш тривалого періоду. Але під час вивержень в атмосфері збільшується кількість CO_2 . Згідно з розрахунками М.І. Будико за інтервали часу менші, ніж 1000 років зниження прозорості спричиняють похолодання, а за більш тривалий час накопичення вуглецю в атмосфері перекриває вплив зниження прозорості і відбувається потепління. На початку голоцену вивержень вулканів було багато і вони були значно потужнішими за сучасні. До середини голоцену вулканічна діяльність послабшала у декілька разів і знов зросла за останні тисячоліття за кількістю вивержень, але поступалась попереднім виверженням за інтенсивністю. Незалежно від того, чи пов'язаний хід вулканізму з якимись процесами в літосфері Землі, чи був результатом змін і перерозподілу навантаження на земну поверхню при руйнуванні покривних льодовиків, зміна інтенсивності вулканічної діяльності могла трохи збільшити амплітуду ходу температури протягом голоцену.

Майже 500 років до н.е. почався субатлантичний період – прохолодний і вологий, який триває до теперішнього часу. У цей період відбулось погіршення клімату: температура повітря знизилась, кількість опадів зросла (наприклад, в Англії і Швеції у 1,5 разу). Почався розвиток торф'яних боліт, наступ тундри на ліс і лісу на степ. Клімат поступово трансформовувався у сучасний.

У перші сторіччя нашої ери зволоження і температура повітря були наближені до сучасних. Проте, приблизно у IV-V ст. н.е. умови змінились, і до VIII ст. у Європі клімат став сухим і теплим. У цей час почалось скорочення торф'яників і зниження рівня озер.

Період раннього середньовіччя (VIII-XIV ст.) називають *епохою вікінгів*. У цей час клімат більш м'який і теплий, різко зменшилась льодовитість північних морів. У період між 800 і 1200 роками вікінги могли плавати у широтах, де тепер зустрічається плаваючий лід. Вони

відкрили і заселили Ісландію та Гренландію, досягли Ньюфаундленда, безперешкодно плавали на Шпіцберген, торгували і здійснювали набіги на гірло Північної Двіни.

У XII-XIII сторіччях на Балтійському узбережжі та в Англії вирощували виноград, що на 4-5° широти північніше, ніж тепер.

Період VIII-XIII століть у Північній Америці також відрізнявся сприятливим теплим кліматом – у районі Великих Озер з'явилось багато поселень, мешканці яких займались хліборобством. Тому саме цей період називають *малим кліматичним оптимумом*.

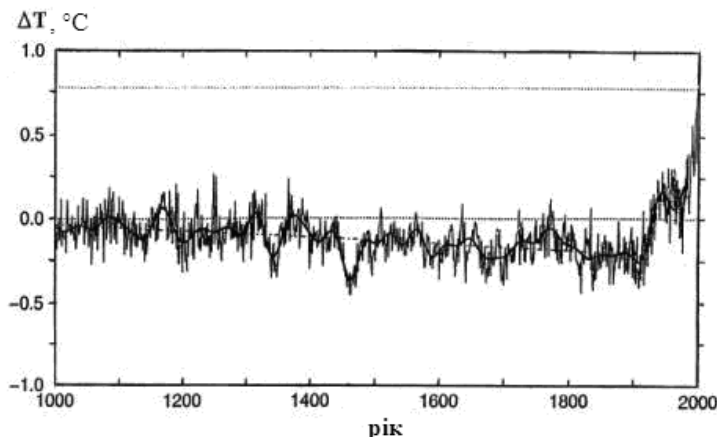
У XIII-XIV століттях почалось нове похолодання клімату (*малий льодовиковий період*), збільшилась внутрішньосезонна мінливість клімату, поступово збільшувалась льодовитість північних морів, морські шляхи у Гренландію стали непрохідними для утих суден вікінгів. Льодовики Гренландії почали наступати і знищувати поселення вікінгів, які наприкінці XIV і початку XV ст. були стерними з лиця землі.

Дуже суворими у XVI-XVII сторіччях стали умови в Ісландії. Достатньо сказати, що з початку похолодання до 1800 року населення країни через голод скоротилося удвічі. На рівнинах Європи, у Скандинавії частими стали суворі зими, раніше не замерзаючі водоймища почали замерзати, почастишали неврожаї, падіння худоби, окремі айсберги сягали узбережжя Франції, розрослися гірські льодовики в Альпах і на Кавказі.

Максимальний наступ гірських льодовиків у Північній півкулі почався на рубежі XVI і XVII сторіч і продовжувався принаймні до 1616 року. Наприклад, у долині Шамоні біля підніжжя Монблану деякі селища мешканці залишили, а три з них взагалі були знищені льодовиком, що насунувся. До своєї загибелі вони існували майже 300 років. У Австрійських Альпах шахти, в яких з середини XV ст. видобували золото, виявилися похованими під шаром льоду до 20 м.

У XVIII ст. відбулось невелике потепління з максимумом приблизно у 1770 році (рис. 8.7). Але у XIX ст. знову продовжилось зниження глобальної температури аж до 1900 року. І наступні максимуми розростання гірських льодовиків у Північній півкулі були зареєстровані у 1820 і 1850 рр. Щонайдовші наявні ряди інструментальних спостережень за температурою, наприклад, для Центральної Англії, показують, що максимальні зниження середньої річної температури у малому льодовиковому періоді зазвичай не перевищували 1-2 °C. Такі ж результати одержані й за іншими ознаками.

Малий льодовиковий період, який тривав до середини XIX сторіччя, був явищем глобальним, але особливо чітко виявився у Північній півкулі від Північної Америки до Японії. Разом з тим, це похолодання не було винятковим, а було одним з декількох похолодань подібного роду після «кліматичного оптимуму». І акцент на ньому швидше пов'язаний з тим, що



Тонкі криві – результат реконструкції і дані безпосередніх вимірювань з 1000 по 2000 рр.; жирна крива – згладжена крива; пунктирна лінія – лінійний тренд з 1000 по 1850 рр.

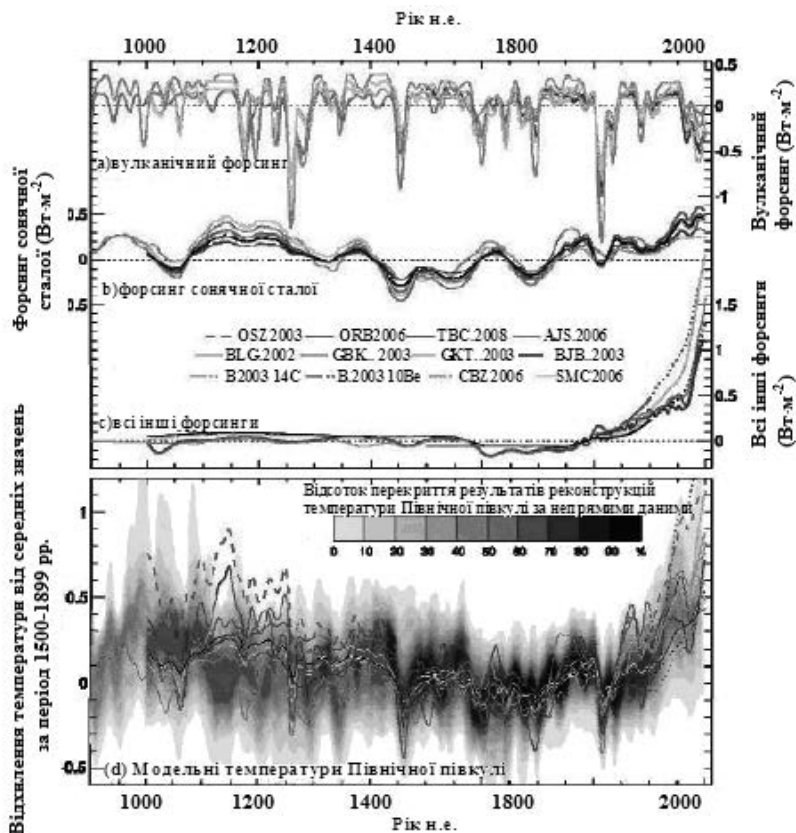
Рисунок 8.7 – Реконструкція глобальної температури Північної півкулі з 1000 р. до теперішнього часу (Climate Change, 2001)

воно досліджено більш детально у порівнянні з ранніми похолоданнями подібного ж роду.

З середини XIX ст. почалось швидке потепління глобального клімату. І вже до 1940 року у Гренландському морі кількість льодів скоротилась вдвічі, а у Баренцовому – майже на третину. У 1940 році це потепління знову змінилось короточасним похолоданням. Але з 1979 року почалось різке зростання глобальної температури. Цей ефект зареєстрований не лише інструментально за даними Світової служби погоди, але й підтверджується зменшенням товщини льодовиків Північного Льодовитого океану на 40% за останні 50 років. Швидко виснажуються і величезні льодовики Антарктиди. Так, за даними А. Шеферд, дослідника Центру полярних досліджень і моделювання у Коледжі Лондонського університету, льодовики Pine Island, Thwaites, Smith (Західно-Антарктичний льодовиковий пояс) втратили більш ніж 40, 40 і 70 км³ льоду, відповідно, за час між 1991 і 2001 рр. Якщо швидкість танення льодовиків збережеться, то всі ці три льодовики зникнуть через 550, 1500 і 150 років, відповідно.

Слід зазначити, що потепління Північної півкулі наприкінці XX ст. – початку XXI ст. є найбільшим за останнє тисячоліття (рис. 8.7). Про це свідчить аналіз змін клімату з врахуванням реконструйованих «проху» даних (дендрохронологія тощо).

На рис. 8.8 зображено динаміку потоків радіації за останні 1100 років у залежності від вулканічної діяльності, сонячної сталості та інших впливів,



Пояснення. Перші три графіки (верхній рисунок) представляють коливання значень глобального середнього радіаційного форсингу ($\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$) за рахунок: а) вулканічної діяльності; б) варіацій сонячної сталості; в) всіх інших впливів (обов'язково включаючи парникові газ). На графіку (д) представлено зміни середньої річної модельної температури ($^{\circ}\text{C}$) Північної півкулі, розрахованої з урахуванням впливу форсингів, які зображено на графіках (а) - (в); для порівняння сірим кольором різної насиченості наведено відсоток перекриття результатів реконструкцій за непрямыми даними температури Північної півкулі. Всі форсинги і температури виражені як відхилення від середніх значень за період 1500-1899 рр. та згладжені Гаусовим фільтром з вагами для виключення коливань з часовими масштабами менше 30 років

Рисунок 8.8 – Коливання радіаційних форсингів і модельні температури протягом останніх 1100 років (Jansen et al, 2007)

включаючи парникові гази. Хоча згадані фактори у цей проміжок часу мали відносно малі амплітуди, вони відігравали велику роль у змінах температури на півсферному масштабі. При аналізі причини змін клімату за періоди порядку декількох тисячоліть домінуючою треба вважати зміну орбітальних характеристик. Але на коротших часових масштабах як, наприклад за останні 1000 років, варіації інсоляції на верхній межі атмосфери внаслідок зміни орбітальних параметрів відносно малі. На цих часових масштабах існує два переважних природних впливи – це зміни сонячної сталої та інтенсивні виверження вулканів.

8.2.5 Зміни клімату з кінця XIX до початку XXI століть

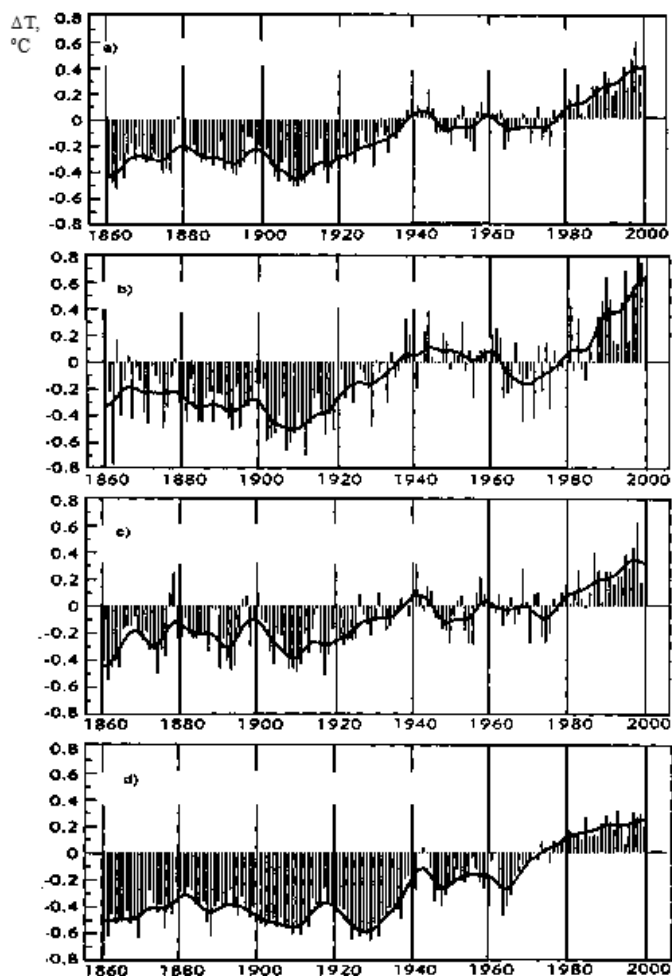
Про коливання клімату з останньої чверті XIX ст. і до наших днів можна судити не лише по непрямим даних, але й на основі обробки прямих метеорологічних вимірювань. Потепління, яке настало за малим льодовиковим періодом, почалося наприкінці XIX ст., але увагу кліматологів як явище великого масштабу воно привернуло лише у 20-30-х роках XX ст., коли було виявлено значне підвищення температури води у Баренцовому морі. Ще раніше, наприкінці XIX ст., гляціологами був відзначений значний відступ льодовиків в Альпах, на Кавказі та у Скелястих горах.

У 30-х роках температура повітря у помірних і особливо у високих північних широтах була значно вищою, ніж наприкінці XIX ст. Так, зимові температури у західній Гренландії підвищились на 5 °C, а на Шпіцбергені – навіть на 7-8 °C.

Як випливає з рис. 8.9, температура у другій половині XIX ст. була значно нижчою від прийнятої норми. Це кінець малого льодовикового періоду. Потім протягом XX ст. почалось зростання температури. Проте, воно не було однаковим: найбільше потепління відмічалось з 1910 по 1945 рр. і з 1976 по 2000 рр., а у 1946-1975 рр. спостерігалось похолодання. У Північній півкулі та у тропіках температура змінювалась синхронно з глобальною. Але у Південній півкулі зростання температури почалось приблизно на 20 років пізніше.

Найбільше глобальне підвищення середньої температури біля поверхні землі під час піку потеплення становило всього 0,4 °C, але навіть з такою невеликою зміною – у декілька разів меншою, ніж під час малого льодовикового періоду – пов'язують помітні зміни кліматичної системи (рис. 8.10a).

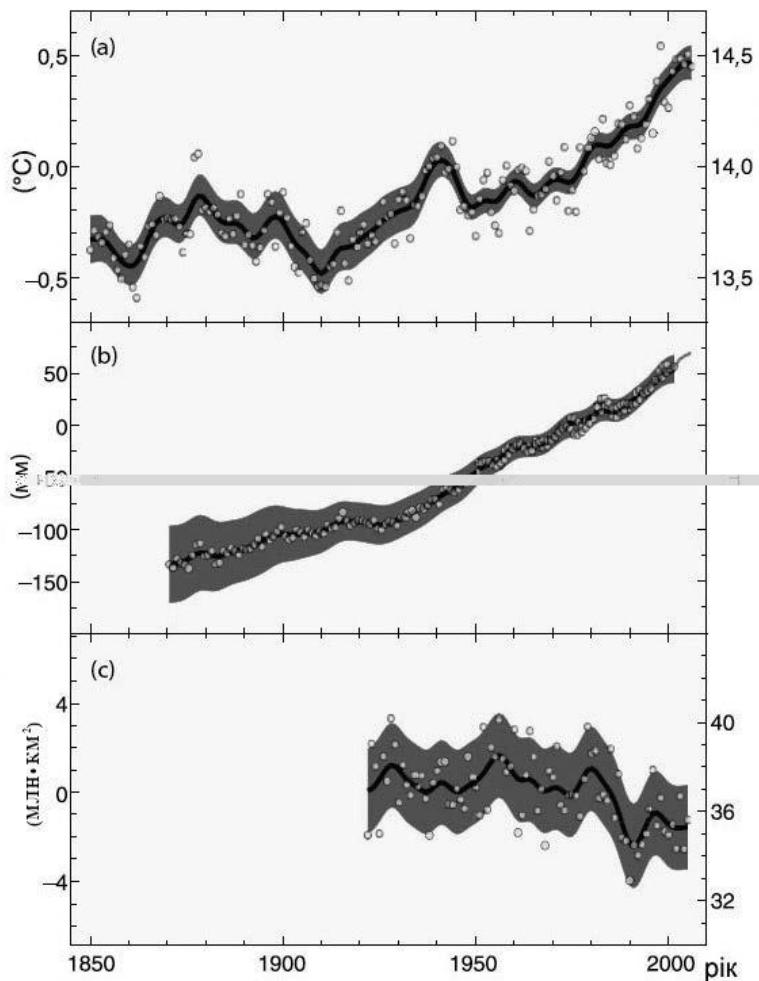
На потепління бурхливо реагували гірські льодовики, які повсюдно відступали, причому величина відступу обчислювалася сотнями метрів. На Кавказі, наприклад, загальна площа зледеніння скоротилася за цей час на 10%, а товщина криги у льодовиках зменшилася на 50-100 м.



a) для всієї Земної кулі; b) – для Північної півкулі на північ від 30° півн.ш.; c) – для тропіків між 30° півн.ш. – 30° півд.ш.; d) – для Південної півкулі до півдня від 30° півд.ш. Згладжена крива – результат ковзного осереднення з характерним часом 10 років

Рисунок 8.9 – Часовий хід середніх річних аномалій температури повітря (°C) біля поверхні землі з 1861 по 2000 рр. (у відхиленнях ΔT від норми за 1961-1990 рр.) (Climatic Research Unit, University of East Anglia and Hadley Center, The Met Office)

Зміни у порівнянні зі станом у 1961-90 рр.



а) середня приземна температура повітря; б) середній рівень моря;
 с) площі льодяного покриву

Примітка. Згладжені криві – хід десятирічних середніх значень величин; кружки – значення за окремі роки; зафарбована область – інтервали невизначеності оцінок

Рисунок 8.10 – Зміни стану компонентів кліматичної системи Північної півкулі в індустріальну епоху відносно середніх значень за 1961-1900 рр. (Climate Change, 2007)

Існуючі в Арктиці створені кригою острови зникли. Тільки у Радянському секторі Арктики з 1924 по 1945 рр. площа криги у період навігації у цей час скоротилася майже на 1 млн км², тобто наполовину. Це дозволило звичайним суднам запливати у високі широти і здійснювати наскрізні плавання по Північному морському шляху протягом одної навігації. Зменшилася кількість криги і у Гренландському морі, незважаючи на те, що винесення криги з Арктичного басейну посилювалося. Тривалість льодової блокади берегів Ісландії скоротилася з 20 тижнів наприкінці XIX ст. до двох тижнів у 1920-1939 рр.

Повсюди відбувався відступ меж багаторічної мерзлоти на північ до сотень кілометрів. Збільшилася глибина танення мерзлих ґрунтів, а температура мерзлої товщі підвищилася на 1,5-2,0 °С. Посилилася посушливість в районах недостатнього зволоження.

Потепління торкнулося і Південної півкулі, але в значно меншій мірі. Найчіткіше воно виявилось у зимовий період у високих широтах Північної півкулі.

Після 40-х років з'явилися ознаки початку похолодання. Через деякий час стала помітною реакція льодовиків, які в багатьох частинах Землі перейшли у наступ або уповільнили відступ. Дослідження 73 невеликих, а отже швидко реагуючих на зміни клімату, льодовиків у горах США у 1953-1955 рр. показало, що 50 з них знаходилися у стадії наступу, 14 – збільшили свою потужність, а 7 знаходилися в стаціонарному стані.

Після 1945 року відбулося деяке збільшення площі розповсюдження арктичних льодовиків. Вони стали частіше з'являтися біля берегів Ісландії, між Норвегією та Ісландією. З початку 40-х і до кінця 60-х років площа льодовиків в Арктичному басейні зростає на 10%.

Тенденції зниження температури між 1940 і 1965 рр., так само як і попереднього потеплення, яскраво виявляються за даними січня, крім низьких широт, і майже відсутні у липні. Причому довготривале потепління, а потім похолодання більше виявилось над континентами – Євразією і Північною Америкою, ніж над Атлантикою та Тихим океаном.

З кінця 60-х років минулого століття почалося сучасне потепління, яке проявилось у підвищенні середньої глобальної приземної температури повітря на 0,6-0,7 °С, а з урахуванням потепління першої половини XX ст. загальне підвищення температури з кінця малого льодовикового періоду становило 0,7-0,9 °С (рис. 8.10а). Ще більші ознаки потепління відзначаються у високих широтах (Аляска, Сибір, Антарктида) – до 1,5 °С. З 1906 по 2005 рр. глобальна середня приземна температура підвищилась на $0,75 \pm 0,18$ °С. Більше того, швидкість потепління різко збільшується, так за останні 50 років вона зростає майже удвічі у порівнянні зі швидкістю, визначеною за останні 100 років (і становить приблизно 0,13 °С за 10 років). Це потепління, яке призвело до найвищих середніх температур, як мінімум за декілька століть, чітко проявляється як на глобальному і

півсферичному масштабі, так і над всіма континентами, окрім Антарктиди. Зміни клімату з кінця XX ст. прискорились, через що 2001-2010 рр. стали найтеплішим десятиліттям для всіх континентів Земної кулі. Для дев'яти з десяти країн світу, з якими працює ВМО, перше десятиріччя XXI ст. стало рекордно теплим. За даними метеорологів, глобальна температура планети у 2001-2010 рр. була вищою за середню температуру 1961-1990 рр. на 0,46 °C і становила 14,46 °C. А 2011 рік за версією ВМО увійшов в десятку найжаркіших років, починаючи з 1850 року. Температура повітря виявилась на 0,41 °C вищою, ніж середній показник її за 1961-1990 рр.. «Концентрація парникових газів в атмосфері досягнула нових рекордів. Вони дуже швидко наближаються до рівня, який веде до збільшення середніх світових температур на 2-2,4 °C. Вчені побоюються, що це може спричинити далекосяжні незворотні зміни планети Земля, біосфери та океанів», – заявив глава ВМО Мішель Жарро на саміті у південноафриканському Дурбані.

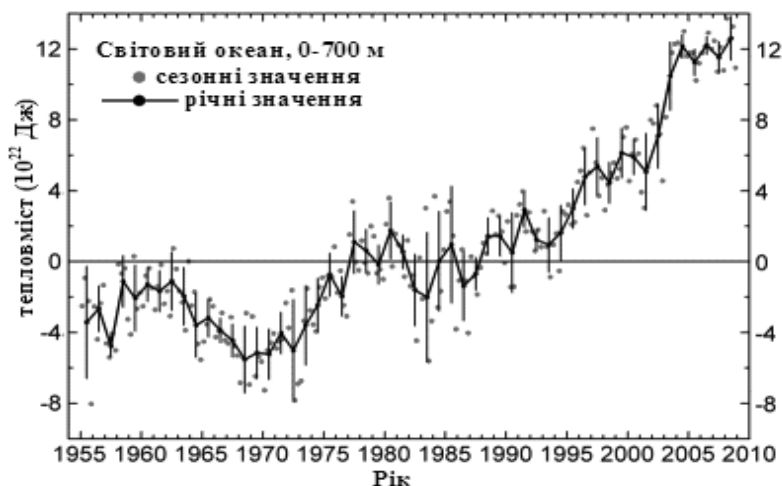
Найбільші зміни середньої річної температури повітря відбуваються в Арктиці ($\varphi = 87,5-72,5^\circ$ півн.ш.). Тут же спостерігається і найбільша міжрічна мінливість температури. Найменші зміни і міжрічна мінливість температури у тропічній зоні ($\varphi = 37,5-17,5^\circ$ півн.ш.).

Ці глобальні зміни в атмосфері суттєво вплинули на стан інших компонентів глобальної кліматичної системи – рівень Світового океану підвищився за останні 30 років приблизно на 5 см, а за останні 150 років – на 20 см (рис. 8.10b). За період з 1961 по 2003 рр. рівень океану підвищувався зі швидкістю 1,3 мм/рік, а за останні десять років ця швидкість прискорилася до 3,1 мм/рік. Зростання температури поверхні океану привело до розширення зони виникнення тропічних циклонів.

Через підвищення рівня моря, яке відбувається в основному в результаті теплового розширення морської води при нагріванні, зростає тепловміст океану (рис. 8.11).

Хоча кількість тепла в океані суттєво змінюється у просторі та часі через зміну океанічних течій і природну мінливість, все ж існує тенденція до його збільшення за період, коли проводились надійні вимірювання.

Кількість атмосферних опадів у XX ст. зростала на 0,5-1% за десятиріччя у більшості районів високих і середніх широт Північної півкулі, при цьому у другій половині століття трохи підвищилась повторюваність сильних опадів. Імовірно, що у XX ст. приблизно на 0,2-0,3% за десятиріччя кількість опадів збільшувалась і у тропічних зонах континентів (від 10° півн.ш. до 10° півд.ш.), проте збільшення кількості опадів у тропіках протягом декількох останніх десятиліть не є очевидним. У субтропіках Північної півкулі, між $10-30^\circ$ півн.ш., протягом XX ст. кількість опадів зменшувалась приблизно на 3% за десятиріччя.



Точки – зміни сезонного тепловмісту;
 лінія – зміни середнього річного тепловмісту

Рисунок 8.11 – Часові зміни сезонного і середнього річного тепловмісту океану для 0-700 м шару (Temperatures.ru, 2010)

У більшості широтних зон Південної півкулі будь-яких достатньо систематичних змін кількості опадів не було виявлено. Немає достатніх даних, щоб встановити тренди для опадів над океанами.

ВМО підтвердила, що 2011 рік за кількістю опадів, які випали на нашій планеті, став другим після 2010 року за всю історію метеорологічних спостережень за ними (з 1901 р.). Раніше з такою заявою виступило Національне управління океанічних і атмосферних досліджень (NOAA) США. Найтепліше десятиріччя також стало другим за кількістю опадів, поступившись лише 1950-м рокам. При цьому ситуація в регіонах планети була неоднаковою. Вологіше, ніж зазвичай, було на сході США, півночі та сході Канади, окремих регіонах Європи і Центральної Азії, на півночі і сході Південноамериканського континенту, півдні Африки, Індонезії і на півночі Австралії. У той же час захід США, південний захід Канади, Аляска, Західна Європа, південь Азії, Центральна Африка і Латинська Америка, а також схід і південний схід Австралії в середньому відчували скоріше нестачу опадів.

Супутникові дані показують, що починаючи з кінця 1960-х років, відбулось зменшення площі снігового покриву приблизно на 10%. З

рис. 8.12 впливає, що величина середньої річної площі снігового покриву (разом з Гренландією) в останні десятиріччя скоротилась. Найбільше скорочення снігового покриву спостерігається у весняні та літні місяці.

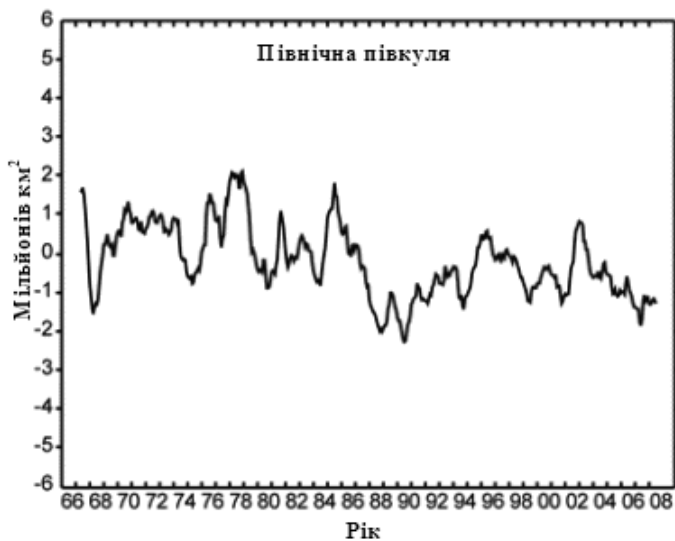


Рисунок 8.12– Динаміка площі снігового покриву у Північній півкулі (Temperatures.ru, 2010)

Згідно з наземними даними протягом XX ст. тривалість існування льодяного покриву на річках і озерах у середніх та високих широтах Північної півкулі зменшилась приблизно на 2 тижні.

Середня за рік площа льодяного покриву у Північній півкулі зменшилася з 1978 р. на 7% (рис. 8.10с) зі швидкістю близько 2,7% за десятиріччя. У Гренландії останніми роками різко швидшав рух льодовиків, що спускаються до моря. А біля південного краю Гренландії, протягом XX століття відбувається незначне зниження температури. Арктичні льоди відступають влітку значно далі на північ, ніж раніше. Проте, у Південному океані за останні 30 років площа морського льоду практично не змінилася. За 1993-2008 рр. рівень моря піднімався зі швидкістю близько 3,4 мм за рік, що значно перевищує (майже на 80%) прогнозовані значення. Теплове розширення океану і танення материкового льоду (від льодовиків до льодовикових щитів) приблизно однаково сприяє цим змінам, на відміну від минулого, коли розширення було домінуючим фактором. Це призвело до прискорення підйому рівня

моря у порівнянні з періодом 1870-1990 рр., коли ця швидкість становила близько 1,5 мм/рік.

На Антарктичному півострові, який витягнувся у бік Південної Америки, відбувається швидке руйнування льодовиків. У перше за час спостережень у 2007 році відкрився для судноплавства Північно-західний прохід.

Повсюдно відбувався відступ меж багаторічної мерзлоти на північ до сотень кілометрів. Збільшилась глибина протаювання мерзлих ґрунтів, а температура мерзлої товщі підвищилась в середньому на 1,5-2,0 °С. А на Алясці за останніх сто років температура у шарі мерзлоти збільшилась на 2-4 °С.

Посилилась посушливість у районах недостатнього зволоження. З 1900 по 1995 рр. на континентах не виявлено монотонних трендів у повторюваності сильних посух або періодів перезволоження, хоча їх повторюваність суттєво змінювалась у масштабах десятиліть. У деяких районах Азії, Африки і Австралії повторюваність та інтенсивність посух зросла в останнє десятиріччя.

Британські вчені повідомляють про зміщення на північ ареалів деяких видів птахів. Канадці відзначають, що північні річки залишаються замерзлими у середньому на два тижні менше, ніж півстоліття тому. Спостерігаються посування у ареалах та зміни у чисельності водорості, риб та планктону Світового океану. За деякими даними, став уповільнювати свою течію Гольфстрім і змінювати напрямок свого руху, відхиляючись до заходу.

Згідно з аналітичною доповіддю, яка була представлена у червні 2008 року на засіданні Економічної та Соціальної Ради ООН природні катастрофи стали частішими у 4 рази, ніж 30 років тому, а економічні збитки від них зросли більше ніж у 7 разів. За останні 48 років було зареєстровано більше 7 тис. стихійних лих, через які загинуло, принаймні, 2,5 млн чоловік, переважно, у світі, що розвивається. Число жертв стихійних лих у цих країнах у 20-30 разів перевищує число загиблих у розвинених країнах.

Наприклад, в Україні за останні 20 років кількість стихійних метеорологічних явищ має сталу тенденцію до збільшення (рис. 8.13) – від 55 у 1986 році до 174 випадків у 1999 році.

Збільшення числа екстремальних явищ, в першу чергу температурних аномалій, може бути пов'язане зі зростанням середньої глобальної температури. Існують відомості про зміни інтенсивності так званих теплових хвиль, тобто короточасних підвищень температури, які впливають на зміни розмірів зон з незвичайно високими або низькими температурами і дуже впливають на стан здоров'я людини.

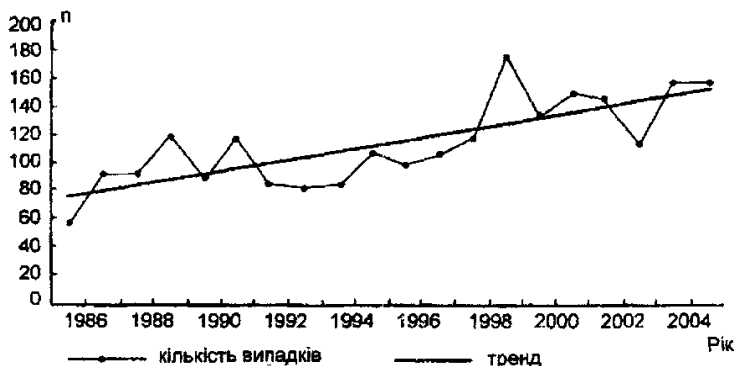


Рисунок 8.13 – Коливання щорічної кількості стихійних метеорологічних явищ (n) на території України за останні 20 років (Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя, 2006)

Найчастішим природним катаклізмом останнього десятиріччя стали повені: серед найбільш значущих епізодів ВМО виділила повені у Східній Європі у 2001 і 2005 рр., в Африці – у 2008 році, в Азії та Австралії – у 2010 році.

Постає закономірне питання про фізичні причини таких швидких змін у глобальній кліматичній системі. Відомо, що починаючи з 1750 року, вплив сонячної радіації зріс на $0,3 \text{ Вт/м}^2$, до того ж більша частина цих змін відбулась у першій половині XX ст. За допомогою супутникових спостережень виявлено невеликі коливання потоку сонячної радіації внаслідок 11-літнього сонячного циклу. Припущення про збільшення впливу сонячної радіації на клімат у теперішній час ніяких помітних підтверджень не здобуло. У межах вказаного сонячного циклу протягом другої половини XX ст. амплітуда коливань глобальної осередненої температури через варіації сонячної сталої не перевищує $0,2^\circ\text{C}$ (рис. 8.14). Тому, цей природний фактор поряд з іншими (наприклад, потужні вулканічні виверження) може лише частково пояснити варіації виявленого вікового тренда в бік потепління. Домінуючим прийнято вважати зростання концентрації парникових газів в атмосфері, про що мова буде йти далі.

Важливо зазначити, що коливання клімату, в умовах близьких до сучасних, можуть бути досить значними. Частина з них пов'язана зі змінами прозорості атмосфери (мабуть, з автоколиваннями кліматичної системи), а частина може бути пов'язана з іншими факторами кліматоутворення. Так, окрім вікових (60-120 років) існують брікнеровські

цикли з періодом 30-50 років (у середньому 35 років), 14-річні з обертоном 7 і 10 років, які відмічаються у повторюваності посух у Центральній Європі, Західному Сибіру, Казахстані, Північній Америці тощо. Усі згадані цикли нерегулярні, можуть змінювати свій середній період (доволі часто у кратному розмірі), фази і амплітуди. Імовірна причина подібної поведінки

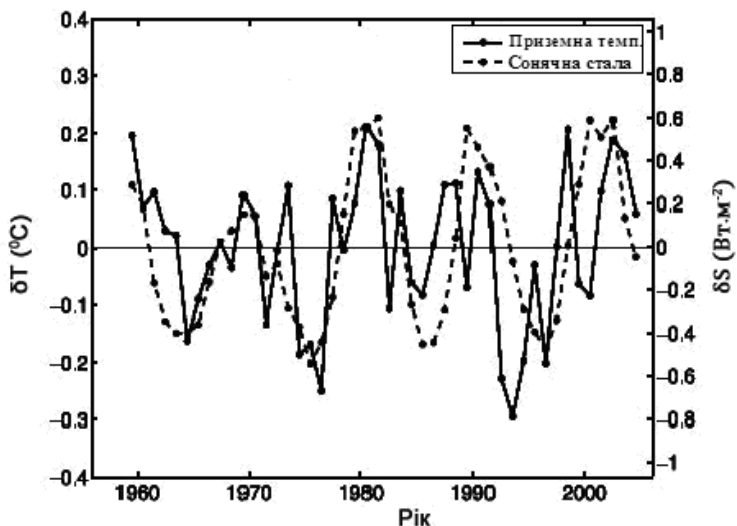


Рисунок 8.14 – Зміни середньорічної глобальної приземної температури повітря з вилученням лінійного тренда потепління за період 1959-2004 рр. (неперервна лінія з масштабом змін ліворуч) надається у порівнянні зі змінами середньорічної сонячної сталої (переривчаста лінія з масштабом змін праворуч) (Camp C.D. and Tung K.K., 2007)

циклічних складових у тих або інших районах – зміна стану кліматичної системи, про детальні особливості якої досі відомо ще недостатньо.

Деякі особливості формування циклів можуть бути зумовлені параметричним резонансом – особливим явищем, яке спостерігається у складних системах. Цим явищем А.М. Обухов пояснює формування квазидворічного циклу загальної циркуляції атмосфери, зумовленого річним ходом, і який є дуже поширеним у різних явищах погоди. Зміна ж циркуляції призводить до виникнення такого циклу у різних явищах погоди, температурі, зволоженні, посухах тощо.

8.3 Природні причини, які призводять до змін та коливань клімату

Уявлення про те, що клімат зазнає суттєвих змін з'явилося відносно недавно, десь у середині XIX ст. У теперішній час існує наука палеокліматологія, призначенням якої і є реконструювання клімату Землі за будь який період. Деякі результати досліджень у цій області надано у попередніх параграфах. Більш детально зупинимось на причинах змін і коливань клімату.

Зміни клімату зумовлюються низкою факторів: зміною сонячної радіації та орбіти Землі, змінами у земній атмосфері, процесами, які відбуваються у інших частинах Землі, таких як океани, льодовики, а також ефемтами, що супроводжують діяльність людини (табл. 8.4).

Таблиця 8.4 – Основні фактори, які впливають на клімат Землі

Природні	Антропогенні
Світність Сонця і сонячна активність	Спалювання органічного палива (теплоенергетика, транспорт, комунально-побутове господарство)
Параметри геліоцентричної орбіти	Промисловість
Рух Місяця	Сільське господарство
Рух важких планет	Лісне господарство
Швидкість обертання Землі	Гідробудівництво, меліорація
Падіння метеоритів	
Тектонічна активність	
Вулканічна активність	
Автоколивання в атмосфері та океані	
Геомагнітна активність	
Океанічна циркуляція	

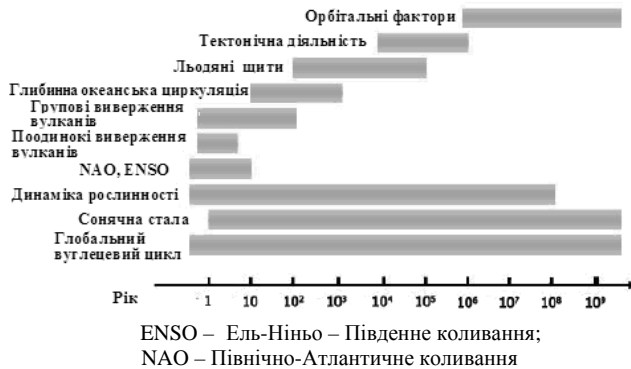
У лівій колонці (табл. 8.4) наведено основні природні фактори, на які людина впливати не зможе, але це саме ті фактори, що зумовлювали дуже значні коливання клімату в історичному минулому, та які діють і тепер. До найважливіших природних факторів належать світність Сонця і сонячна активність, положення Землі на геліоцентричній орбіті, тобто на тій орбіті, по якій Земля обертається навколо Сонця. Існують і менш очевидні фактори, такі, як рух Місяця або положення важких планет, у першу чергу, Юпітера і Сатурна та інші. Природні кліматоутворювальні фактори можна поділити на зовнішні астрономічні та внутрішні. У правій колонці таблиці наведено антропогенні фактори, саме ним останнім часом

приділяється велика увага. Це і зрозуміло, бо людство вже модифікувало газовий склад атмосфери.

Таким чином, для розуміння того, що відбувається з кліматом сьогодні і що буде з ним завтра, треба обов'язково враховувати суперпозицію природних і антропогенних факторів.

Зрозуміло, що протягом всієї історії Землі клімат її змінювався на різних часових масштабах. Він коливався з періодами понад мільйони років між дуже теплими умовами з щорічними середніми температурами вище 10°C у полярних регіонах і станом льодового клімату, коли льодові щити вкривали більшість поверхні континентів у середніх широтах. Навіть приймається без доведення, що в деякі холодні періоди вся поверхня Землі була вкрита льодом (гіпотеза «Земля у вигляді сніжку»). На іншому кінці часового спектра спостерігаються коливання малої амплітуди на часових масштабах порядку років та десятиліть, так що немає жодного року, кліматичні умови якого у точності повторювали б будь-який попередній.

Часовий масштаб цих варіацій частково зумовлюється зовнішніми факторами (рис. 8.15). Так за 4,5 млрд років історії Землі через власну еволюцію Сонця зросло його випромінювання. На коротших часових масштабах коливання сонячної сталої мають меншу амплітуду, хоча точні значення цієї амплітуди поки що невідомі.



Примітка. Для кожного вказаного часового масштабу окреслено окремий часовий діапазон. Проте через взаємні впливи вони можуть поширювати свій вплив практично на всі часові масштаби. Наприклад, орбітальні фактори можуть зумовлювати розподіл температури і опадів на земній поверхні і таким чином генерувати варіації океанічної циркуляції і ефекту ENSO на багатотисячолітніх часових масштабах

Рисунок 8.15 – Схематичне представлення домінуючих часових масштабів впливу деяких зовнішніх факторів і процесів, пов'язаних з внутрішньою динамікою, які впливають на клімат (Goosse H. et al., 2009)

Низькочастотні зміни характеристик орбіти Землі, найголовніші коливання яких знаходяться в діапазоні 10-100 тис. років, також впливають на кількість сонячної енергії, отриманої у конкретному сезоні у певній точці на поверхні Землі. Окремі виверження вулканів призводять до загального охолодження протягом декількох років, наступних за виверженням. До того ж, вулканічна діяльність може бути відповідальною за низькочастотний вплив, якщо великі виверження відбуваються в межах десятиліття або сторіччя. На довших часових масштабах підвищена вулканічна діяльність, пов'язана з тектонікою плит, може зумовлювати сильний вплив у періоди від тисяч до мільйонів років. З іншого боку, внутрішня динаміка глобальної кліматичної системи також відіграє найважливішу роль у визначенні мінливості клімату Землі. Внутрішні автоколивання системи на часових масштабах порядку декількох десятиріч і менше можуть бути прямою причиною мінливості за відсутності будь-яких істотних змін значень зовнішнього впливу через внутрішні взаємодії між різними компонентами кліматичної системи («внутрішня мінливість»).

Розглянемо детальніше деякі кліматоутворювальні фактори та їх вплив на зміни і коливання клімату різного часового масштабу.

8.3.1 Зміни та коливання зовнішніх астрономічних кліматоутворювальних факторів

Як відзначалося раніше, на клімат безпосередній вплив мають, перш за все, *зміни світності Сонця* – практично єдиного джерела енергії для земної кліматичної системи.

За даними астрофізики Сонце є стабільною зіркою, світність якої визначається температурою її поверхні. Виходячи із сучасних астрофізичних уявлень про процеси, що відбуваються на Сонці, за час існування світність його збільшилась (рис. 8.16) приблизно на 30%. Крім цих однонаправлених змін світності, Сонце, як складна фізична система, має власні коливання характеристик стану, в тому числі й світності, різного часового масштабу та амплітуди – так звана «*сонячна активність*».

Але короткий час інструментальних вимірювань активності Сонця не дає можливості відновити однозначну історичну картину цих коливань. Попередні дані різної природи свідчать про наявність так званої «*багатоциклічності*» сонячної активності, тобто коливань з періодами порядку від сотень мільйонів років до років і навіть менше. Природа цих коливань досі є дискусійною та її обговорення виходить за межі цього підручника.

Найбільш відомий 11-річний цикл сонячної активності, виявлений у часових змінах *числа Вольфа (W)*

$$W = k(10g + f),$$

де f – повне число плям на диску Сонця незалежно від їхніх розмірів;
 g – число груп плям;
 k – множник, який нормує відліки різних обсерваторій.

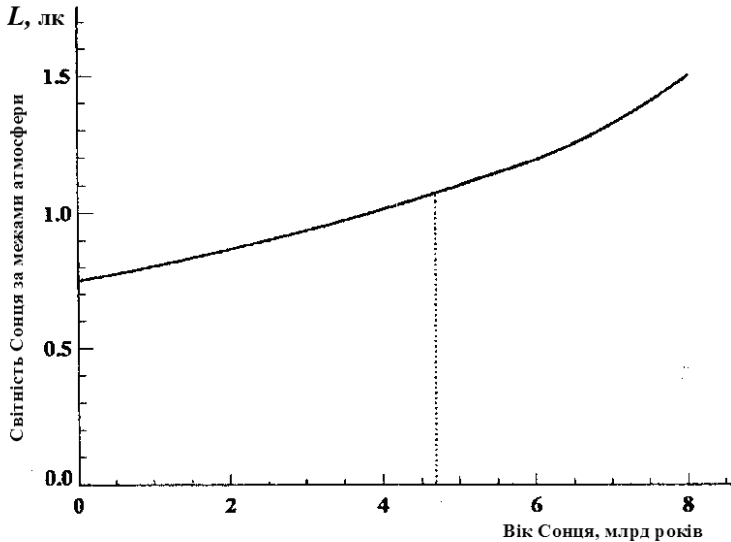


Рисунок 8.16 – Розрахункові часові зміни світності Сонця за межами земної атмосфери на середній відстані Землі від Сонця у минулому і на майбутнє (Сорохтін, 2006)

Середні річні числа Вольфа у 11-річних циклах змінюються від 0 до 13 у роки мінімумів і від 46 до 190 у роки максимумів (середні добові значення змінюються від 0 до 355 і більше). Зміни W у часі наведено на рис. 8.17.

З кінця 2007 року розпочався 24-й (після історичного Маундеровського мінімуму) цикл сонячної активності.

Крім того, статистично підтверджені коливання сонячної активності з періодами близько 22 (цикл Хейла), 50, 100 та 200 років.

Останній, 200-річний цикл відомий за історичними мінімумами чисел Вольфа – мінімуми Вольфа (1280-1340 рр.), Шперера (1420-1530 рр.), Маундер (1640-1710 рр.) та Дальтона (1800-1830 рр.), яким відповідають зафіксовані глобальні похолодання.

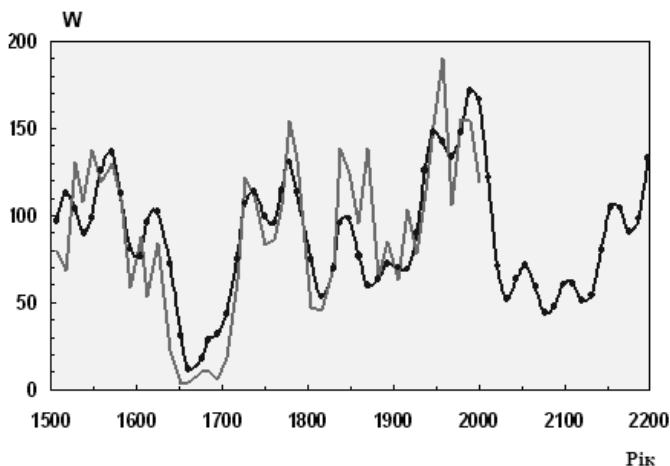


Рисунок 8.17 – Історія і прогноз максимальних чисел Вольфа
(Клименко, 2005)

У той же час сучасні дослідження відзначають в останнє століття зменшення амплітуди коливань сонячної активності на фоні її загального зростання, а також суттєві зміни (аж до зміни знаку) кореляції між варіаціями сонячної активності та змінами глобальної приземної температури повітря.

Зазначимо, що сонячна активність впливає на магнітне поле Землі, змінює суттєво температуру в іоносфері, коли збурення ультрафіолетової і корпускулярної радіації досягають навколоземного простору, створюють полярні сяйва тощо. А от стосовно нижніх шарів атмосфери думки розходяться. Хоча і виявлено зв'язки екстремальних явищ погоди з сонячними спалахами, зміни глибини баричних утворень протягом сонячних циклів, невеликі перерозподіли (особливо у низьких широтах) тощо, проте, статистичну вірогідність їх важко перевірити, тому що ці зв'язки нестійкі. Вони можуть проявлятися тривалий час, а потім зникнути або змінити знак.

Але В.В. Клименко та інші вважають, що між сонячною активністю і приземною температурою спостерігається доволі тісний кореляційний зв'язок і як доказ наводять рис. 8.18.

Співставлення хронології змін температури Північної півкулі і сонячної активності показує, що у більшості випадків невелика сонячна активність відповідає зниженню температури, а піки сонячної активності дуже часто відповідають температурним пікам.

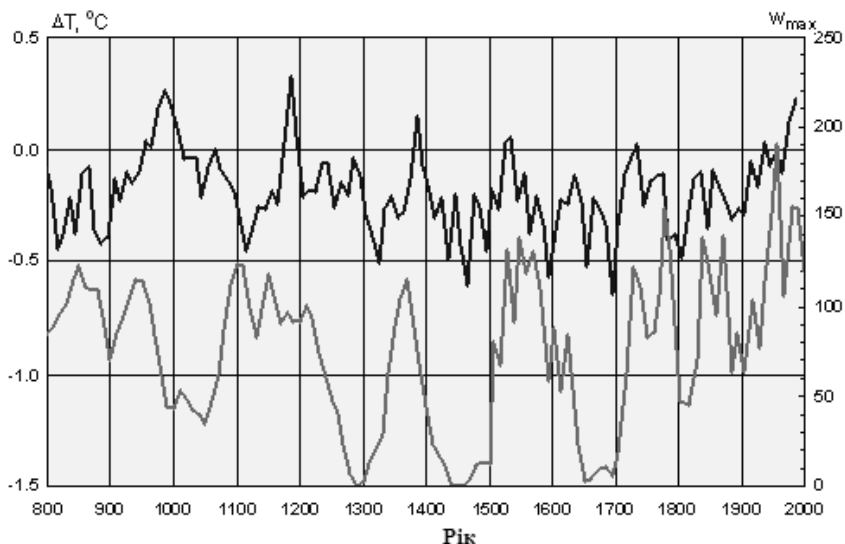


Рисунок 8.18 – Зміна сонячної активності і середньої температури Північної півкулі (Клименко, 2005)

У 1920 році сербським геофізиком М. Міланковичем запропоновано гіпотезу про зв'язок кліматичних змін з періодичними змінами параметрів орбіти Землі на значних проміжках часу – так звані «цикли Міланковича». Це одна з найбільш відомих і загальноприйнятих теорій періодичного зледеніння Землі. У відповідності з гіпотезою М. Міланковича до півкуль Землі через зміну її руху може надходити менша або більша кількість сонячної радіації, що відбивається на глобальній температурі. Міланкович виділив три елементи руху: ексцентриситет земної орбіти, прецесію земної осі (якщо дивитись на вісь зверху, то можна побачити, що вона описує у просторі коло, тобто ніби гоїдається по відношенню до Сонця) і кут нахилу осі Землі по відношенню до площини її орбіти (екліптики).

Так, ексцентриситет земної орбіти коливається у межах від 0,0022 до 0,0620 за сучасного значення 0,0167. Тобто форма орбіти Землі змінюється від майже кола до декілька витягнутої – еліптичної. При цьому розбіжність у віддаленні від Сонця становить майже 5 млн км. Для ексцентриситету головними періодами є 413, 95, 123 і 100 тис. років. Чим більший ексцентриситет, тим Сонце ближче до Землі взимку у Північній півкулі. У цьому випадку зима має бути коротшою і теплішою, літо ж, навпаки, більш тривалим і прохолодним. У Південній півкулі має спостерігатись зворотна картина, тобто більш тривалі зими і більш жарке та коротше літо

(рис. 8.19). Зміни ексцентриситету призводять до зміни різниці між потоками сонячної радіації у перигелії та афелії орбіти Землі від 7 до 26% сонячної сталої і кута між площинами екватора та екліптики.

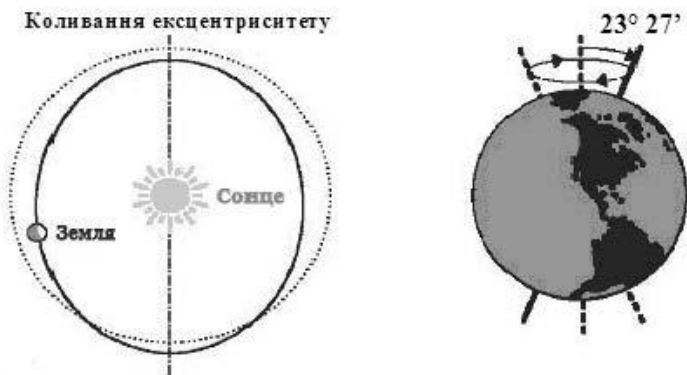


Рисунок 8.19 – Схематичне представлення змін ексцентриситету і нахилу орбіти Землі (Goosse H. et al., 2009)

За останній мільйон років значення ексцентриситету орбіти Землі коливались між нулем і 0,054 (рис. 8.20).

Велику роль відіграє і *прецесія* земної осі: під впливом гравітаційних сил планет полюс Землі зміщується відносно полюса екліптики і за 26 тис. років здійснює повний оберт. Завдяки цьому змінюється положення точок зимового і літнього сонцестояння відносно перигелію орбіти, що призводить до зміни радіаційних умов у Північній і Південній півкулях від зими до літа (рис. 8.21). Для кліматичної прецесії домінуючі періоди становлять 24, 22 і 19 тис. років (рис. 8.20). Для повного визначення орбіти Землі необхідно також конкретизувати довжину головної осі еліпса. Проте, протягом останніх, як мінімум 250 мільйонів років, це значення практично не змінювалося.

З рис. 8.21 видно, що 11 тис. років тому внаслідок кліматичної прецесії Земля була найбільш близькою до Сонця у літній період Північної півкулі, тоді як зараз вона найближча до Сонця у зимовий період цієї півкулі.

Дуже суттєвими для клімату є коливання кута нахилу екліптики до екватора (рис. 8.20), значення якого у теперішній час становить приблизно $23,5^{\circ}$. За останні 30 млн років цей кут коливався від $22,068^{\circ}$ до $24,568^{\circ}$ з періодами від 41 до 200 тис. років (домінуючі періоди 41 і 54 тис. років). При зростанні кута нахилу екліптики у високих широтах температура підвищується, а у тропічних – знижується, тобто річні розбіжності у надходженні сонячної радіації між полюсом і екватором зменшуються.

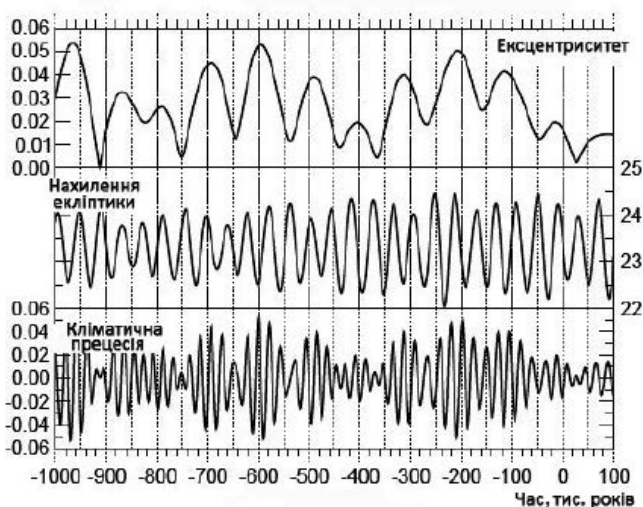


Рисунок 8.20 – Довготривалі коливання ексцентриситету, кліматичної прецесії та нахилу екліптики (у градусах) протягом останнього мільйона років і майбутніх 100 тис. років (нульова відмітка відповідає 1950 р.). Мінімальне значення кліматичної прецесії відповідає північному зимовому (грудень) сонцестоянню у перигелії (Berger, 1978)

У відповідності з теорією М. Міланковича комбінація цих змін орбіти Землі впливає на кількість сонячної енергії, яку отримує наша планета, та на характер розподілу цієї енергії по поверхні планети. Зменшення інсоляції у високих широтах веде до чергового періоду зледеніння. Таким чином, зміна параметрів земної орбіти, тобто астрономічного кліматоутворювального фактора, впливає на зміну клімату планети на часових масштабах від 10^3 до 10^5 років.

Дослідження останніх 20 років, в першу чергу в Антарктиді, підтверджують наявність коливань приземної температури повітря протягом останніх 800 тис. років з періодами, які співпадають з циклами Міланковича. До речі, цикли Міланковича передбачували з високою точністю, оскільки вони є результатом фізичної взаємодії Землі, її супутника Місяця та інших планет. Зміни орбіти вважаються головними причинами чергування гляціальних та інтергляціальних циклів останнього льодовикового періоду, про який вже згадувалось. Результатом прецесії земної орбіти є і менш масштабні зміни, такі як періодичне збільшення і зменшення площі пустелі Сахара.

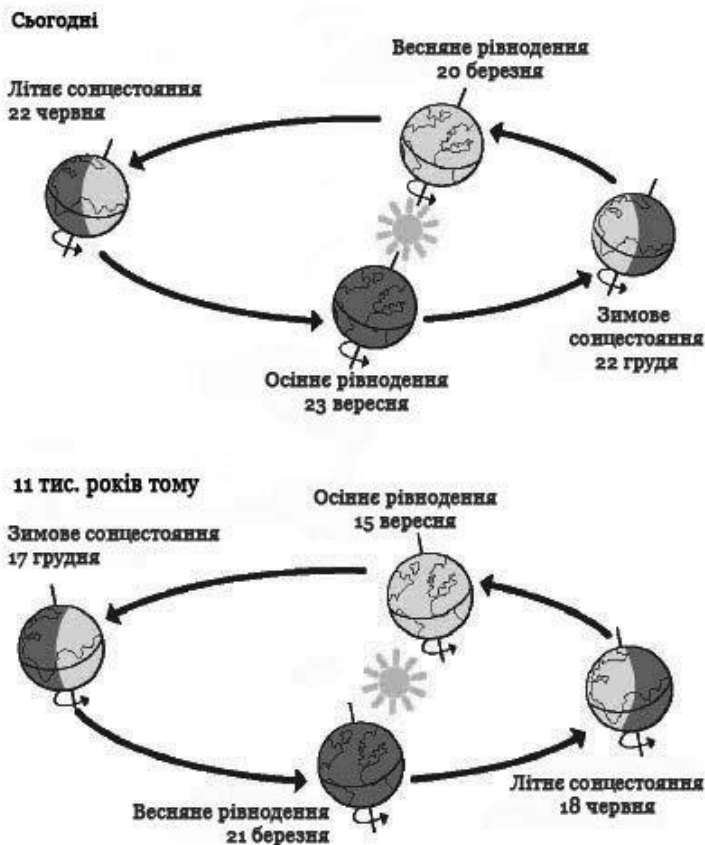


Рисунок 8.21 – Вплив кліматичної прецесії на положення Землі відносно Сонця (Goosse H. et al., 2009)

Крім розглянутих астрономічних кліматоутворювальних факторів дискутуються й можливі інші причини, наприклад:

- коливання положення Сонячної системи відносно галактичної площини Чумацького шляху з періодом близько 66 млн. років, що змінює щільність космічного простору;
- коливання щільності потоку космічних галактичних променів;
- астрокатастрофи (наприклад, падіння на Землю астероїдів та великих комет).

Слід зазначити, що орбітальні параметри Землі незворотно змінюються під дією припливних сил:

- 1) зменшується швидкість добового обертання Землі, а отже, зростає тривалість доби, зменшується вплив сили Коріоліса тощо;
- 2) збільшується нахил екліптики до екватора, зменшуючи річні розбіжності у надходженні тепла у низькі та високі широти при зростанні сезонних розбіжностей у надходженні радіації.

Дія першого фактора у геологічній історії відбилась у добових характеристиках відкладів у мулах струмків і деяких живих організмів. За цими даними, ще у кембрії було майже 400 днів на рік, а у більш ранні періоди – набагато більше. Зміна сили Коріоліса зменшує з часом ступінь зональності атмосферної циркуляції, що призводить до більш ефективного вирівнювання температур між високими і низькими широтами.

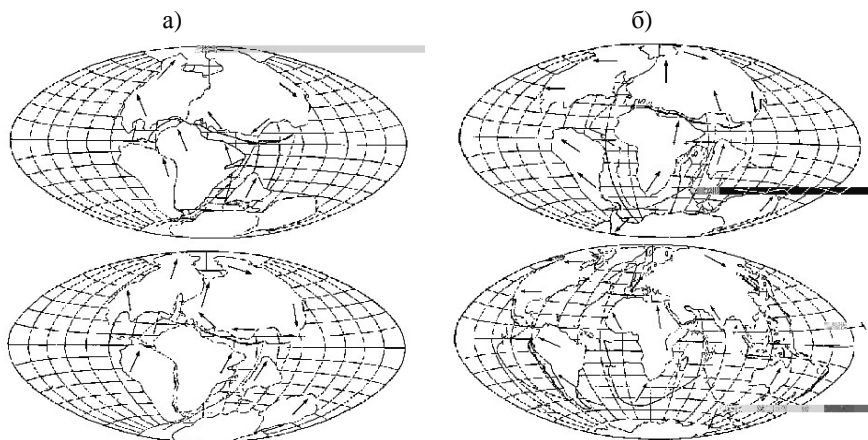
Кут нахилу екліптики до екватора у початковий період виникнення Землі мав бути невеликим, оскільки протопланетна хмара, з якої утворилась Земля, мала обертатись як одне ціле. Але дві обставини призвели до збільшення цього кута неоднаково для різних планет: падіння на них великих метеоритних мас у процесі формування планет у перший мільярд років їх життя та припливні сили Місяця (і частково Сонця). Останній фактор діє і у теперішній час, збільшуючи сезонні контрасти між надходженням радіації протягом року. Збільшення тривалості доби при зростанні сезонних розбіжностей екологічно несприятливе для далекого майбутнього геологічної історії Землі.

8.3.2 Зміни та коливання внутрішніх кліматоутворювальних факторів

8.3.2.1 Тектонічна активність

У геологічній історії Землі відбувалися також значні зміни геологічних та геохімічних кліматоутворювальних факторів. По-перше, це процеси зміни місцезнаходження материків („теорія дрейфу материків” – (рис. 8.22), які суттєво впливали, в першу чергу, на міжширотний обмін теплом за рахунок океанічних течій. Крім того, процеси тектогенезу та орогенезу, які супроводжувалися підняттям континентів та регресією океанів впливали на загальну циркуляцію атмосфери та океанів, що в свою чергу змінювало характеристики глобальної кліматичної системи.

Згідно з уявленнями О.Г. Сорохтіна у процесі формування залізного ядра Землі відбувається розшарування речовини мантиї та конвективні рухи в ній, які виносять наверх і більш легкі елементи, формують найбільш легку частину земної кори, так звану континентальну кору. Відбиттям цих процесів у верхніх шарах Землі є розсовування океанічних западин



а) 180 млн років та 135 млн років тому (зверху вниз);
б) 65 млн років тому та сучасний стан (зверху вниз)

Рисунок 8.22 – Історичні зміни розташування материків (Монин, 1977)

відносно океанічних хребтів і переміщення плит кори, що містять материки у процесі їх зіткнення, виникає низка горотвірних рухів. Ці процеси змінюють розподіл суші й моря в цілому для Земної кулі та по широтах, а також змінюють ступінь концентрації суші.

У різні періоди геологічної історії суша то з'єднувалась в єдиний материк, то розпадалась на окремі масиви. Наприклад, сучасна Антарктида, почала свій рух у помірних широтах, а прийшла у південну полярну область. Пов'язана з нею Австралія, навпаки, дуже змістилась на північ і попала у субтропічну зону.

З переміщенням материків змінювались розподіл материків і океанів, співвідношення їх площ, широтне положення материків, їх рельєф тощо. У тих випадках, коли район географічних полюсів виявлявся на суші великої площі або у замкнутому водоймищі у високих широтах, виникали зледеніння. В Антарктиді стійке зледеніння зберігається і в теперішній час.

Аналогічні умови виникають на великих високих островах у полярних районах Північної півкулі, наприклад, у Гренландії. Басейн Північного Льодовитого океану не ізольований повністю від решти океанічної циркуляції (особливо від Атлантичного океану, а частково і від Тихого), хоча у минулі періоди геологічної історії зледеніння можливо було зумовлене підняттям «порогів» в Атлантиці (поріг між Англією і Гренландією у деякі епохи, очевидно, піднімався навіть над водою). Ізоляція тимчасово посилювалась. Але в цілому океан у цих умовах

знаходиться у нестійкому стані, в ньому формуються полярні льоди, які збільшувались у періоди, сприятливі для зледенінь.

Припущення про переміщення материків вперше були висловлені А. Вегенером. На схожість контурів берегів протилежних континентів на Земній кулі звертали увагу багато географів і геологів, які працювали з картами Атлантичного та Індійського океанів. Проте, лише А. Вегенер на основі цього розробив гіпотезу, суть якої у наступному: материки на нашій планеті колись складали єдине ціле, а потім під впливом центробіжних сил розійшлися в різні боки. А. Вегенер назвав це дрейфом континентів. Для доказу дрейфа материків після розколу гігантського суперконтинента, як вже згадувалось, названого А. Вегенером Пангеєю (вона складалась з двох великих материкових конгломератів – Лавразії і Гондвани), він використав також геологічні, палеонтологічні та палеокліматичні дані. Вегенер звернув увагу на близькість віку і складу осадових і магматичних формацій, з яких складаються райони Африки і Південної Америки з боку Атлантичного океану. Ще одним переконливим аргументом на користь існування наприкінці палеозоя-початку мезозоя єдиного материка у Південній півкулі – Гондвани – були сліди великого материкового зледеніння, знайденого на півдні Африки, у Південній Америці, на півострові Індостан та Австралії. Все свідчило про те, що наприкінці крейдового періоду і у пермському періоді названі континентальні глиби знаходились поблизу Південного географічного полюсу і були спаяні разом. Дійсно, важко уявити, що зледеніння одночасно охоплювало такі віддалені один від одного континенти.

Проте, у первинній формі гіпотеза Вегенера викликала заперечення з боку геофізиків і палеогеографів. Знадобився тривалий розвиток уявлень про фізику Землі, щоб ці погляди відродились у новій формі і на іншій фізичній базі. При цьому процесі відбувається не лише рух літосферних плит по Земній кулі, але й змінюється і положення полюсів через намагання Землі, яка обертається, зберегти фігуру рівноваги при перерозподілі мас. Існування вказаних переміщень підтверджується такими ознаками:

- 1) молодістю океанічного дна поблизу середньоокеанських рифтових хребтів;
- 2) схожістю конфігурації і будови материків, які були колись єдиним цілим, а також схожістю їх палеофлор, фаун і кліматів;
- 3) реконструкцією положення магнітних полюсів відносно материків за палеомагнітними даними.

Все це настільки переконливо, що зміни, які відбуваються, не викликають сумнівів у більшості вчених, хоча у визначенні їх масштабів в окремих районах ще слід очікувати значних уточнень.

8.3.2.2 Вулканічна активність

В історії клімату суттєвим чинником також є *вулканічна активність* (на початку історії Землі вона була значно більшою), яка змінювала як хімічний склад атмосфери, так і впливала через викиди в атмосферу аерозолів на оптичну прозорість атмосфери, альbedo та перерозподіл складових радіаційного балансу Землі. Можливість такого впливу обмірковувалась ще у XVII столітті Бенджаменом Франкліном, а перша детальна робота була виконана напочатку XX століття. Ідея була в наступному: хмари малих частинок (аерозолів), які утворюються у процесі виверження вулкану, можуть помітно послаблювати потік короткохвильової радіації, що надходить до земної поверхні, майже не змінюючи довгохвильове випромінювання, спрямоване у світовий простір. Одна з перших робіт, в якій встановлювався зв'язок між зміною потоку сонячної радіації в результаті вулканічних вивержень і змін приземної температури повітря, була виконана у Росії у 1967 році.

Подальші дослідження показали, що основний вплив на радіацію і термічний режим Землі здійснює шар сіркокислотного аерозолу, який формується у стратосфері з викинутих вулканом газів, що містять сірку, а також великої кількості вуглекислого газу і частинок сажі. Крупні виверження спочатку супроводжуються похолоданням внаслідок надходження в атмосферу Землі цих домішок. Згодом CO₂, який надійшов під час виверження, спричинює зростання середньої річної температури на Землі. Наступне довготривале зниження вулканічної активності сприяє збільшенню прозорості атмосфери, що призводить до підвищення температури.

Звісно, важко оцінити вплив цього чинника на кліматичні зміни на значних проміжках часу, але існуючі історичні свідчення, наприклад, похолодання, які відбувались у 1783-1785 рр. після виверження вулкану Лакі (Ісландія), у 1816 році після виверження вулкану Тамбора (Індонезія), у середині 80-х років XIX століття після виверження вулкану Кракатау (Індонезія) свідчать про можливість суттєвих змін клімату за рахунок цього фактору.

На рис. 8.23 показано змінювання інтенсивності сонячної радіації після крупних вулканічних вивержень.

Найбільші концентрації аерозолей було зафіксовано після виверження вулкану Ель-Чичон у Мексиці у 1982 році. Висота викидів становила більше 28 км, загальна маса викинутих в стратосферу аерозолей і газів, які містили сірку, – не менше 20 Мт. Одне з найсильніших вулканічних вивержень останніх років відбулось у 1991 році (вулкан Пінатубо на Філіпінах). Виверження почалось 10 червня і тривало з перервами до 16 червня, викиди досягали 24 км. Загинуло більше 200 людей і 100 тис. лишились без притулку.

Найбільшу зацікавленість викликає вплив вивержень вулканів на температуру повітря. У низці робіт відмічалось слабе зниження температури (до 0,5 °С) на перший або другий рік після виверження. Відомості про температури, які виявили по товщині кілець дерев на території США за період 1601-1900 рр., свідчать про те, що після вивержень температура знижується на більшій частині території, в основному літом.

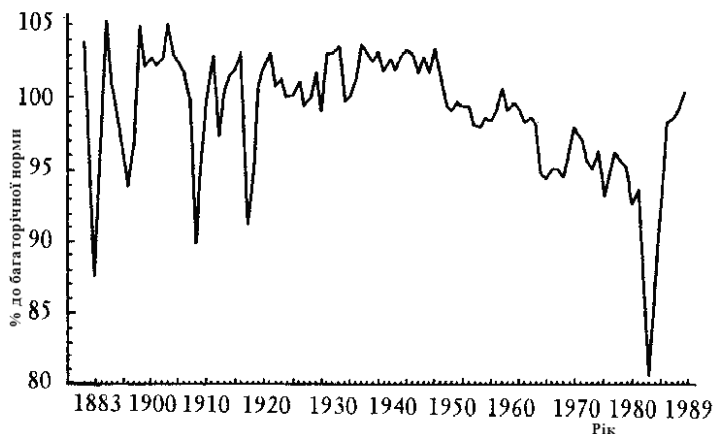


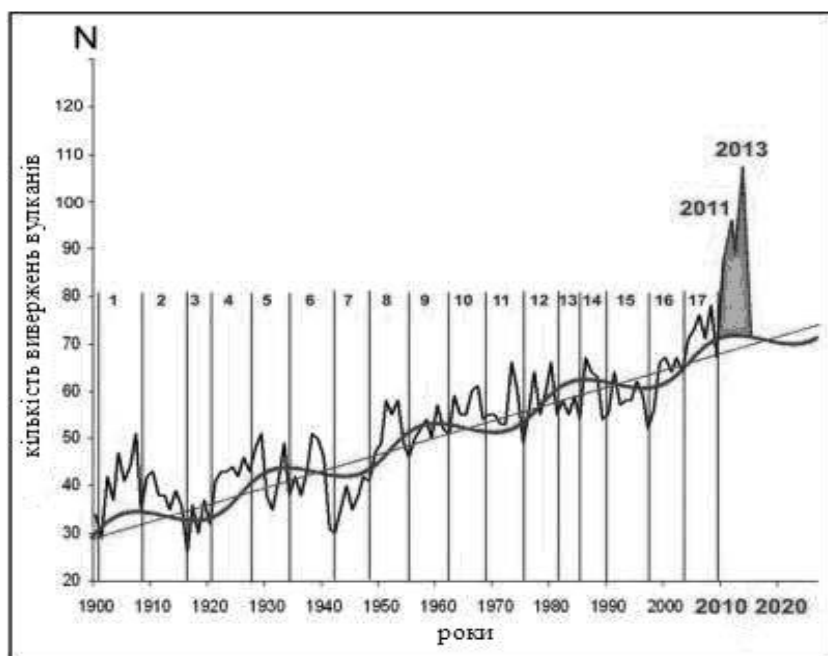
Рисунок 8.23 – Зміна інтенсивності прямої радіації з 1883 по 1989 рр. (Логінов, 1992)

Дослідження змін температури після індивідуальних вивержень не дозволяє зробити висновок про пряму залежність змін температури лише від виверження. Після виверження вулкану Агунг у 1963 році спостерігалось зниження температури у Північній півкулі і зростання її у Південній, причому похолодання у Північній півкулі почалось до виверження вулкану. У той же час після виверження вулкану Ель-Чичон у 1982 році відбулось підвищення температури у Північній півкулі, особливо взимку.

Ці результати свідчать про значну роль інших механізмів у зміні температури під час вулканічних вивержень. Більшу роль відіграє, очевидно, перебудова загальної циркуляції атмосфери. Іноді посилюється вплив західного переносу, особливо взимку, який призводить до виносу теплого і вологого повітря з океану, що сприяє формуванню теплих зим, як це відбувалось після сильних вивержень.

Існують наукові свідчення, що вулканічна активність також має циклічний характер, пов'язаний з астрофізичними факторами та внутрішньою геодинамікою.

На рис. 8.24 представлено динаміку кількості вивержень вулканів на Земній кулі з 1900 по 2009 рр. з прогнозом до 2016 року. Графік апроксимований синусоїдальним і прямолінійним трендами. Прямолінійний тренд відбиває стійку динаміку щорічного зростання кількості вивержень вулканів, а синусоїдальний тренд дозволяє виділити певну циклічність у процесі, який досліджується. Синусоїда дозволила встановити цикли з періодом приблизно 26 років. Ці цикли менш очевидні, ніж подвійні цикли з періодом 5-7 років, які складаються з більш коротких циклів з періодом в середньому від 2,5 до 3,5 років.



N – кількість вивержень вулканів;
1-17 – цикли вулканічної активності

Рисунок 8.24 – Динаміка щорічної кількості вивержень вулканів світу
(<http://planeta.moy.su>)

Таким чином, ці цикли, аналогічні циклам глобальної сейсмічної активності з періодом у 2-3 роки. Як підсумок ефектів накладання прямолінійного і синусоїдального трендів, на рисунку показана прогностична частина, в якій також виділено два цикли активності з максимумами у 2011 і 2013 роках та локальним мінімумом у 2012 році.

Слід зазначити, що за даними Global Volcanism Program лише за період з 1 січня до 31 травня 2010 року спостерігалось 52 офіційно підтверджених виверження вулканів. Тому можна припустити, що збільшення їх до 110 у 2013 році є цілком допустимим.

Деякі вчені вважають, що вулканізм може впливати на зміни клімату за періоди порядку сторіч і за більш тривалі інтервали часу.

8.3.2.3 *Зміни складу атмосфери через природні процеси*

Зміни складу атмосфери є одним з найважливіших чинників глобальних змін клімату. Думку про те, що зміни концентрації вуглекислого газу в атмосфері можуть бути причиною кліматичних змін, було висловлено ще 150 років тому.

Атмосфера, як відомо, нагрівається, поглинаючи як сонячну радіацію, так і власне випромінювання земної поверхні, і випромінює інфрачервону (довгохвильову) радіацію. Значна частина (майже 70%) випромінювання атмосфери надходить до земної поверхні (зустрічне випромінювання), яка практично повністю її поглинає (95-99%). По аналогії з процесами, які відбуваються в оранжереях, коли проникаюча крізь захисну плівку радіація нагріває землю, випромінювання якої затримується плівкою, забезпечуючи додаткове нагрівання, цей процес взаємодії земної поверхні з атмосферою називають *парниковим ефектом*.

Поглинання інфрачервоного випромінювання земної поверхні відбувається оптично активними газами атмосфери (так званими «*парниковими газами*»), серед яких водяна пара H_2O , вуглекислий газ CO_2 , метан CH_4 , озон O_3 , закис азоту N_2O . Якби цих газів взагалі не було в атмосфері, то середня за рік глобальна температура повітря біля земної поверхні дорівнювала приблизно $-19^\circ C$. Це означає, що існування живих організмів і біосфери було б неможливе на більшій частині Земної кулі.

Парниковий ефект існує з тих пір, як у Землі з'явилась атмосфера. Природними джерелами і поглиначами парникових газів є багато природних систем і процесів, до того ж деякі з них виступають одночасно в обох ролях (наприклад, океан, рослини). Одним з джерел викидів є горіння речовин, які містять вуглець, в тому числі вуглецеводневого викопного палива (вугілля, нафти і природного газу). У доіндустріальну еру викиди і стоки парникових газів, пов'язані з природними джерелами і поглиначами, були достатньо збалансованими і, відповідно, їх концентрація та парниковий ефект змінювались повільно.

Основним парниковим газом є водяна пара і її внесок у парниковий ефект становить 36-72 % з сильним додатним зв'язком. Так, підвищення температури повітря сприяє збільшенню вологовмісту атмосфери за приблизного збереження відносної вологості, що призводить до посилення парникового ефекту і тим самим спричинює подальше підвищення температури повітря. Вплив водяної пари може також проявлятися через збільшення хмарності та зміну кількості опадів.

Водяна пара поглинає інфрачервону радіацію у широкому інтервалі довжин хвиль – від 4,5 мкм до 80 мкм, за винятком довжин хвиль 8,5-12 мкм – це так зване «атмосферне вікно». Вона також є джерелом ОН-радикалів, які є надзвичайно активними окисниками і у значній мірі (не зважаючи на дуже малі концентрації – приблизно 10^5 - 10^7 1/см³) визначають хімічний склад атмосфери.

Вуглекислий газ (CO₂) та інші газы, які поглинають енергію в діапазоні хвиль 7-15 мкм, тобто там, де енергія земного випромінювання близька до максимуму. Навіть порівняно невеликі зміни концентрації CO₂ в атмосфері можуть впливати на температуру земної поверхні. Час життя парникових газів в атмосфері визначається низкою факторів, таких як швидкість їх засвоєння океаном, рослинним покривом, ґрунтом, хімічними взаємодіями з іншими газовими складовими атмосфери або дисоціацією під впливом сонячного випромінювання. Під часом життя газу в атмосфері розуміють період, протягом якого концентрація одного разу емітованого в атмосферу парникового газу може зменшитись в «e» разів.

Довгоживучі в атмосфері газы (CO₂, CH₄, NO₂ є хімічно стійкими і існують від десятиліть до століть та більше. Так, наприклад, дослідження показали, що після попадання CO₂ в атмосферу знадобиться приблизно 30 років, щоб лише 30% цього газу було виведено з атмосфери в результаті природних процесів; ще 30% може бути видалено за декілька сторіч, а 20% може залишатись в ній протягом багатьох тисяч років. Разом з тим середній час життя CO₂ береться таким, що дорівнює 100 років. Що стосується інших газів, то час їхнього життя змінюється у доволі широких межах: CH₄ – 12 років, NO₂ – 120 років.

За час існування Землі відбулися суттєві зміни газового складу атмосфери – від первинної вуглецево-азотної до азотно-кисневої (рис.8.25), які стали наслідком біогеохімічної діяльності живих організмів, про що йшлося вже у попередніх параграфах. Такі зміни CO₂ в історичному плані призвели до суттєвого зниження середньої температури повітря біля земної поверхні через зменшення впливу парникового ефекту.

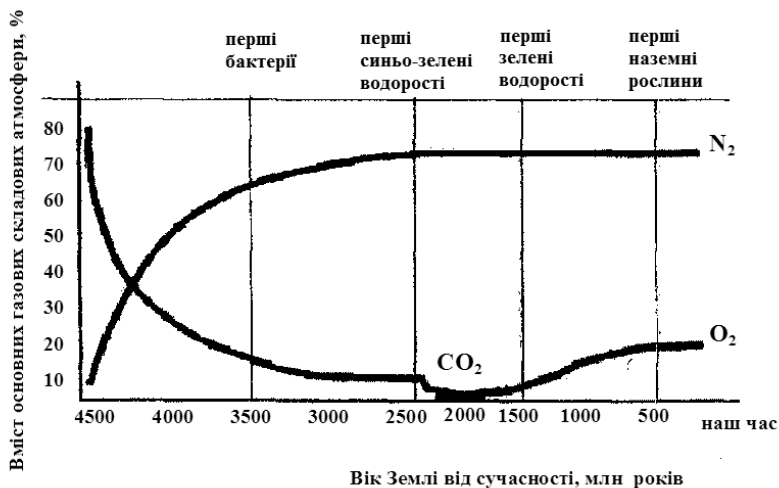
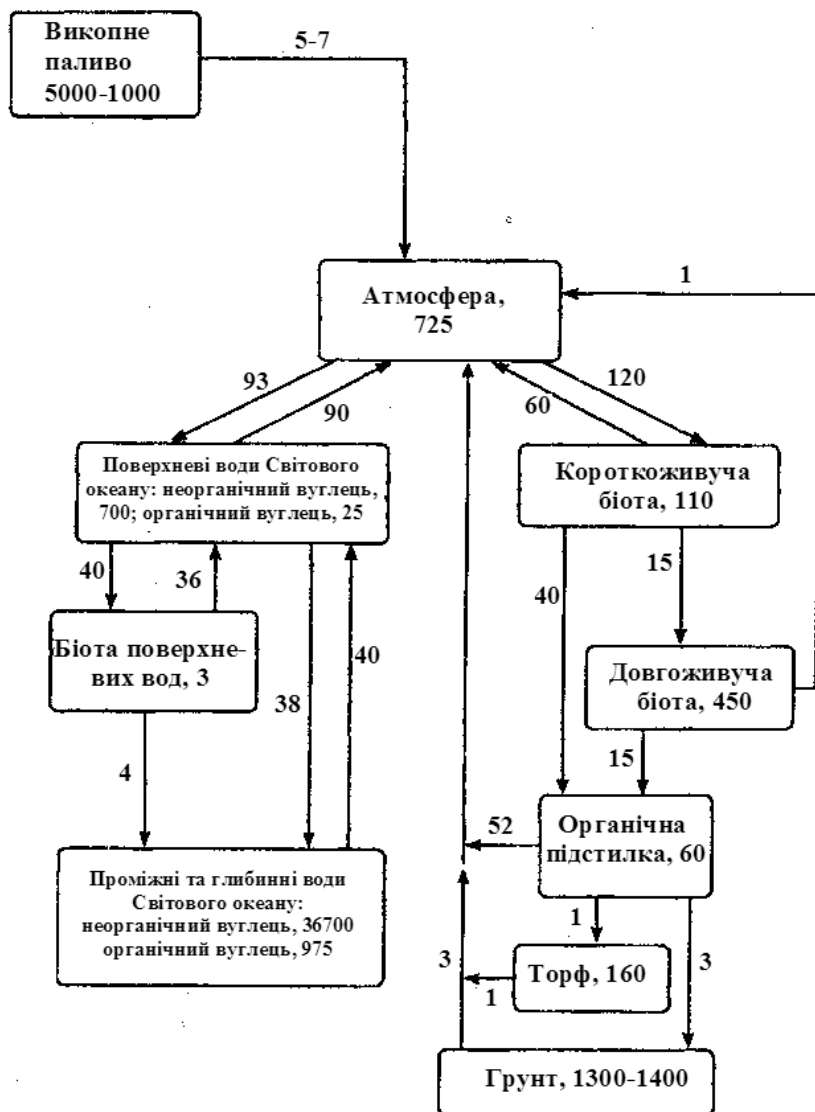


Рисунок 8.25 – Часові зміни вмісту головних газових складових земної атмосфери протягом її існування (Бгатов, 1985)

Беручи до уваги швидкість зменшення вмісту CO₂ в атмосфері і відповідні йому зміни температури у четвертинному періоді, вважається, що вплив природних змін вмісту вуглецю на клімат є суттєвим для інтервалів часу більш ста тисяч років.

Активну роль у динаміці вуглецю на Землі крім процесів у біосфері відіграють і процеси перетворення неорганічного вуглецю, які разом об'єднані у *глобальний біогеохімічний цикл вуглецю*. У цьому сенсі еволюція біосфери та кліматичної системи відбувалися взаємообумовлено та взаємопов'язано. Планетарний вуглецевий цикл є складною системою, його функціонування на різних масштабах часу визначається різними природними процесами, яким відповідають різні швидкості кругообігу CO₂ (рис. 8.26).

На перших етапах розвитку Землі вуглекислий газ, як і азот та водяна пара, надходили в атмосферу з глибинних шарів планети у ході дегазації верхньої мантії та земної кори. Ці гази входять до складу газів, які викидаються при виверженнях вулканів, виділяються з гарячих джерел та глибоких тріщин. Інтенсивність цього природного механізму була нерівномірною за час існування Землі та пов'язаною з вулканічною активністю. За рахунок газообміну між атмосферою та біотою суші, атмосферою та Світовим океаном формувалися рівноважні розподіли вуглецю у біосфері (рис. 8.26).



Примітка. Вміст вуглецю наведений у 10^{12} кг;
потоки між резервуарами – в 10^{12} кг/рік

Рисунок 8.26 – Блок-схема глобального циклу вуглецю (Кислов, 2001)

Таким чином, *глобальний біогеохімічний цикл вуглецю* є механізмом, який об'єднує в єдину систему частини біосфери – біоту, атмосферу, літосферу та Світовий океан, так само він об'єднує і компоненти глобальної кліматичної системи. Тому у сучасних кліматичних моделях цей цикл є однією з головних складових поряд з моделями атмосфери або Світового океану.

Саме з цих позицій глобальний клімат можна розглядати як одну з характеристик стану біосфери планети Земля.

8.4 Антропогенні зміни клімату

Протягом тисячоліть господарча діяльність людини пристосовувалась до навколишніх кліматичних умов, але не зважала на те, як вона впливає на клімат: позитивно чи негативно. Коли кількість населення Землі була порівняно малою, здавалось, що антропогенний вплив на природу, як результат господарчої діяльності, не може впливати на стійкість клімату. Але у XX ст. діяльність людини все більше набувала таких масштабів, що постало питання про неумисну дію господарчої діяльності людини на клімат. Впливають на клімат такі процеси, які набули вже глобального характеру:

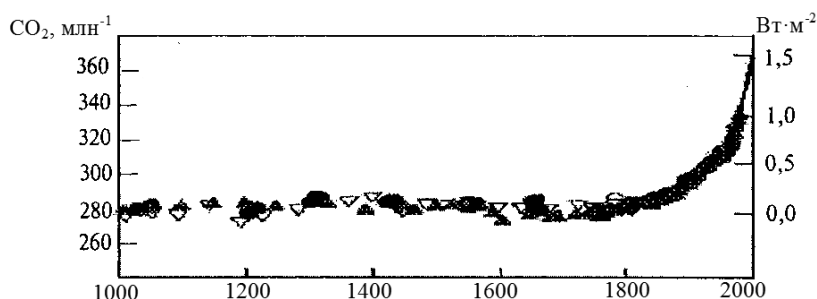
- спалювання викопного органічного палива і надходження в атмосферу CO_2 , CH_4 ;
- викидання в атмосферу промислових відходів, які змінюють склад атмосфери, збільшують вміст радіаційно-активних газів і аерозолей. Обидва ці процеси збільшують парниковий ефект;
- розорювання величезних масивів землі, які сприяють зміні альbedo, швидкій втраті вологи, підйому пилу в атмосферу;
- знищення лісів, особливо тропічних, які впливають на відтворення кисню, зміни альbedo і випаровування;
- перевипасання худоби, яке перетворює степи і савани у пустелі, через що змінюється альbedo, висушується ґрунт.

Таким чином, у теперішній час людина змінює не лише характер поверхні Землі, але й хімічний склад атмосфери, а також її фізичні властивості. Вплив людини на клімат на стільки збільшився, що господарчу діяльність її розглядають як особливий антропогенний фактор клімату. Вплив цього чинника виражається в основному неперервно зростаючим виробництвом енергії, що спричиняє додаткове надходження в атмосферу тепла, вуглекислого газу і аерозолів при спалюванні у величезній кількості палива. Це теплове і аерозольне забруднення повітря охоплює не лише тропосферу, але й стратосферу, на яку тепер впливають надзвукові літаки, вихлопні продукти яких постійно зменшують вміст озону в ній і цим посилюють інтенсивність короткохвильової радіації

Сонця, що надходить до поверхні землі. Така радіація негативно впливає на тканини тваринних і рослинних організмів.

8.4.1 Зміна вмісту парникових газів

Особливе занепокоєння викликає прогресуюче зростання діоксиду вуглецю CO_2 (рис. 8.27), метану CH_4 , закису азоту N_2O , діоксиду азоту NO_2 і тропосферного озону O_3 , які утворюють парниковий ефект. При цьому концентрація головного парникового газу в атмосфері – водяної пари – не змінюється. Так, з 1750 по 2000 рр. концентрація вуглекислого газу в атмосфері збільшилась на 31%, метану – на 151%, закису азоту – на 17%.



Символами показано результати розрахунків концентрації CO_2 на основі даних досліджень колонок льоду у декількох пунктах Гренландського щита і Антарктиди; лінією – результати прямих вимірювань концентрації CO_2 ; права шкала – радіаційний вплив

Рисунок 8.27– Зміна середньої глобальної концентрації вуглекислого газу в атмосфері протягом останнього тисячоліття (Израэль Ю.А. и др., 2001)

Виявлено, що такого зростання CO_2 не було за останні 20 000 років, а такої високої концентрації CO_2 , як тепер, не було 420 тис. років. За даними Міжнародної групи експертів по змінах клімату (МГЕЗК) 2001 року з імовірністю 66-90% можна стверджувати, що такого зростання CO_2 не було і протягом останніх 20 млн років. У середні віки спостерігались більш теплі і холодні періоди; приблизно 9 тис. років тому, як вже згадувалось, закінчився льодовиковий період, після якого стало швидко тепліше. Але на відміну від сучасної ситуації, концентрації парникових газів так не змінювались, а температура не підвищувалась так швидко. Саме з кінця XVIII століття все помітнішу роль починає відігравати ще одне джерело оксидів вуглецю – їх вивільнення в атмосферу за рахунок людської

діяльності (рис. 8.28). І саме в цей час фіксується регулярне зростання концентрації CO_2 в атмосфері – з 278-282 млн^{-1} у доіндустріальну епоху до 379 млн^{-1} у 2005 році. Приблизно 3/4 антропогенної емісії CO_2 в атмосферу протягом останніх 20 років зумовлене спалюванням органічного палива. Решта емісії пов'язана зі змінами землекористування і, особливо, зі скороченням площі лісів. У теперішній час океан і континенти поглинають половину антропогенного вуглекислого газу. Швидкість зростання концентрації вуглекислого газу в атмосфері була приблизно 1,5 млн^{-1} (0,4%) за рік протягом двох минулих десятиліть. У 1990-х роках концентрація CO_2 збільшилась на 0,9-2,8 млн^{-1} (або 0,2-0,8%) за рік.

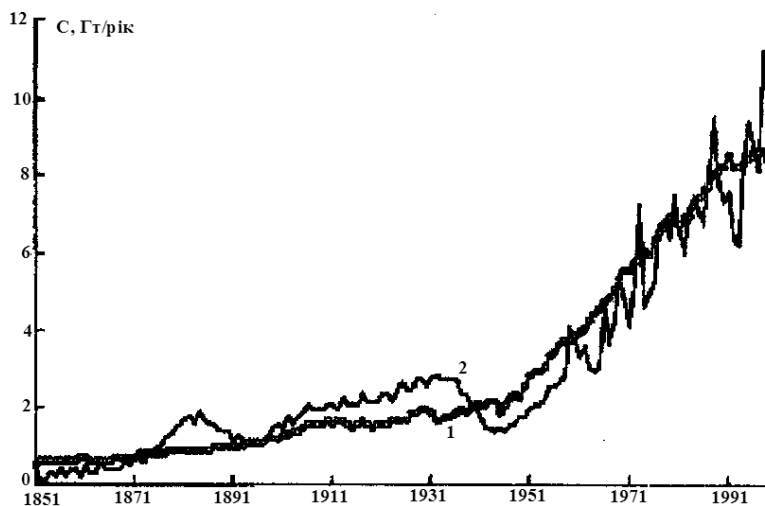


Рисунок 8.28 – Сумарні щорічні викиди вуглецю за рахунок антропогенної діяльності за даними різних (1, 2) розрахунків (Семенов, 2004)

Найбільш важливою та актуальною є відповідь на питання, чи зумовлений цей приріст антропогенними викидами або природними змінами швидкості газообміну між резервуарами вуглецю. Дійсно, викиди оксидів вуглецю за рахунок спалювання органічного палива (рис. 8.26) становить біля 1% загального вмісту вуглецю в атмосфері або до 10% вуглецю, який поглинається рослинами за рік. Тому деякі вчені вважають, що зростання вмісту CO_2 пов'язано в першу чергу з природними коливаннями газообміну між атмосферою, океаном та біотою. В якості

доказів вони наводять факти збільшення вмісту вуглецю вже після потепління, які відзначилися в історії клімату.

У той же час доказом факту антропогенного походження приросту CO_2 є тенденції за останні 100 років змін вмісту ізотопів атмосферного вуглецю – зменшення ізотопу ^{14}C (якого немає в органічному паливі) та збільшення вмісту ізотопу ^{13}C за рахунок антропогенної діяльності при його природному процесі зменшення (ефект Зюсса).

Згідно з оцінкою МГЕЗК викиди вуглецю в атмосферу зросли в середньому за рік з 8,0 Гт у 90-і роки ХХ ст. до 9,2 Гт у 2000-2005 рр., хоча у цих оцінках існує досить велика невизначеність (рис. 8.28).

Відносну ефективність поглинання випромінювання різними парниковими газами у порівнянні з вуглекислим газом наведено у табл. 8.5.

Таблиця 8.5 – Парникова ефективність деяких атмосферних газів у порівнянні з ефективністю CO_2

Газ	CO_2	CH_4	H_2O	CFC-11 фреон-11	CFC-12 фреон-12	HCFC-22 фреон-22	CH_3CCl_3 фреон-140
Відносна ефективність	1	30	200	22000	25000	7500	1230

З таблиці випливає, що парникова ефективність практично всіх оптично активних газів та домішок значно вища за ефективність вуглекислого газу. Але вміст вуглекислого газу в атмосфері серед всіх парникових газів (крім того, він досить добре перемішаний) найбільший, тому в цілому відхилення концентрації CO_2 від середнього значення незначні. Природні зміни його вмісту в атмосфері відбуваються за рахунок газообміну з іншими природними середовищами.

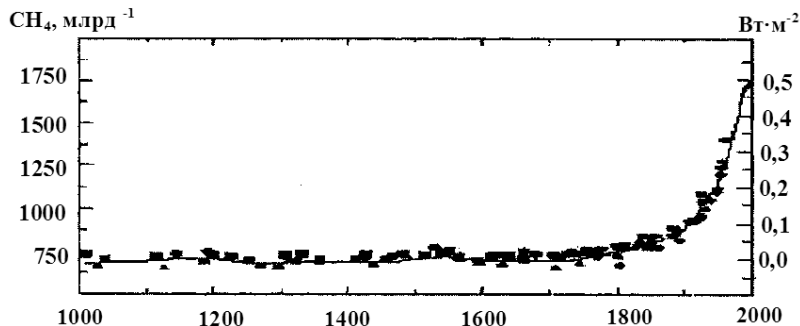
Парникові гази достатньо довго живуть в атмосфері (від 10 до 50 000 років – малі газові складові) і добре там перемішуються завдяки атмосферній циркуляції. В результаті парниковий ефект не залежить від місця конкретного викиду CO_2 або іншого газу. Фактично будь-який локальний викид спричиняє лише глобальну дію, і вже глобальний ефект породжує вторинні ефекти, які впливають на клімат того або іншого конкретного місця.

Слід зазначити, переконання, що сучасна господарча діяльність людини, збільшуючи масу вуглекислого газу в атмосфері призведе до розвитку глобального потепління, було вперше сформульовано у роботі Коллендера у 1938 році.

Ще одним парниковим газом, який суттєво впливає на процеси поглинання інфрачервоного випромінювання земної поверхні, є *метан*. Увага до цієї складової атмосфери пояснюється сильним парниковим

ефектом метану (парникова активність метану приблизно в 21 раз вища, ніж вуглекислого газу). Є розрахунки, що при подвоєнні вмісту CH_4 в атмосфері глобальна температура повітря може збільшитися на 0,2-0,4 °C.

Але метан відрізняється від вуглекислого газу значно більшою невизначеністю наявних кількісних даних, а також розумінням причин його динаміки в атмосфері. За останні 250 років відбулося значне (синхронне, але значно більше, ніж CO_2) зростання вмісту метану в атмосфері (рис. 8.29 і 8.30).



Символами показано результати розрахунків концентрації CH_4 на основі даних досліджень колонок льоду у декількох пунктах Гренландського щита і Антарктиди; лінією – результати прямих вимірювань концентрації CO_2 ; права шкала – радіаційний вплив

Рисунок 8.29 – Зміна середньої глобальної концентрації метану в атмосфері протягом останнього тисячоліття (Ізраель Ю.А. та ін., 2001)

Аналіз бульбашок повітря у льоді свідчить про те, що тепер в атмосфері Землі більше метану, ніж у будь-який час за останні 400000 років. Слід зазначити, що в період з 1000 по 1700 рр. концентрація метану зменшилась на 40 %, але у подальшому знову стала зростати (імовірно через збільшення орних земель, пасовищ і випалювання лісів, використання деревини для опалення, збільшення поголів'я худоби, кількості нечистот, вирощування рису). Деякий внесок у надходження метану дають витoki при розробці родовищ кам'яного вугілля, а також емісія метану у складі біогазу, який утворюється на полігонах захоронення відходів.

З 1750 року середня глобальна атмосферна концентрація метану збільшилась від приблизно 700 до 1745 частинок на мільярд по об'єму (ppbv) у 1998 році. За останнє десятиріччя швидкість її зростання

уповільнилась. Наприкінці 1970-х років темпи зростання становили майже 20 ppbv на рік; у 1980-х роках вони уповільнились до 9-13 ppbv на рік; у період з 1990 по 1998 pp. зростання відбувалось в межах 0-13 ppbv на рік. Тобто, в останні 2-3 десятиріччя темпи зростання вмісту метану в атмосфері становлять 0,8-1,2% на рік.

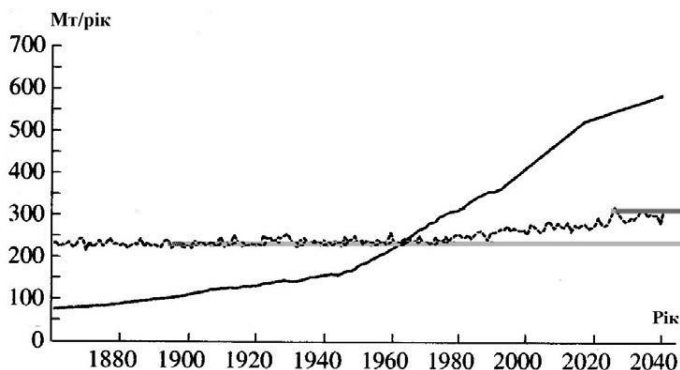


Рисунок 8.30 – Викиди метану (млн тон в рік) за рахунок антропогенної діяльності (гладка лінія) та із водно-болотних екосистем (штрихова лінія) (Володін, 2008)

Серед природних джерел метану загальною потужністю близько 200-260 млн тон на рік виділяють водно-болотні екосистеми (коло 80% всіх природних викидів), геологічну активність, відходи життєдіяльності комах та диких тварин, викиди з океанів та лісові пожежі. Антропогенна діяльність, серед якої найбільшими джерелами є травна ферментація рогатої худоби, рисові поля, звалища, видобування вугілля, газова та нафтова промисловість, оцінюється за останніми розрахунками в 350-430 млн тон на рік (рис. 8.30). Таким чином, господарча діяльність людства вже стала основним (приблизно 60-70%) джерелом поповнення метану в атмосфері, але до цього часу не прийняті будь-які міжнародні обмеження на антропогенні викиди метану в атмосферу.

Характерний час перебування метану в атмосфері за різними оцінками становить від 5 до 12 років.

На відміну від вуглекислого газу метан не повертається з атмосфери у те середовище, в якому він утворився. Хімічні перетворення метану в атмосфері досліджені недостатньо детально, але відомо, що його окислення йде у фотохімічних реакціях з участю гідроксильних радикалів. Метан в атмосфері ступенево окислюється спочатку до CO, а потім до CO₂.

У сучасну епоху також відбуваються зміни вмісту в атмосфері діоксиду азоту (з 270 ppb у доіндустріальну епоху до 315 ppb у 2005 році),

причому вже біля третини всіх викидів NO_2 носять антропогенний характер. Основне джерело цих викидів – сільське господарство.

Концентрація закису азоту N_2O в атмосфері у 2005 році становила 319 млрд⁻¹, вона зросла на 18% порівняно з доіндустріальним періодом (270 млрд⁻¹). Це зростання становило 0,8 млрд⁻¹/рік за останні декілька десятиліть років. Концентрація N_2O тепер найвища, принаймні, за останнє тисячоліття (рис. 8.31). Дані льодяних кернів показують, що за останні 10 тис. років концентрація N_2O від природних джерел змінилась менше ніж на 3%. У теперішній час приблизно 40% закису азоту, який надходить в атмосферу, зумовлений господарчою діяльністю (добрива, тваринництво, хімічна промисловість), проте існує велика невизначеність в оцінках емісії як від антропогенних, так і природних джерел.

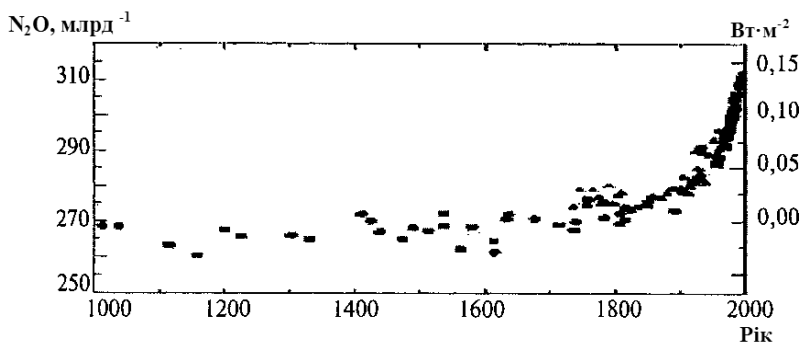


Рисунок 8.31 – Зміна середньої глобальної концентрації закису азоту в атмосфері протягом останнього тисячоліття (Ізраель Ю.А. та ін., 2001)

N_2O належить важлива роль у хімії атмосфери, тому що цей газ є джерелом діоксиду азоту NO_2 , який руйнує стратосферний озон. У тропосфері NO_2 сприяє утворенню озону і у значній мірі визначає хімічний баланс. Оцінки показали, що більша частина емісії закису азоту відмічається у тропіках – 52-68% викиду NO_2 порівняно з 32-48% у середніх і високих широтах обох півкуль. Причому емісія закису азоту океаном південних широт становить 0,9 млн т/рік або 5% загальної емісії N_2O , яка оцінюється в 18 млн т/рік.

Тропосферний озон здійснює як прямий вплив на клімат через поглинання довгохвильової радіації Землі, так і непрямий – через хімічні реакції, які змінюють концентрації інших парникових газів, наприклад, метану (тропосферний озон необхідний для утворення важливого окисника парникових газів – радикала OH). Збільшення концентрації тропосферного озону з середини XVIII ст. є третім за величиною додатним радіаційним

впливом на атмосферу Землі після діоксиду вуглецю і метану. Основною причиною підвищення концентрації тропосферного озону є зростання антропогенної емісії попередників озону – хімічних сполук, необхідних для формування озону, – головним чином, вуглеводнів і окислив азоту. В цілому вміст озону у тропосфері визначається процесами його утворення та руйнування в ході фотохімічних реакцій за участю попередників озону, які мають як природне, так і антропогенне походження, а також процесами переносу озону з стратосфери і поглинанням озону поверхнею землі.

Час життя тропосферного озону становить до декількох місяців, що значно менше, ніж у інших парникових газів (CO_2 , N_2O , CH_4).

Концентрація тропосферного озону значно змінюється в часі, просторі та висоті.

Радіаційний вплив згаданих парникових газів (CO_2 , CH_4 , N_2O) на кліматичну систему додатний (шкала справа на рис. 8.27, 8.29 і 8.31), тобто вони сприяють підвищенню температури атмосфери.

З 1995 року тривало збільшення концентрації малих домішок газів, які теж мають парникові властивості і сприяють зменшенню вмісту озону (хлористі агенти, активні гази двоокису сірки тощо).

На рис. 8.32 за даними оцінки МГЕЗК наведено середні результати розрахунків внеску парникових газів у загальний парниковий ефект протягом індустріальної епохи. Дуже ймовірно, що такий вплив є безпрецедентним за останні 10 тис. років.

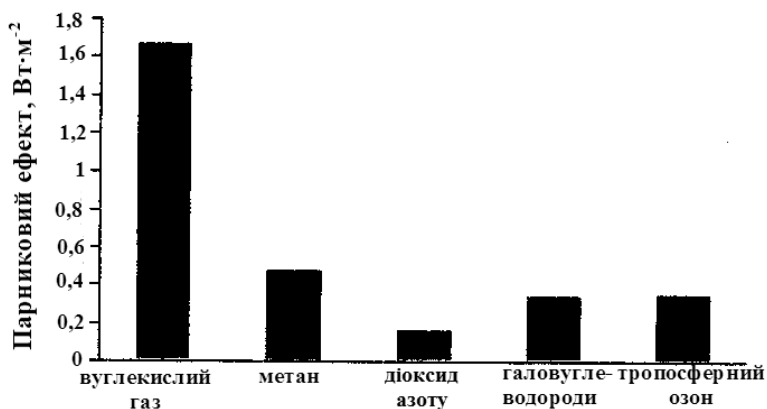


Рисунок 8.32 – Внесок різних парникових газів у зміни загального парникового ефекту в індустріальну епоху (Climate Change, 2007)

За існуючими розрахунками за останні 20 років внесок CO_2 в сумарні глобальні викиди парникових газів становить біля 50%, CH_4 – 18%, N_2O – 6%.

8.4.2 Вплив аерозолію на парниковий ефект

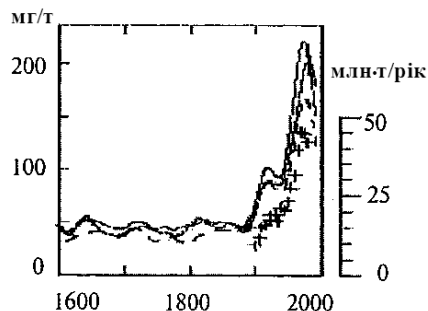
Другим за значущістю антропогенного впливу на клімат після парникових газів вважається аерозоль. Аерозоль техногенного походження являє собою тверді, іноді обводнені, мікрочастинки різного хімічного складу, викинуті в атмосферу в результаті спалення викопного палива, а також у вигляді продуктів промислового виробництва. Нагадаємо, що аерозоль природного походження утворюються при винесенні частинок ґрунту вітром в атмосферу, а також при лісових пожежах, виверженнях вулканів і морському хвилюванні. У значній мірі атмосферний аерозоль – це результат викидів в атмосферу діоксиду сірки (SO_2) – продукту спалення кам'яного вугілля і нафти, у складі яких міститься сірка.

Аерозольні частинки в атмосфері за певних умов стають ядрами конденсації та призводять до утворення хмарності, яка з одного боку розсіює і відбиває короткохвильове сонячне випромінювання, а з іншого – створює екран для теплового випромінювання атмосфери і підстильної поверхні та перевипромінює енергію випромінювання, яка надійшла, у зворотному напрямку, формуючи додатковий парниковий ефект.

Ефект, пов'язаний з утворенням хмарності аерозолем антропогенного походження, становить в термінах радіаційного впливу $0,9 \pm 0,5 \text{ Вт/м}^2$. Великий розкид цих оцінок зумовлений нестачею знань процесу утворення хмарності, внеску в нього аерозольних частинок антропогенного походження.

Часовий ряд концентрації сульфатів, здобутий за даними вимірювань відкладів SO_4 у Гренландському льодяному щиті, вказує (після вилучення впливу епізодичних вивержень вулканів) на збільшення антропогенної емісії SO_2 у помірні широти Північної півкулі в індустріальну епоху (рис. 8.33).

Антропогенний аерозоль не є довгоживучим компонентом у складі атмосфери (викинуті в тропосферу аерозольні частинки осідають на земну поверхню через декілька днів або тижнів), проте через постійні антропогенні викиди його концентрація у приземному шарі атмосфери практично стала. Аерозоль послаблює потік сонячного випромінювання (через аерозольне розсіювання), який надходить до земної поверхні в ультрафіолетовій, видимій та у ближній інфрачервоній областях спектра.



Ліва шкала – концентрація сульфатів SO_4 ; права шкала – емісія SO_2 ;
хрестиками показано результати регіональної оцінки емісії SO_2

Рисунок 8.33 – Зміна концентрації сульфатних аерозолів в атмосфері (Ізраель Ю.А. та ін., 2001)

Зазвичай, частинки, які лише розсіюють, створюють від’ємний радіаційний вплив, в той час як частинки, які частково поглинають, можуть давати радіаційні ефекти різного знаку в залежності від вмісту вуглецю в її складі. Знак радіаційного впливу також може залежати від типу підстильної поверхні. Над поверхнею з випромінювальною здатністю, близькою до одиниці (океани, густі ліси), знак впливу додатний, а над світлими поверхнями (пустелі, лід або сніг) – від’ємний. Сумарний вплив антропогенного аерозолію оцінюється в $-0,5 \pm 0,4$ Вт/м².

8.4.3 Зміна характеру діяльної поверхні

8.4.3.1 Вирубка і насадження лісів

Втручання людини у кліматичні процеси на земній поверхні стало відбуватись ще за часів новокам’яного віку (неоліту) – останню стадію кам’яного віку, коли почали розвиватись землеробство і тваринництво. Для забезпечення вільного простору для потреб сільського господарства або з метою отримання технічної деревини вирубали ліси, що докорінно змінювало оточуюче середовище. Перші ліси на Землі з’явились майже 365 млн років тому. На початку XIX ст. ліси займали 60% всієї території Землі, зараз вони займають майже 30%. Процес знищення лісів призводить як до локальних, так і глобальних географічних та кліматичних змін.

Деякі вчені припускають, що клімат Греції та інших середземноморських країн змінився через масштабну вирубку лісів між 700 р. до н.е. і початком нашої ери (деревина використовувалась для

будівництва, суднобудівництва і як паливо) став більш жарким і сухим, а ті види дерев, які використовувались у суднобудівництві, більше не ростуть на цій території.

Сьогодні людство особливо занепокоєне вирубкою *тропічних лісів* – легенів планети. Це призводить до посилення парникового ефекту. Більше ніж 800 тис. км² нових сільськогосподарських угідь з'явилося на місті тропічних лісів з 1980 по 2000 рр. Майже 55% зрубаних у цей час тропічних лісів були взагалі незайманими; деградація 28% лісів почалась ще раніше через поширення невеликих фермерських господарств, лісозаготовок, збір хмизу і трісок для приготування їжі та опалення. «Якщо ми продовжимо тими ж темпами, це буде мати величезні наслідки для глобального потепління», — підкреслив автор дослідження Холлі Гіббс із Стенфордського університету США, незважаючи на те, що кількість вуглецю, яка міститься у лісах, очевидно, дуже переоцінена.

Інші дослідники, які аналізували зміни у землекористуванні між 2000 і 2007 роками, показали, що темпи вирубки тропічних лісів у деяких регіонах почали уповільнюватись. Проте зменшення швидкості обезліснення не вирішує вже створені цим процесом проблем. До того ж група вчених відділення глобальної екології інституту Карнегі на чолі з Грегором Аснером після аналізу динаміки дефорестації*, супутникових зображень, а також кліматичних прогнозів, отриманих за допомогою 16 різних кліматичних моделей, прийшла до висновку, що до 2100 року до 80% всіх екосистем тропічних лісів зазнає незворотних змін. Вирубка лісів і кліматичні зміни призведуть до того, що через 90 років дві третини всіх тропічних лісів Центральної та Південної Америки, а також 70% лісних екосистем Африки можуть бути кардинально перетворені. 80% лісів лише одної Амазонської низини чекає катастрофічне зниження біорізноманітності, яке може призвести до зникнення половини всіх видів рослин і тварин нашої планети.

Аналіз інформації про стан лісів, здобутої супутниками Landsat, і зображень, які знаходяться у розпорядженні ООН, — перша спроба кількісної оцінки цього процесу і його картографування (рис. 8.34).

Знищення тропічних лісів призводить до таких наслідків:

- зростання викидів вуглекислого газу в атмосферу і посилення парникового ефекту. Відомо, що завдяки процесу фотосинтеза дерева очищують повітря, поглинаючи вуглекислий газ і виділяючи кисень. Коли дерева вирубують і спалюють, то вуглець, який в них міститься, надходить назад в атмосферу у вигляді того ж самого вуглекислого газу CO₂.

Примітка. Дефорестація – вирубка лісів, яка призводить до знищення екосистем зазвичай у широкому масштабі.

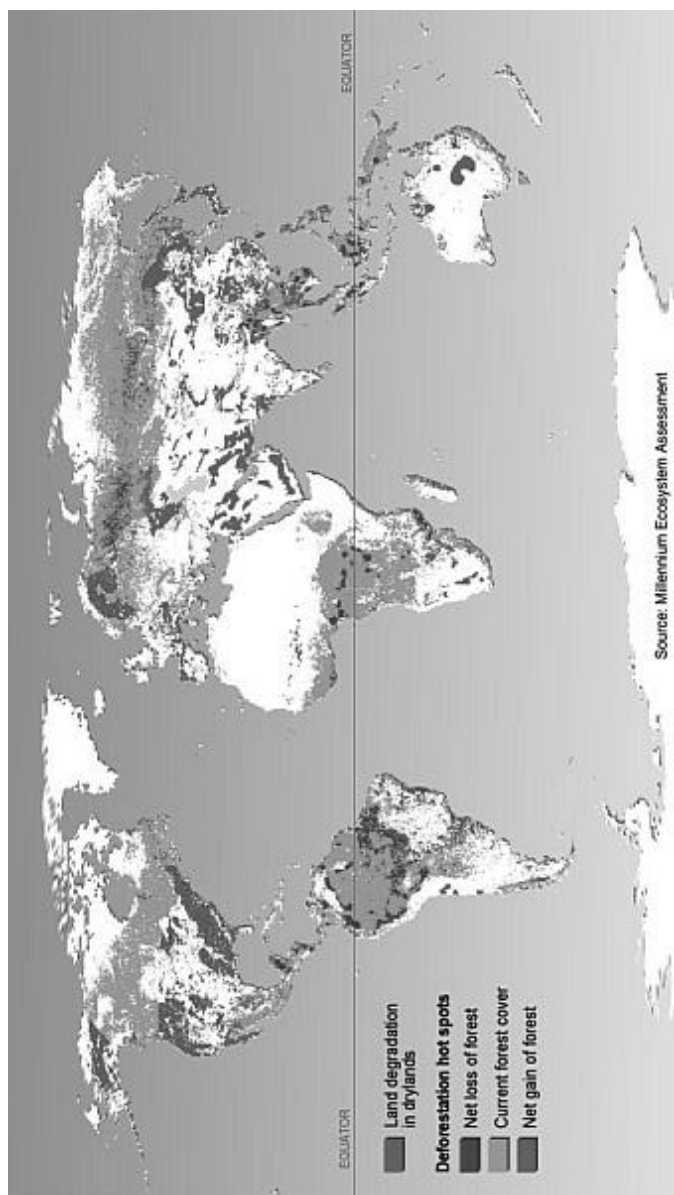


Рисунок 8.34 – Оцінка світового лісового покриття: чорним позначено гарячі точки дефорестації; сірим – області зростання лісів (Millennium Ecosystem Assessment, 2010)

Вуглець, який накопичився у лісовій підстилці, також окислюється і надходить до атмосфери. За даними МГЕЗК збезлісіння (по більшій частині у тропіках) привносить до третини загальних антропогенних викидів діоксиду вуглецю;

- ерозія ґрунтів. У дощовому кліматі тропічних лісів ґрунт змивається водою дуже швидко. При цьому виникають яри, міліють річки, знищуються посіви;
- посухи і повені. Дереву діють як губки, вбираючи воду під час дощів, і повільно віддаючи її, підживлюючи струмки, річки і підземні водні горизонти. Без дерев дощова вода зразу стікає у річки, спричиняючи повені. За повенями наступають посухи. В останні роки таке чергування повеней і посух відбувається у тропічних країнах тисячі людей і, якщо не припинити винищування тропічних лісів, то у найблищій 30 років у тропічних країнах від голоду загине майже 1 млрд людей;
- зникнення видів живих організмів (скорочення біорізноманітності). Біорізноманіттям називають сукупність всіх видів живих організмів Землі, а також всіх існуючих біологічних структур внутрішньовидового (популяції, гени тощо) і надвидового (співтовариства, екосистеми) рівней. У тропічних лісах мешкає 2/3 всіх видів тварин нашої планети. Вже сьогодні через вирубку тропічних лісів, кожен день зникає декілька видів тварин і рослин (за деякими підрахунками зникає 1 вид за 30 хвилин). За сучасних темпів винищення лісів, вже у наступному сторіччі кожного року буде вимирати декілька десятків тисяч видів.

Вирубка лісу і перетворення Європи у сільськогосподарський регіон також призвели до неумисних змін клімату, принаймні, в Європейській частині Землі.

У Північній Америці на ріллю було перетворено прерії (на Середньому Заході), великі площі лісів (на Сході) і болотисті ґрунти (у Флориді). У цьому випадку теж нема можливості описати і проаналізувати зміни за допомогою інструментальних даних, проте експерименти на кліматичних моделях дають підставу вважати, що трансформації клімату обмежуються лише обробленим регіоном.

Слід зазначити, що площа сільськогосподарських угідь у *позатропічних* країнах скоротилась, хоча Продовольча і Сільськогосподарська організації ООН вважають, що до 2050 року світове виробництво сільськогосподарської продукції має вирости вдвічі, щоб задовільнити глобальний попит. Очевидно, це означає подальшу дефоредацію, тобто вирубку лісів у широких масштабах.

Дослідження впливу вирубки лісів на глобальний клімат виконано Н.А. Єфімовою. Автором брався до уваги той факт, що радіаційний баланс лісової рослинності, в основному через менше альbedo, більший ніж трав'яної або голого ґрунту. Це має спричинити підвищення глобальної

температури, хоча при цьому частина тепла йде на збільшення випаровування. У той же час при вирубці лісів деревина з часом спалюється або гниє, що звільнює вуглець, який в ній міститься, і збільшує концентрацію CO_2 в атмосфері, що також призводить до підвищення температури. Щоб з'ясувати внесок кожного з процесів у зміни глобального клімату дослідник робить спробу врахувати частку площини Земної кулі, на якій росли в минулому або ростуть тепер ліси, а також темпи її збезліснення. Для вирішення цієї задачі (з врахуванням хмарності і релеєвського розсіяння) необхідно було перейти від альbedo земної поверхні до альbedo Землі як планети, оцінити зростання поглинання радіації Землею під впливом лісних масивів і порівняти його зі змінами ефективного випромінювання за рахунок збільшення вуглецю під впливом знищення лісів. Все це можна представити у вигляді табл. 8.6. Розглянемо розподіл лісів по кліматичних зонах у сучасну епоху і на потенційно можливій площі їх зростання.

Таблиця 8.6 – Розподіл лісів по кліматичних зонах у сучасну епоху і на потенційно можливій площі їх зростання

Кліматична зона суші	Процент площі лісів від потенційно можливої для зони	Процент площі лісів від потенційно можливої для всієї суші	Різниця альbedo лісу і безлісових територій, %	Зміна альbedo діяльної поверхні при вирубці лісів для широтних зон у % від площі Земної кулі	Зміна альbedo системи земля-атмосфера для широтних зон Земної кулі у % від площі Земної кулі
Помірно холодна	69	24	7,1-9,3	-	-
Помірно тепла	62	6,1	6,1-7,1	0,020	0,07
Субтропічна	42	15,7	3-4		
Тропічна сезонно волога	68	5,7	4	0,30	0,13
Тропічна волога	-	32	8	-	-
Уся площа лісів	64	64	7,8	0,30	0,20

Враховуючи, що при вирубці лісу змінюється альbedo і що при зміні альbedo системи земля-атмосфера на 1% глобальна температура підвищиться на 2 °C, знищення лісів могло б знизити температуру на 0,4 °C (а з врахуванням раніше вирубаних лісів – на 0,56 °C).

Однак при звільненні вуглецю деревинною рослинністю має звільнитись $0,94 \cdot 10^{12}$ т вуглекислого газу. Беручи до уваги, що основні вирубки відбулись за останнє сторіччя, частина деревини ще не розклалася і в атмосферу виділилось лише $0,78 \cdot 10^{12}$ т CO₂. З нього половина поглинулась Світовим океаном, друга половина ($0,39 \cdot 10^{12}$ т) CO₂ становить 17% від кількості вуглецю, який міститься в атмосфері. Аналогічний розрахунок у випадку знищення всіх існуючих лісів показує, що це підвищило б температуру на 1,5 °C, або з врахуванням впливу збільшення альbedo – 1,1 °C.

Заліснення впливає і на кількість опадів. У теплу пору року, коли спостереження за опадами достатньо надійні, кількість опадів, яка випадає на залісених ділянках, збільшується на 1,5% на кожні 10% заліснення (за даними Л.П. Кузнецової). У підвітряній частині масиву через вплив шорсткості опади на таку ж величину зменшуються.

Таким чином, хоча вирубку лісів можна вважати другорядним фактором змін клімату, все ж вона дає невеликий внесок у зростання глобальної температури і у особливості розподілу опадів на континентах.

Крім вирубки лісів на кліматі суттєво відбиваються такі перетворення, як насадження лісів, осушення боліт, утворення штучних водоймищ. Насадження лісів суттєво змінює вітровий режим території, розподіл снігового покриву і промерзання ґрунту, трохи збільшує кількість опадів, змінює радіаційний баланс і випаровування. В середині самих насаджень дерев утворюється своєрідний режим, який покращує кліматичні умови зростання рослинності у посушливих областях. Наприклад, відомо, що в оазисах Сахари різні види плодових дерев можуть розвиватись лише під покровом пальм, а внизу (у третьому ярусі) можна сіяти злаки.

Важливі властивості мають і ліси помірної зони. У містах зелені насадження зменшують інтенсивність сонячної радіації біля земної поверхні, збільшують вологість, зменшують денні і вечірні температури, зменшують кількість пилу у повітрі. У негустому насадженні, яке пропускає радіацію до ґрунту (але все ж послаблює вітер), утворюються більш високі денні температури, сприятливі весною, а у районах недостатньо теплих – і влітку (у холодну вітряну погоду).

8.4.3.2 Зрошування і осушення

Штучне зрошування зволожує сухий ґрунт. Це призводить до збільшення його теплоємності. Ґрунт, особливо на початку літа, стає більш холодним. Цьому сприяє і те, що майже вся радіація, яка надходить,

витрачається на випаровування. Нестача тепла поповнюється за рахунок турбулентного теплообміну, а над зрошеною ділянкою утворюється інверсія, коли на неї натікає сухе нагріте повітря. При цьому радіаційні ресурси тепла змінюються по-різному в залежності від того, в якій кліматичній зоні і за якої погоди відбувається полив. У пустелях при зрошенні радіаційний баланс суттєво збільшується (іноді у 1,5-2 рази), що зумовлюється як зменшенням альбедо, так і зменшенням ефективного випромінювання вологого холодного ґрунту. Ґрунт пустелі світліший, у вологому стані він стає темнішим, темнішою за сухий ґрунт виявляється і рослинність. Зниження ж температури діяльної поверхні (на ≤ 10 °C) помітно зменшує ефективне випромінювання. Підвищення вологості самого повітря відбувається зазвичай у дуже тонкому шарі, щоб суттєво вплинути на противипромінювання атмосфери.

У чорноземних степах зрошення далеко не завжди збільшує радіаційний баланс, а частіше його зменшує. Правда, і тут вологий ґрунт темніший за сухий, але рослинність вже світліша, ніж оголений ґрунт. Якщо рослини краще розвинуті на зрошуваній ділянці, ніж на сухій, то і альбедо її стає більшим, ніж сухої ділянки. Нарешті, полив овочевих та інших культур в зоні достатнього зволоження буде впливати на радіаційний баланс лише у посушливі роки. Якщо ж характер рослинності на поливній і сухій ділянках схожий, то значення альбедо на обох ділянках близькі і радіаційний баланс на них розрізняється мало. Проте, перебудова теплового балансу через регулярність поливу все ж відбувається. Випаровування збільшується, а турбулентний обмін зменшується.

Осушення мінеральних перезволожених ґрунтів буде впливати по іншому: ґрунти, позбавлені надлишку вологи, швидше прогріваються (особливо у поверхневих шарах), відповідно змінюються його радіаційні характеристики і випаровування.

При зрошенні полів змінюються метеорологічні характеристики над ними. Так, температура повітря біля земної поверхні знижується і утворюються інверсії.

Відповідно збільшується і вологість повітря на десятки процентів. Регулюючи кількість води, що подається, кількість і розташування зрошуваних і незрошуваних ділянок, можна у доволі широких межах регулювати зміни температури і вологості. Як приклад розглянемо розбіжності у добовому ході температури, вологості та швидкості вітру відносно малими і дуже великими зрошуваними масивами.

Над малими масивами, які перемезовуються з незрошуваними територіями, інверсія температури не досягає великої висоти і добовий хід турбулентного обміну зберігається звичайний, з максимумом вдень і мінімумом вночі. Це призводить до аналогічного добового ходу швидкості вітру. За таких умов у денний час до зрошуваної ділянки надходить значна кількість повітря, крім того, вертикальне перемішування теж не дає

проявитись впливу зрошення повною мірою. Вночі ж вплив зрошення слабо проявляється через малу швидкість випаровування. Тому найбільші розбіжності в температурі та вологості спостерігаються у ранішні години і ще більше у вечірні години, коли з нагрітої за день діяльної поверхні ще велике випаровування (табл. 8.7).

Таблиця 8.7 – Різниці температури і відносної вологості (на висоті 2 м над земною поверхнею) між оазисом та пустелею

Метеорологічна величина	Місяць								
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Температура, °C									
-середня місячна	-1,2	-0,6	-1,1	-2,2	-3,1	-2,8	-2,3	-1,7	-0,8
-середня о 13 год	-0,3	-0,2	-0,7	-1,5	-2,0	-2,2	-1,9	-0,3	-0,3
-середній мінімум температури	-0,9	-0,6	-0,2	-1,1	-1,2	-1,1	-0,8	-0,7	-0,5
Відносна вологість, %									
о 7 год	11	4	7	16	22	23	21	19	10
о 13 год	5	2	5	7	8	8	8	4	1
о 21 год	3	3	7	16	21	23	13	16	1

Слід зауважити, що надмірне зрошування спричиняє низку небажаних наслідків: дуже значне зниження температури, засолення ґрунтів тощо.

8.5 Зміни клімату у майбутньому

На зміни кліматичних умов майбутнього, зрозуміло, буде впливати низка згаданих природних факторів. Разом з цим буде посилюватись роль антропогенного фактора, який вже сьогодні (за офіційною думкою) створив помітні зміни глобального клімату. Прогноз еволюції кліматичної системи є одною з найважливіших і найскладніших задач її дослідження. Через недостатній рівень наукових знань про ступінь та фізичні механізми впливу тих чи інших кліматоутворювальних факторів на кліматичну систему на різних масштабах часу, про взаємозв'язки між різними компонентами кліматичної системи у прогнозах щодо майбутніх змін стану глобальної кліматичної системи існує досить велика невизначеність.

Методологія нинішнього кліматичного прогнозу ґрунтується на уявленні про те, що сучасні зміни клімату багато в чому визначаються

антропогенними факторами. Тому кліматичний прогноз розвивається відповідно до сценаріїв майбутніх змін вмісту в атмосфері парникових газів і тропосферних аерозолів, різних забруднюючих агентів за рахунок розвитку енергетики, промисловості та землекористування. Ці сценарії по суті своїй представляють експертні оцінки, будуються на основі демографічних прогнозів, оцінок імовірного економічного зростання, темпів споживання викопного палива.

Через те, що зміни клімату залежать від багатьох чітко не визначених чинників, існує деяка невизначеність і в оцінках майбутніх змін клімату, пов'язаних з цими чинниками. Тому у науковій літературі віддають перевагу використанню терміна «проекція клімату», а не «прогноз клімату», таким чином підкреслюючи той факт, що результати моделювання залежать від вибраного сценарію і гіпотези, на якій базується цей сценарій.

Міжнародна група експертів по змінах клімату розробила довгострокові сценарії емісії парникових газів і аерозолів у XXI столітті, які опубліковано у Спеціальній доповіді про сценарії викидів у 2000 р. (сценарії SRES). Загальна кількість їх становить 40, і всі вони об'єднані у чотири основні сюжетні лінії – A1, A2, B1 та B2. Еволюція концентрацій різних парникових газів в атмосфері (CO_2 , CH_4 , N_2O тощо) протягом XXI століття визначалась за допомогою сучасних фотохімічних і вуглецевих моделей.

Сюжетна лінія і сценарне сімейство A1 описують майбутній світ таким, що характеризується найбільш швидким економічним зростанням, зростанням населення Землі, показники якого досягнуть пікових значень у середині XXI сторіччя з подальшим зменшенням, а також швидким впровадженням нових і більш ефективних технологій. Відбувається постійна інтеграція регіонів, утворення потенціалу і активізація культурних та соціальних взаємозв'язків при значному зменшенні регіональних розбіжностей у доходах на душу населення. При цьому можливі розбіжності у переважному використанні певних джерел енергії у майбутньому: A1F1 – значна частка викопних видів палива; A1T – невикопні (альтернативні) види топлива; A1B – рівновага між усіма видами. Так за сценарієм A1B до 2100 року концентрація основних парникових газів в атмосфері зросте порівняно з 1990 роком, взятим за базовий: CO_2 – у 2,03, CH_4 – у 1,16 і N_2O – у 1,21 рази.

За сценарієм A2 («найгірший сюжет» або «жорсткий») розвиток світу відбувається при збереженні місцевої самобутності і опори на власні природні ресурси, а також при постійному зростанні загальної чисельності населення у світі. Економічний розвиток має регіональну спрямованість, а економічне зростання у розрахунку на душу населення і технологічні зміни більш фрагментарні та відбуваються повільніше порівняно з іншими сюжетними лініями. У результаті такого розвитку очікується значне

зростання концентрації основних парникових газів в атмосфері. До 2100 року концентрації основних парникових газів в атмосфері збільшаться порівняно з 1990 р.: CO_2 у 2,42, CH_4 у 2,19 і N_2O у 1,45 разу.

Сюжетна лінія і сценарне сімейство В1 («найбільш оптимістичний сюжет» або «м'який») описують рух світу з приростом глобального населення таким же, як і за сценарієм А1, проте за швидких змін в економічних структурах у напрямку сервісної та інформаційної економіки зі зменшенням матеріальної інтенсивності і впровадженням екологічно чистих і ресурсозберігаючих технологій. Головна увага приділяється глобальним рішенням в інтересах економічної, соціальної і екологічної стійкості, але без додаткових ініціатив, пов'язаних з кліматом. До 2100 р. концентрація CO_2 і N_2O в атмосфері зросте порівняно з 1990 р. відповідно у 1,53 і 1,22 рази, а концентрація CH_4 зменшиться на 6%.

За сценарієм В2 світовий розвиток буде зосереджений на вирішенні локальних проблем економічної, соціальної і екологічної стійкості з населенням Землі, яке постійно збільшується, але є нижчим, ніж за сценарієм А2. Хоча цей сценарій орієнтований на охорону навколишнього середовища і рішення соціальних проблем, головна увага в ньому приділяється питанням регіонального розвитку. В2 близький до сучасного рівня розвитку, і прогностичне зростання емісії CO_2 в атмосферу приблизно відповідає його підвищенню в кінці ХХ сторіччя. У 2100 р. концентрація основних парникових газів збільшиться порівняно з базовим 1990 р.: CO_2 – у 1,76, CH_4 – у 1,75 і N_2O – у 1,18 разів.

До середини ХХІ століття розбіжності між сценаріями невеликі, у всякому разі, в середніх глобальних оцінках змін клімату, а до кінця століття очікується, що розбіжності між більш сильним потеплінням у разі реалізації сценарію А2 і рештою їх стануть значними.

У всіх згаданих сценаріях протягом перших десятиліть ХХІ століття глобальні викиди CO_2 в атмосферу будуть зростати.

На рис. 8.35 наведено розрахунки можливих змін концентрації вуглекислого газу лише за двома сценаріями: А2 – «жорсткий» сценарій і В1 – «найбільш оптимістичний». Згідно обох сценаріїв тенденція збільшення CO_2 продовжиться до 2100 року.

Взагалі всі сценарії SRES вказують, що концентрація CO_2 в атмосфері до 2100 р. може досягти 540-970 млн⁻¹, тобто його концентрація буде на 90-250% більшою, ніж у доіндустріальний час.

У цих сценаріях містяться й оцінки майбутніх викидів і концентрацій інших парникових газів (наприклад, N_2O і CH_4), а також викидів двоокису сірки (SO_2), через які в атмосфері утворюються сульфатні аерозолі, і їхнє зростання теж залежить від конкретного сценарію.

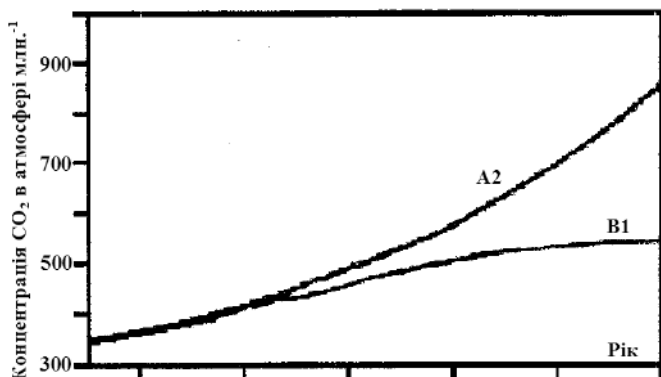


Рисунок 8.35 – Зміни вмісту вуглекислого газу в атмосфері за сценаріями викидів A2 і B1 (Climate Change, 2007)

Так, до 2100 р. концентрація CH₄ може змінитись від 190 до 1970 млрд⁻¹, N₂O – від 38 до 144 млрд⁻¹ тропосферного озону від 12 до 62% по відношенню до їхньої циркуляції у 2000 р. У всіх сценаріях викиди SO₂, на відміну від CO₂, сягають свого максимуму протягом першої половини XXI століття, а потім відбувається їх поступове зменшення завдяки політиці скорочення забруднення атмосфери у всіх індустріальних країнах. Внаслідок відносної недовговічності цих аерозолів в атмосфері зміни концентрації сульфату в атмосфері приблизно співпадають з часовими змінами викидів.

Частка CO₂ у сумарному радіаційному впливі протягом всього XXI ст. буде зростати від половини до двох третин.

Практично всі доступні модельні розрахунки змін клімату на XXI ст. виконано на основі сценаріїв SRES. За розрахунками різних сучасних глобальних моделей для набору сценаріїв МГЕЗК середня глобальна температура до 2100 року може підвищитись на 1,4-3,8 °C (рис. 8.36). На цьому ж рисунку наведено графік змін глобальної температури (СК₂₀₀₀) за умови збереження протягом XXI ст. концентрації парникових газів в атмосфері на рівні 2000 року.

Аналіз наведених розрахунків свідчить, що у наступні два десятиліття прогнозується підвищення середньої глобальної температури повітря біля земної поверхні зі швидкістю близько 0,2 °C за десятиліття незалежно від обраного сценарію викидів.

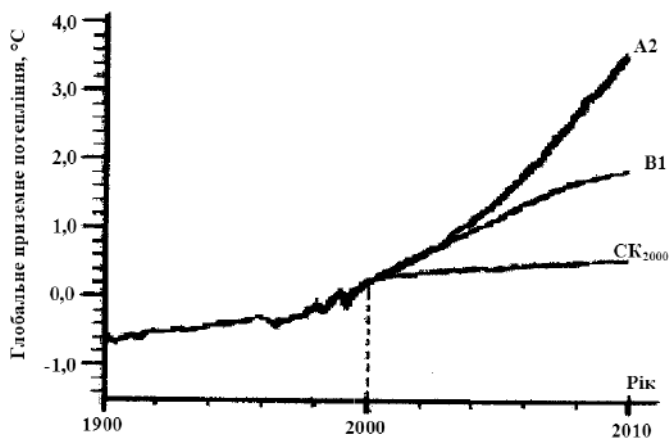


Рисунок 8.36 – Можливі зміни приземної глобальної температури повітря по відношенню до середніх значень 1980-1999 рр. для деяких сценаріїв змін викидів парникових газів (Climate Change, 2007)

Навіть при збереженні концентрації парникових газів на рівні 2000 р. у наступні два десятиліття потепління продовжуватиметься зі швидкістю приблизно 0,1 °C за десятиліття, головним чином, через повільну реакцію океанів. Але після 2030 р. проєкції глобальних температур почнуть суттєво залежати від сценарію викидів парникових газів.

З різним ступенем імовірності вчені прогнозують до кінця ХХІ ст. такі зміни у різних компонентах глобальної кліматичної системи:

- підвищення рівня моря на 20-70 см у порівнянні з рівнем 1990 р., що може призвести до затоплення значних територій, особливо у Південній та Південно-Східній Азії;
- зменшення площі льодяного покриву; арктичний полярний льодяний покрив наприкінці літнього сезону буде повністю зникати;
- зростання повторюваності екстремально високих температур, хвиль тепла та сильних опадів;
- зміщення до полюсів траєкторій переміщення позатропічних циклонів з подальшими змінами вітрового режиму, опадів та температури повітря;
- зростання кількості опадів у високих широтах та їх зменшення у деяких районах середніх широт та у субтропіках;
- підвищений ризик вимирання для майже 30% видів живих істот.

Звісно, для точних висновків необхідні довші ряди інструментальних спостережень за характеристиками стану складових земної кліматичної системи, які мають дозволити точно відділити природні кліматичні коливання від антропогенних змін. Наприклад, існують розрахунки, які свідчать, що зростання сонячної сталої на 2% та подвоєння концентрації CO₂ в атмосфері спричиняють практично однакові зміни у кліматичній системі.

Нарешті слід підкреслити, що зміни клімату Землі та їхні несприятливі наслідки є предметом загальної стурбованості людства, як зазначалось у Рамковій конвенції по змінах клімату (РКІК), відомій як Угода ООН по клімату, і ратифікованій більш ніж 180 країнами. «Кінцевою метою цієї Конвенції є стабілізація концентрації парникових газів в атмосфері на рівнях, які запобігли б небезпечному антропогенному впливу на кліматичну систему. Такі рівні мають бути досягнутими у строки, достатні для природної адаптації екосистем до змін клімату, для забезпечення стабільного виробництва продовольства і стійкого економічного розвитку».

У 1997 р. прийнято додатковий Кіотський протокол до РКІК, згідно з яким промислово розвинуті країни повинні обмежити викиди парникових газів до 2008-2012 рр. до певного рівня, при цьому цілі зниження викидів мають юридично обов'язковий характер. У середньому викиди всіх промислово розвинутих країн у цей період мають бути знижені на 5% порівняно з викидами 1990 р. У рамках Кіотського протоколу міститься риночний стимул до досягнення цілей зниження викидів, а саме: можливість торгівлі досягнутими скороченнями викидів та їх накопиченнями для використання у наступні періоди для тих країн, які виконали або навіть перевиконали свої зобов'язання.

Очевидно, що проблема зниження викидів парникових газів в атмосферу может бути вирішена лише в рамках міжнародного співробітництва, і робота в цьому напрямку триває.

Слід зазначити, що існують й інші думки відносно можливого розвитку кліматичної системи. Зростання середньої глобальної температури повітря в останні 100 років не було монотонним. Похолодання 1940-1960 рр., яке відбувалось вже в умовах збільшення концентрації вуглецю в атмосфері, не знаходить однозначного пояснення. Причини природних змін стану кліматичної системи ще недостатньо відомі, щоб відкинути можливість зниження температури у майбутньому.

Окрім очевидних міркувань, оснований на відомих даних про періодичне виникнення льодовикових періодів, у низці робіт розглядаються можливості похолодання вже у найближчому майбутньому. Зокрема розглядається можливість похолодання за рахунок забруднення атмосфери аерозолями і, відповідно, зростання відбиття сонячної радіації.

Не можна вважати до кінця встановленим той факт, що глобальне потепління, яке спостерігається, – результат антропогенного впливу. Це сукупність результатів дії багатьох факторів як внутрішніх, так і зовнішніх, і внесок антропогенного впливу може бути врахованим лише з деякою часткою невизначеності.

Запитання для самоперевірки до 8-го розділу

1. Поясніть відмінності між поняттями «мінливість», «зміни» та «коливання» клімату.
2. Охарактеризуйте зміни та коливання клімату у докембрії.
3. Охарактеризуйте зміни та коливання клімату у фанерозої.
4. Охарактеризуйте зміни та коливання клімату у плейстоцені.
5. Охарактеризуйте зміни та коливання клімату у голоцені та останні тисячу років.
6. Охарактеризуйте зміни клімату, які відбулись з кінця XIX до початку XXI століть.
7. Які природні причини призводять до змін та коливань клімату Землі?
8. Назвіть природні фактори, які впливають на клімат Землі.
9. Назвіть антропогенні фактори, які впливають на клімат Землі.
10. Як впливають на клімат зовнішні кліматоутворювальні фактори та якою є їхня динаміка за час існування Землі?
11. Охарактеризуйте зміни та коливання внутрішніх кліматоутворювальних факторів за час існування Землі.
12. Дайте визначення парникового ефекту та охарактеризуйте його вплив на історичні зміни клімату.
13. Як змінювався склад атмосфери через природні процеси та як це впливало на глобальні зміни клімату?
14. Дайте характеристику антропогенних змін клімату.
15. Як впливає на кліматичні процеси зміна характеру діяльної поверхні?
16. До яких наслідків призводить знищення тропічних лісів?
17. Охарактеризуйте вплив зовнішніх та внутрішніх кліматоутворювальних факторів на сучасне потепління за останньою оцінкою МГЕЗК.
18. Охарактеризуйте сценарії можливих змін клімату у XXI столітті.

ЛІТЕРАТУРА

1. Алисов Б.П., Дроздов О.А., Рубинштейн Е.С. Курс климатологии, ч. I и II. – Л.: Гидрометеиздат, 1952. – 488 с.
2. Барнетт. Роль океанов в глобальной климатической системе // Изменения климата: Сборник. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 209 с.
3. Бгатов В.И. История кислорода земной атмосферы. – М.: Наука, 1985. – 88 с.
4. Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. – СПб: Гидрометеиздат, 1992. – 247 с.
5. Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 352 с.
6. Букша І.Ф., Гожик П.Ф., Ємельянова Ж.Л., Трофимова І.В., Шерешевський А.І. Україна та глобальний парниковий ефект. Книга Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату // Видавництво Агентства з раціонального використання енергії та екології. – Київ: 1998. – С. 120-185.
7. Винников К.Я., Груза Г.В., Захаров В.Ф. и др. Современные изменения климата северного полушария // Метеорология и гидрология, – 1980. – № 6. – С. 5-17.
8. Волощук В.М., Бойченко С.Г., Степаненко С.М., Бортник С.Ю., Шищенко П.Г. Глобальне потепління і клімат України: регіональні екологічні та соціально-економічні аспекти. – К.: ВПЦ «Київський університет», 2002. – 117 с.
9. Волощук В.М. Основні закономірності сучасного потепління клімату на території України та його екологічні наслідки // Зб. праць "Україна та глобальні процеси: географічний вимір". – Київ-Луцьк. – 2000. – Т.3. – С. 202-208.
10. Врублевська О.О., Катеруша Г.П. Кліматологія. Конспект лекцій. – Одеса, 2011. – 140 с.
11. Врублевська О.О., Катеруша Г.П., Хоменко І.А. Астрономія. Конспект лекцій. – Одеса, 2010. – 140 с.
12. Второе национальное сообщение Украины по вопросам изменения климата. Подготовлено в рамках национального плана мероприятий по реализации положений Киотского протокола к Рамочной конвенции Организации Объединенных Наций об изменении климата, утвержденного Кабинетом Министров Украины от 18 августа 2005 г. № 346-р. – Киев, 2006. – 83 с.
13. Гончарова Л.Д., Серга Е.М., Школьный Є.П. Клімат і загальна циркуляція атмосфери. Навчальний посібник. – К.: КНТ, 2005. – 251 с.
14. Динамика климата / Под ред. С. Манабе. Пер. с англ. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 574 с.

15. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.А., Смекалова Л.К., Школьный Е.П. Климатология – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 568 с.
16. Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 288 с.
17. Израэль Ю.А., Груза Г.В., Катцов В.М., Мелешко В.П. Изменения глобального климата: Роль антропогенных воздействий // Метеорология и гидрология. – 2001. – №5. – С. 5-21.
18. Кислов А.В. Климат в прошлом, настоящем и будущем. – М.: МАИК «Наука/ Интерпериодика», 2001. – 351 с.
19. Клименко В.В., Климанов В.А. Климат Северного полушария в Средневековый оптимум // Докл. РАН. 2000. – Т. 371. – С. 539-543.
20. Матвеев Л.Т. Теория общей циркуляции атмосферы и климат Земли. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 295 с.
21. Метеорологія і кліматологія / За ред. С.М. Степаненка. – Одеса: ТЕС, 2008. – 533 с.
22. Монин А.С. История Земли. – Л.: «Наука», 1977. – 228 с.
23. Мониторинг общей циркуляции атмосферы. Северное полушарие.: Бюл., 1989 / Ред. Гучкалова В.С., Неушкина А.И. – Обнинск: ВНИИ гидрометеорол. инф. Миров, центр данных, 1990. – 92 с.
24. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской федерации. Том I. Изменения климата. М.: ВНИИГМИ МЦД, 2008. – 227 с.
25. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской федерации. Том II. Последствия изменений климата. – М.: ВНИИГМИ МЦД, 2008. – 288 с.
26. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. Пер. с англ. – Л.: Гидрометеиздат, 1973 – 615 с.
27. Полонский А.Б. Глобальное потепление, крупномасштабные процессы в системе океан-атмосфера, термохалинная катастрофа и их влияние на климат Атлантико-Европейского региона. – Севастополь: МГИ, 2008. – 45 с.
28. Полонский А.Б. Роль океана в изменениях климата. Монография. – Киев.: Думка, 2008. – 184 с.
29. Петросянц М.А., Гущина Д.Ю. Об определении явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья // Метеорология и гидрология. – 2002. – № 8. – С. 24-35.
30. Разуваев В.Н., Шаймарданов М.З. Меняющийся климат планеты // Россия в окружающем мире. Аналитический ежегодник. 2004. Отв. ред. Н.Н. Марфенин/. Под общ. ред.: Н.Н. Марфенина, С.А. Степанова. – М.: Модус_К – Этерна. – 2005. – С. 10-36.
31. Семенов Е.К. Грандиозные последствия далёкого Эль-Ниньо // Россия в окружающем мире. Аналитический ежегодник. – М.: Изд-во МНЭПУ. – 1999. – С. 197-213.

32. Сніжко С.І. Теорія і методи аналізу регіональних гідрохімічних систем. Монографія. – К.: Ніка-Центр, 2006. – 284 с.
33. Сорохтин О.Г. Эволюция и прогноз изменений глобального климата Земли. – М.-Ижевск: Институт компьютерных исследований; НИЦ «Регуляция и хаотическая динамика», 2006. – 88 с.
34. Степаненко С.М. Динаміка та моделювання клімату. Підручник. – Одеса. У друку.
35. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-200 рр.) / За ред. В.М. Ліпінського, В.І. Осадчого, В.М. Бабіченко. – Київ: Ніка-Центр, 2006. – 312 с.
36. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 568 с.
37. Хромов С. П., Петросянц М. А. Метеорология и климатология. – М.: Изд-во МГУ, 2006. – 581 с.
38. Школьный Е.П., Серга Э.Н., Хохолькова Е.А. Исследование откликов климатических характеристик на территории Украины на процессы в системе «атмосфера-океан» Северной Атлантики // Міжвідомчий науковий зб. України: Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2002. – Вип.46. – С. 13-24.
39. Aeberhardt M., Blatter M. Stoecker T.F. Variability on the century time scale and regime changes in a stochastically forced zonally averaged ocean-atmosphere model // Geophys. Res. Lett. – 2000. – Vol. 27. – P. 1303-1306.
40. Appenzeller C., Weiss A.K., Staehelin J. North Atlantic Oscillation modulates total ozone winter trends // Geophys. Res. Lett. – 2000. – Vol. 27 – 1131-1134.
41. Baldwin M.P., Dunkerton T.J. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes // Science. – 2000. – Vol. 294 – P. 581-584.
42. Black R.X. Stratospheric forcing of surface climate in the Arctic Oscillation // J. Clim. – 2002. – Vol. 15. – P. 268-277.
43. Bodri L., Cermak V. High frequency variability in recent climate and the north atlantic oscillation // Theor. Appl. Climatol. – 2003. – Vol. 74. – P. 33-40.
44. Boer G.J., Yu B. Climate sensitivity and response // Clim. Dyn. – 2003. – Vol. 20. – P. 415-429.
45. Claussen M. Late Quaternary vegetation – climate feedbacks. Climate of the Past. – 2009. – Vol. 5. – P. 203-216.
46. Climate Change 2001. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 2001. – 881 p.
47. Climate Change 2007 – The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC

Intergovernmental Panel on Climate Change – Cambridge University Press, 2007. – 994 p.

48. Dai A., Wigley T.M.L. Global patterns of ENSO-induced precipitation // *Geophys. Res. Lett.* – 2000. – Vol. 27. – P. 1283-1286.
49. Deser C. On the teleconnectivity of the "Arctic Oscillation" // *Geophys. Res. Lett.* – 2000. – Vol. 27. – P. 779-782.
50. Eckhardt S., Stohl A., Beirle S., Spichtinger N., James P., Forster C., Junker C., Wagner T., Platt U., Jennings S.G. The North Atlantic Oscillation controls air pollution transport to the Arctic // *Atmos. Chem. Phys.* – 2003. – Vol. 3. – P. 1769-1778.
51. Goosse, H. et al., (2009) Consistent past half-century trends in the atmosphere, the sea ice and the ocean at high southern latitudes.//*Climate Dynamics.* –Vol. 33. – P. 999-1016.
52. Hilmer M., Jung T. Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea ice export // *Geophys. Res. Lett.* – 2000. – Vol. 27. – P. 989-992.
53. Holton J.R., Haynes P.H., McIntyre M.E., Douglass A.R., Rood R.B., Pfister L. Stratosphere-troposphere exchange // *Rev. Geophys.* – 1995. – Vol. 33. – P. 403-439.
54. Knaff John A., Gray William M., Sheaffer John D. Evidence for an association between the stratosphere QBO and ENSO // 5th Conf. Clim. Var., Denver, Colo, Oct. 14-18, 1991/ Amer. Meteorol Soc. – Boston (Mass.), 1991. – P. 400-402.
55. Gulf Stream probed for early warnings of system failure // *Nature.* – 2004. V. – P. 769.
56. Jones P. D., Briffa K.R. Global surface air temperature variations during the 20th century: Part 1 – Spatial, temporal and seasonal details // *Holocene.* – 1992. – V. 1. – P. 165-179.
57. Levi, B.G., The Decreasing Arctic Ice Cover // *Physics Today.* – 2000. – N 1. – P. 19-20.
58. Mann M.E., Bradley R.S., Hughes M.K. Northern hemisphere temperatures during the past millennium: . Inferences, uncertainties, and limitations // *Geophysical Research Letters.* – 1999. – V.26. – P. 759-762.
59. Mann M. E., Bradley R.S., Hughes M.K. Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries // *Nature.* – 1998. – V.392 (6678). – P. 779-787.
60. Rasmusson Eugen M. Intraseasonal and interannual climate variability // *Clim. Change.* – 1990. – vol. 16, N 2. – P. 153-171.
61. Rodbell D.T., Seltzer D.M., Anderson M.B. et al. A high-resolution – 15 000-yr record of El Nino-driver alleviation in Southwestern Ecuador // *Science.* – 1999. – V. 283. – P. 516-520.
62. Ruddiman W.F. Earth's climate: past and future. – New York: W.H. Freeman, 2001. – 465 p.

63. Saito K., Yasunari T., Cohen J. Changes in the sub-decadal covariability between Northern Hemisphere snow cover and the general circulation of the atmosphere // *Int. J. Climatol.* – 2004. – Vol. 24. – P. 33-44.
64. Sandweiss D.H., Richardson J.B., Reitz E.J. et al. Geoarchaeological evidence from Peru for a 5000 years BP onset of El Nino // *Science.* – 1996. – V. 273. – P. 1531-1533.
65. Shepherd Andrew, Wingham Duncan. Recent Sea-Level Contributions of the Antarctic and Greenland Ice Sheets // *Science.* – 2007. – V. 315. – P. 1529-1532.
66. The Global Climate System Review. June 1996 – December 2001. WMO. – 2003. – № 950. – 144 p.
67. Venne David E., Dartt Denis G. An examination of possible solar cycle-OBO effects in the Northern Hemisphere troposphere// *J. Clim.* – 1990. – vol. 3, N 2. – P. 272-281.
68. Zachos, J.C, Dickens G.R., Zeebe, R.E., (2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature* v.451, p.279–283.
69. Zachos, J., Pagani, M.N., Sloan, L., Thomas, E. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present.//*Science.* – 2001. – V. 292. – P. 686-693.
70. (<http://www.nsidc.org>)
71. (http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/global_history.html)
72. ([Temperatures.ru](http://temperatures.ru))
73. (polit.ru)
74. (<http://planeta.moy.su>)
75. (www.priroda.su)
76. ([Millennium Ecosystem Assessment](http://www.millenniumecosystemassessment.org))
77. ([//www.pnas.org/content/early](http://www.pnas.org/content/early)).

ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК

А

Аерозоль – 318
Альbedo поверхні – 38
 океану – 38
 суші – 38
 льоду – 38
Амплітуда – 68
 річна – 70
 добова – 73
Аномалії температури повітря – 74
Антарктична придонна водна маса (AABW) – 200
Антипасат – 156
Антициклон – 97
 субтропічний – 102
 рухомий – 97
Апвеллінг – 195

Б

Біосфера – 16

В

Вісь Воєйкова – 184
Вибухові потепління у стратосфері – 138
Випаровування – 53
 витрати тепла – 53
Випромінювання –
 ефективне – 43
 підстильної поверхні – 43
Висотна фронтальна зона (ВФЗ) – 95, 136
Від'ємна в'язкість в океані – 198
Водний баланс – 218
 складові – 218
Вологообіг – 14, 217
Вологовміст атмосфери – 227

горизонтальний перенос
вологи – 228
ефективний перенос вологи – 230
коефіцієнт
 вологовикористання – 228, 230
 коефіцієнт вологообігу – 231
Вулканічна активність – 291, 303

Г

Геохронологічна шкала – 260
 фанерозою – 263
 докембрію – 260
Гірська кліматологія – 80
Глибинна океанська конвекція – 199

Д

Далекі зв'язки – 202
Далекодючі низькочастотні коливання – 202
Даунвеллінг – 195

Е

Екваторіальна улоговина (ЕУ) – 102
Екцентриситет орбіти Землі – 19, 296
Енергоактивні зони океану (ЕЗО) – 95, 190

З

Загальна циркуляція атмосфери – 14, 91
Зміни клімату у давні ери
 докембрій – 259
 фанерозой – 262

палеозой – 262
 мезозой – 265
 кайнозой – 265
 Зона затишшя – 108
 Зона західних вітрів – 92
 Зона конвергенції –
 внутрішня –
 внутрішньотропічна – 150,
 152
 зовнішня –
 Зсув Екмана – 194

I

Ізолінії –
 ізономали – 75
 ізобари – 102
 ізогіпси – 67
 ізотерми – 67, 95
 термоізономали – 76
 Індекс континентальності – 73
 Горчинського – 74
 Хромова – 73
 Россбі – 209
 Індикатори кліматичної
 мінливості – 203
 Інсоляція – 24

K

Карти
 абсолютної топографії – 80
 відносної топографії – 79
 ізономал – 74
 ізотерм – 109
 Квазіоднорідний шар в океані –
 190
 «Кінські широти» – 94, 108
 Кіотський протокол – 331
 Класифікація кліматів – 234
 Алісова – 243

Берга – 238
 Будико і Григор'єва – 247
 Кеппена – 235

Клімат – 14
 антропогенні зміни – 310
 глобальний – 15
 зміни – 257
 класифікація – 234
 коливання – 257
 континентальний – 68
 локальний – 14
 макроклімат – 249
 мезоклімат – 249
 мінливість – 257
 місцевий – 14, 249
 мікроклімат – 249
 океанічний (морський) – 68
 проекція – 327
 регіональний – 14
 Кліматична система – 15
 складові – 15
 внутрішня – 19, 20
 Кліматичні сигнали – 202, 203
 Кліматологічні фронти
 арктичний (антарктичний) –
 149
 пасатний – 149
 полярний (помірних широт)
 – 149
 тропічний – 149
 Кліматоутворювальні фактори –
 18
 астрономічні – 18
 внутрішні – 18
 геофізичні – 18
 зовнішні – 18
 Комірка «Фарреля» – 93
 Комірка «Хедлі» – 92
 «Конвеєр» Брокера – 200

Кріосфера – 16

Л

Літня термічна депресія – 104

Літосфера – 16

М

Масова солоність – 188

Малий кліматичний оптимум – 278

Меандри – 197

Метеорологічна «бомба» – 210

Мінімум Маундера – 294

Місцеві вітри –

бризи – 254

бора – 87

гірсько-долинний – 87

льодовикові – 87

схилів – 87

стокові – 87

фьон – 87

Мусон – 159

О

Опади

передсходження – 86

«дощова тінь» – 86

Орографічний вплив – 86

«Острів тепла» – 251

П

Палеокліматологія – 258

Парниковий ефект – 43, 311

Парникові гази – 306, 311

Пасат – 155

Пасатна інверсія – 157

Переважаючий режим циркуляції атмосфери – 210

Період прецесії – 298

«Петля» Брокера – 200

Північноатлантична глибоководна маса (NADW) – 200

Планетарна висотно-фронтальна зона (ПВФЗ) – 141

Погода – 14

Полюс холоду – 66

Потік тепла –

прихованого – 51

турбулентного – 51

явного – 51

Прецесія земної осі – 19, 297

Проект КЛІМАП – 271

Р

Радіаційний баланс – 43

атмосфери – 49

океану – 45

підстильної поверхні – 44

системи земля-атмосфера – 50

суші – 45

Ринги в океані – 196-198

Рівняння –

водного балансу – 219

радіаційного балансу – 43

теплого балансу – 51

Річний хід –

опадів – 153, 222

температури повітря – 72

типи – 70, 223

С

Світність Сонця – 18, 293

Солярний клімат – 33

Сонячна активність – 291, 293

Сонячна радіація –

відбита – 38

поглинута – 42

пряма – 35
розсіяна – 35
сумарна – 35
Сила баричного градієнту – 78,
92, 107
Струминна течія – 140
Сценарії можливих змін клімату –
327

Т

Тектонічна активність – 300
Теорія
 Міланковича – 296
«Теплова машина» –
 першого роду – 92
 другого роду – 92
Тепловий баланс – 51
 підстильної поверхні – 51
 системи земля-атмосфера –
 58
Теплообмін – 56
 у ґрунті – 56
 в океані – 56
 конвективний – 62
 турбулентний – 55, 62
Термічний екватор – 65
Термоізономали – 74
Термохалінна циркуляція (ТХЦ) –
199

Х

Хвильові переміщення повітря –
92
Хвилі Россбі в океані – 197

Ц

Центри дії атмосфери – 101, 102
 сезонні – 102
 сталі – 102

Цикли Міланковича – 296
Циклони –
 рухомі – 95
 тропічні – 171
 позатропічні –
Циклонічна діяльність – 98
Циклонічні ринги Гольфстріму –
198
Циркуляція – 92
 зональна – 92, 94
 меридіональна – 93, 94
 місцева – 93, 94
 мусонна – 92, 94
 пасатна – 92, 94
Циркумполярна глибоководна
маса (CDW) – 200
Циркумполярний вихор – 130
 антициклонічний – 130
 циклонічний – 130

Ч

Числа Вольфа – 293

Ш

Шар перемішування в океані –
190
Шар сезонного термокліну в
океані – 190
Широти –
 «кінські» – 94, 108
 «сорокові ревучі» – 108

АВТОРСЬКИЙ ПОКАЖЧИК

А

Алісов – 14, 234, 243

Б

Бардін – 215
Бгатов – 308
Берг – 234, 238
Берлянд – 36
Б'єркнес – 205
Блісс – 209, 211
Брокер – 200
Будико – 226, 231, 247, 277
Бурцев – 226

В

Вегенер – 202, 302
Восійков – 21, 160, 234
Володін – 315

Г

Гайгер – 249
Геродот – 9
Гіппарх – 9
Гольцберг – 249
Горчинський – 74
Грей – 172
Григор'єв – 234, 247
Григор'єва – 233
Гутерман – 226
Гумбольдт – 10, 14

Д

Дове – 10
Докучаєв – 234
Дроздов – 14, 86, 226, 230, 233, 249

Є

Єфімова – 322

Ж

Жарро – 285

І

Ізраель – 311, 314, 316, 319,
Іогансон – 73

К

Кашин – 226
Кеппен – 234, 235
Кислов – 309
Клименко – 295
Конрад – 73
Кузнецова – 324

Л

Лебедєв – 85
Логінов – 304

М

Міланкович – 28, 296, 298
Монін – 15, 301

Н

Нестеров – 210
Ньювольт – 158

О

Обухов – 290
Оке – 252

П

Пальмен – 116
Погосян – 226
Полонський – 209, 215
Птоломей – 9

Р

Рамідж – 145
Романова – 249
Россбі – 92, 192, 203
Рубінштейн – 14

С
Сапожникова – 249
Семенов – 312
Сорохтін – 300

Т
Тренберт – 205
У
Уолкер – 203, 204, 205, 209

Ф
Федоров – 205
Флон – 160

Х
Хромов – 73, 150, 152, 156, 159,
160, 179, 249

Ц
Ценкер – 73

Ш
Шеферд – 279
Шулейкин – 92

В
Bacon – 215
Barston – 203
Bell – 206
Berger – 298
Bliss – 209, 211

С
Camp – 290

Е
Enfield – 214

F
Fu – 206

G
Gulian – 207
Goose – 274

H
Hare – 213

J
Jansen – 280

L
Livezey – 203

M
Madden – 207
Mantua – 213
Mestas – Nunez – 214
Minobble – 213

S
Sarafanov – 211

T
Thompson – 212
Trenberth – 213
Tung – 290

W
Walker – 209, 211
Wallace – 212
Wyrtri – 207

Z
Zachos – 266

Навчальне видання

ВРУБЛЕВСЬКА Олександра Олександрівна
КАТЕРУША Галина Павлівна
ГОНЧАРОВА Людмила Дмитрівна

КЛІМАТОЛОГІЯ

Підручник

Науковий редактор:
д. т. н., професор **Є. П. Школьний**

Надруковано в авторській редакції з готового оригінал-макета

Підписано до друку 30.05.2013. Формат 60x84/16. Папір офсетний.
Гарнітура «Таймс». Друк офсетний. Ум. друк. арк. 20,00.
Тираж 200 прим. Вид. № 8. Зам. № 98.

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

Друкарня видавництва «Екологія»
65045, м. Одеса, вул. Базарна, 106, к. 313
Тел.: (0482) 33-07-18, 37-07-95, 37-15-27
www.fotoalbom-odessa.com

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК № 1873 від 20.07.2004 р.