О. О. ВРУБЛЕВСЬКА, Г. П. КАТЕРУША

КЛІМАТОЛОГІЯ

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ, НАУКИ, МОЛОДІ І СПОРТУ УКРАЇНИ

ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

О. О. Врублевська, Г. П. Катеруша

КЛІМАТОЛОГІЯ

Конспект лекцій

О д е с а
2011

ББК 26.234.7
В 83
УДК 551.58

Друкується за рішенням Вченої ради Одеського державного екологічного університету (протокол №___8_ від __28. 10. 2010 р.).

Врублевська О. О., Катеруша Г.П.
Кліматологія: Конспект лекцій. –Одеса: Вид-во "ТЭС", 2011. – 140 с.

Конспект лекцій призначений для студентів гідрометеорологічного напрямку навчання (всіх спеціалізацій). У ньому надано сучасні поняття і положення про клімат та кліматичну систему. Детально розглянуто основні фактори кліматоутворення, процеси формування теплового режиму кліматичної системи і взаємозв'яки між її окремими ланками.

Надано основні положення теорії класифікації клімату і просторовий розподіл кліматів згідно різних класифікацій.

Значну увагу приділено проблемі змін клімату Землі.

© Одеський державний
екологічний університет, 2011

ЗМІСТ

Передмова 5
Вступ 6
1 Кліматична система і кліматоутворювальні фактори…….....10
1.1 Поняття про клімат і кліматичну систему…… …10
1.2 Кліматоутворювальні фактори……..…13
2 Радіаційний та тепловий режим кліматичної системи..... 16
2.1 Надходження сонячної енергії до верхньої межі атмосфери.....16
2.2 Послаблення сонячної радіації в атмосфері Землі……....21
2.3 Сумарна і поглинута радіація…….....23
2.4 Радіаційний баланс підстильної поверхні……. …26
2.5 Радіаційний баланс атмосфери…….. …30
2.6 Радіаційний баланс системи Земля – атмосфера……. ….30
2.7 Тепловий баланс підстильної поверхні 31
2.7.1 Витрати тепла на випаровування…..... 33
2.7.2 Турбулентний потік тепла.....34
2.7.3 Теплообмін у грунті й океані……36
2.8 Тепловий баланс системи Земля – атмосфера..... 37
3 Підстильна поверхня та її кліматоутворювальне значення…… …39
3.1 Вплив океанів і материків на клімат.....…39
3.1.1 Розподіл температури повітря над океанами і континентами……..... …40
3.1.2 Розподіл атмосферного тиску над океанами і континентами……..……..... 50
3.2 Вплив морських (океанічних) течій на клімат…… 52
3.3 Вплив рельєфу на клімат…… 55
4 Загальна циркуляція атмосфери та її кліматоутворювальна роль 58
4.1 Загальні відомості про атмосферну циркуляцію 58
4.2 Розподіл атмосферного тиску та вітру біля земної поверхні 61
4.2.1 Розподіл атмосферного тиску біля поверхні Землі……..……..... 61
4.2.2 Розподіл вітру біля земної поверхні 67
4.3 Типи повітряних мас і кліматологічні фронти, їх положення та кліматоутворювальна роль…… 68
4.3.1 Географічні типи повітряних мас ……..... 68
4.3.2 Кліматологічні фронти ……..... 70
4.4 Особливості атмосферної циркуляції у тропіках……. 75
4.4.1 Пасати і їх кліматоутворювальна роль..... 75
4.4.2 Мусони і їх кліматоутворювальна роль..... 78
4.4.3 Внутришньотропічна зона конвергенціїї…… 84
4.4.4 Тропічні циклони……..…… 85

4.5 Особливості атмосферної циркуляції у позатропічних широтах …… 89
4.6 Взаємодія між атмосферою і океаном …… 92
5 Вологообіг та його вплив на клімат…… 95
5.1 Поняття про вологообіг…….. 95
5.2 Водний баланс Землі та його складові..... 96
5.2.1 Рівняння водного балансу Землі 96
5.2.2 Географічний розподіл складових водного балансу…. 97
5.3 Вологообіг в атмосфері над обмеженою ділянкою земної поверхні і його основні характеристики…..... 100
5.3.1 Вологовміст атмосфери…… 102
5.3.2 Горизонтальний перенос вологи, швидкість ефективного переносу і коефіцієнт вологовикористання…… 104
5.3.3 Коефіцієнт вологообігу…… 105
6 Класифікація кліматів……..... 108
6.1 Поняття про класифікацію кліматів..... 108
6.2 Класифікація Кеппена……..... 108
6.3 Класифікація Л.С. Берга…… 111
6.4 Класифікація Б.П.Алісова…….. 115
7 Мезо- та мікроклімат..... 119
7.1 Поняття про мезо- та мікроклімат..... 119
7.2 Мезоклімат міста……..... 121
7.3 Мікроклімат водойм і узбережних територій…….. 123
7.4 Роль рельєфу в формуванні мезо- і мікроклімату…….. 124
8 Зміни і коливання клімату……. 126
8.1 Поняття про зміни та коливання клімату 126
8.2 Зміни та коливання клімату в історії Землі..... 127
8.3 Зміни клімату у голоцені та у сучасну епоху……..... 129
8.4 Причини змін та коливань клімату…… 133
8.4.1 Зміни та коливання кліматоутворювальних факторів……..... 133
8.4.2 Зміни та коливання внутрішніх кліматоутворювальних факторів..... 135
8.4.3 Парниковий ефект…… 136
Література 140

ПЕРЕДМОВА

Дисципліна «Кліматологія» є складовою частиною державного стандарту вищої освіти на рівні бакалавра. Вона належить до нормативних дисциплін (цикл В) і є обов'язковою в освітньо-професійній підготовці студентів напряму гідрометеорологія.

Курс "Кліматологія" складається з двох розділів: «Кліматологічна обробка гідрометеорологічних даних» і «Загальна (фізична) кліматологія». Конспект лекцій присвячено другому розділу, в якому викладаються основні положення вчення про клімат. Предметом вивчення кліматології є фактори, які формують глобальний клімат Земної кулі і його регіональні прояви, та процеси взаємодії між ними. Такими факторами є астрономічні чинники і складний комплекс фізико-географічних умов. Процеси взаємодії між цими факторами виникають, головним чином, через сонячну радіацію, яка зумовлює перенесення повітря і його трансформацію внаслідок обміну теплом і вологою з поверхнею суші і океану. Таким чином, у курсі викладаються основні закономірності формування клімату, просторовий розподіл основних його показників, класифікація кліматів. Значну увагу приділено результатам досліджень змін та коливань клімату, які виникають як природним шляхом, так і під впливом людини.

Метою дисципліни є формування у студентів теоретичних знань та практичних навичок, необхідних для якісного кліматологічного поточного обслуговування споживачів та організацій України. Майбутній фахівець має опанувати найважливіші результати наукових досліджень в галузі формування, змін та коливань клімату з метою надання рекомендацій, необхідних для коректного їх врахування при прогнозуванні і плануванні сталого розвитку окремих регіонів.

Після вивчення цього розділу студент має засвоїти такі базові знання та вміння:

Знати: фізичну суть процесів і чинників кліматоутворення; енергетичні взаємодії між ланками кліматичної системи; роль підстильної поверхні та загальної циркуляції атмосфери у формуванні клімату; просторовий розподіл складових радіаційного, теплового і водного балансу; принципи класифікації кліматів Землі; особливості змін та коливань клімату.

Вміти: пояснити причини кліматичних розбіжностей на Земній кулі та основні закономірності формування клімату окремих регіонів; визначити багаторічні значення основних складових радіаційного і теплового балансу непрямим методом; розрахувати основні показники вологообігу в атмосфері; пояснити основні причини, які призводять до змін і коливань клімату Землі.

Конспект лекцій відповідає робочій програмі і складено на основі використання значної кількості першоджерел.

ВСТУП

Кліматологія – наука про клімат, закономірності його формування та географічного розподілу. Вона належить до системи метеорологічних наук, які вивчають процеси, що відбуваються в атмосфері, океані та 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 вивчення розподілу 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**.**

Перші висловлювання про клімат різних країн можна знайти в працях давньогрецьких вчених, істориків, філософів, географів, наприклад, у Геродота (484-425 рр. до н.е.) у п'ятому столітті до нашої ери. 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 Птоломеєм у II столітті 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, а слово «клімат» увійшло у мови всіх народів світу.

Цей доінструментальний період в кліматології названо «*астрономічним*» через те, що в ньому переважало уявлення про астрономічні причини формування клімату. Однак, вже у XVII-XVIII ст., які характеризувались розвитком мандрівництва та мореплавства, набули розвитку такі науки, як географія, фізика і 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 (1613 р.) та барометра (1665 р.), 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 в 1721 р. (за наказом Петра 1 від 8 квітня 1721 р.), а регулярними вони стали з 1725р. на базі Російської Академії Наук. Перші інструментальні метеорологічні спостереження в Україні було проведено в Харкові (1738 – 1741 рр.). На початку XIX сторіччя в Україні з'являються аматорські метеорологічні станції – в Києві (1804 р.), Бердичеві (1821 р.), Полтаві (1824 р.). Першу метеорологічну обсерваторію засновано в 1836 р. в м. Луганську. В Одесі регулярні метеорологічні дослідження розпочались у 1865 році під керівництвом професора Лап шина В.І. з Новоросійського університету.

Для узагальнення результатів вже накопичених інструментальних спостережень кліматологія XIX ст. взяла на озброєння вчення бельгійського математика А.Кетле про *середню* величину, яке завоювало широку популярність в цей період. Цей етап розвитку кліматології називають *статистичним*. До середини XX ст. вивчення клімату Землі базувалось на розрахунку середніх. 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 р. 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'явились 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 ст. вніс видатний російський кліматолог О.І. Воєйков.

Кліматологія XX ст. 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 фактора. Через це виникла необхідність оцінки та врахування цього фактора при прогнозі змін клімату і

встановлення того, як вони можуть вплинути на життєдіяльність людини, а також розробки відповідних природоохоронних заходів. Проте, зазначимо, що досі відсутня фізично обгрунтована 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 р. 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 (антропогенну) діяльність людини і вже сьогодні захищати клімат як життєво важливий ресурс для майбутніх поколінь.

У 1976 р. 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, Всесвітня метеорологічна організація ВМО створила Всесвітню службу погоди (ВСП). Для збору, збереження і обробки гідрометеорологічної інформації існують *Світові метеорологічні центри*, які розташовані в Москві (східна півкуля), Вашингтоні (західна півкуля) і Мельбурні (південна півкуля) . Крім того працює низка регіональних і національних центрів.

Починаючи з 1956 року, за ініціативою ВМО проводяться 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. Вернадського) 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-континент і оцінка ролі світового океану у формуванні клімату.

У 1979 р. 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, 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.

Через це в ній склались і набули розвитку різні напрямки і розділи. Як дисципліна вона зазвичай поділяється на загальну (фізичну) кліматологію, кліматографію, аерокліматологію, мікрокліматологію.

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

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

Мікрокліматологія вивчає місцеві особливості клімату, які формуються під впливом орографічних 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 напрямки 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 (кількісна характеристика клімату), необхідних як в науковій праці, так і для обслуговування різних сфер (галузей) життєдіяльності людини.

1 КЛІМАТИЧНА СИСТЕМА І КЛІМАТОУТВОРЮВАЛЬНІ ФАКТОРИ

1.1 Поняття про клімат і кліматичну систему

Об'єктом дослідження кліматології є клімат. Правильне поняття про клімат та причини його різноманітності складалось поступово по мірі розвитку у людини загальних уявлень про навколишній світ та фізичні процеси, які в ньому відбуваються.

До XIX ст., як вже згадувалось, 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, атмосферного тиску, опадів, вітру тощо) сформульовано голландським дослідником О.Гумбольдтом у 1831 р. в книзі «Космос». Воно проіснувало майже до середини XX ст.. На сьогодні відомо більше п'ятидесяти 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 позицій 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. 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 дозволить встановити 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 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 процесів, які відбуваються в атмосфері, океані, на поверхні суші і в льодяному покриві Земної кулі в цілому. В той же час він є наслідком цих взаємодій. 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 р. (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 – кріосфера». У наведеному визначенні звичайне уявлення про клімат стає вченням про локальні клімати, які у фізико-математичній теорії являють собою поодинокі прояви глобального клімату. Цей стан оцінюється набором глобальних полів метеорологічних величин, тобто низки характеристик атмосферного повітря, водної поверхні, поверхні землі і верхнього шару грунту і визначає гідрометеорологічний стан планетарного масштабу. Просторово-часові зміни цього стану мають статистичну природу. Тому опис клімату проводиться за допомогою деяких статистичних характеристик, отриманих в результаті операції осереднення. Період осереднення вибирається таким чином, щоб середні значення характеристик гідрометеорологічного стану були «сталими», тобто не змінювалися у 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 в більш розгорнутому вигляді – це атмосфера, гідросфера, літосфера, кріосфера і біосфера. Вони суттєво різняться за своїми фізичними властивостями, що 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 $3{,}82 \cdot 10^{12}$ км^3. Маса повітря у ньому становить $5{,}2 \cdot 10^{18}$ кг.

Гідросфера. Основну частину гідросфери складають води Світового океану (97,2%). Вона має об’єм $1{,}37 \cdot 10^9$ км^3 і масу $1{,}43 \cdot 10^{21}$ кг. Отже, маса гідросфери у 275 разів більша ніж маса атмосфери, а об’єм 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 ряду параметрів атмосфери на багато більші, ніж гідросфери. Так, середня швидкість вітру біля земної поверхні становить кілька метрів за секунду, у вільній атмосфері може сягати 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 $24 \cdot 10^6$ км^3 , а площа, яку вона займає, у середньому становить 10% земної поверхні, тобто майже $59 \cdot 10^6$ км^2 (за даними ШСЗ). Загальна площа, яка припадає на льодовики, дорівнює $16 \cdot 10^6$ км^2, і розподілені вони по земній поверхні нерівномірно. Основна маса їх (90%) припадає на Антарктиду, на Арктику лише 8% , а на гірські райони континентів – 2% . Морська крига сягає площі $26 \cdot 10^6$ км^2. 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 грунтоутворення, вітрова і водна ерозія тощо. Проте, завдяки діяльності людини, а саме: обробка грунтів при сільськогосподарському виробництві, їх зволоження або висушування при проведенні меліоративних заходів, деякі властивості діяльного шару (теплопровідність, відбивальна здатність) можуть змінюватись достатньо швидко.

Біосфера, тобто 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 звідси умови вологообміну між океанами і континентами. Втручання людини в навколишнє середовище через сільськогосподарську діяльність і, особливо в результаті вирубки тропічних лісів, яке інтенсивно відбувалось в другій половині двадцятого століття, безперервно змінює межі рослинного

покриву і призводить, до запустелювання (як це мало місце в деяких районах Африки і Азії).

Складові кліматичної системи перебувають у взаємозв'язку і складній взаємодії, яка характеризується 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, з тропічних широт у високі переносяться маси теплої води. 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 і 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 системи. З іншого боку, біосфера істотно впливає на стан кліматичної 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.

Зворотний 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, призведе до підвищення об'єму енергії, яку поглинає поверхня Землі. Це може знову призвести до підвищення температури повітря і, од же, до більш активного танення – такий приклад позитивного зворотного зв'язку.

Приклад негативного зворотного зв'язку: посилення хмарності, що може бути спричинено більш високими температурами, зменшить, наприклад, інтенсивність сонячної радіації, що досягає земної поверхні і, як наслідок, 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, як ми бачимо, і взаємодією між її складовими.

Фізичні механізми, які визначають зовнішній вплив на кліматичну систему, а також основні взаємодії між її ланками, називають кліматоутворювальними факторами.

Усю 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 і геофізичні.

До астрономічних факторів належать: світність Сонця, положення орбіти Землі в Сонячній системі і характеристики орбітального руху Землі, нахил її осі до площини орбіти і 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 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 й океану, структура їхнього діяльного шару, рельєф поверхні суші.

Питання про те, чи мають зовнішні астрономічні і геофізичні кліматоутворювальні фактори деякі постійні властивості фізичних систем, чи вони змінюються з 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 із періодом існування Землі як планети.

Відомо, що параметри орбіти Землі істотно змінюються із 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 кута 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 в північній і південній півкулі 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 океану, зміни властивостей підстильної поверхні. Останнє відбувалося завдяки тектонічній активності, яка, в свою чергу, призводила до зміни 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 описувати складна система рівнянь динаміки, яка характеризує зміни в часі і просторі змінних параметрів всіх складових кліматичної системи (повна кліматична система).

Рівень наших знань поки що не дає можливості виконати такий повний опис кліматичної системи. Тому при виконанні цієї задачі вводять низку фізично обгрунтованих 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.

2 РАДІАЦІЙНИЙ ТА ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ КЛІМАТИЧНОЇ СИСТЕМИ

Сонячній радіації, цьому практично єдиному джерелу променистої енергії, належить найголовніша роль у формуванні процесів і явищ, які відбуваються на поверхні землі і в атмосфері. І нерівномірний розподіл сонячної енергії по земній поверхні та відмінності в надходженні її до окремих районів зумовлює, 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 трудах видатного кліматолога і географа О.І.Воєйкова. 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 можливості розв'язання наведених проблем розглянемо характер розподілу сонячної енергії на верхній межі атмосфери і 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. Її кількість, яка надходить до верхньої межі атмосфери, прийнято характеризувати *сонячною сталою* I_o, яка дорівнює 1,37 кВт/м^2, що відповідає повній потужності випромінювання Сонця $3{,}9\cdot10^{23}$ кВт.

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

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

де R – відносна відстань між Землею і Сонцем, яка визначається як відношення фактичної відстані r до середньої r_o.

Відстань між Землею і Сонцем протягом року змінюється від 147 млн. км (4 січня) до 152 млн. км (3 липня).

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

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

Висота Сонця в свою чергу є функцією широти місцевості φ, схилення Сонця δ (тобто пори року) і годинного кута τ (тобто часу доби). Тут ·

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

де $\tau = \frac{2\pi}{\Pi} t$ - 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).
З врахуванням (2.3) формула (2.2) набирає вигляду:

$$I = \frac{I_0}{R^2} \left(\sin\varphi \cdot \sin\delta + \cos\varphi \cdot \cos\delta \cdot \cos\frac{2\pi}{\Pi} t \right) . \qquad (2.4)$$

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. Вона становить:

$$Q = \int_{-t_0}^{t_0} I \, dt , \qquad (2.5)$$

де $-t_o$ і t_o – моменти сходу і заходу Сонця, які визначаються з умови $h_{\odot} = 0^{o}$. 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

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

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

Підставимо останній вираз для I (2.4) у (2.5)

$$Q = I_0 \int_{-t_0}^{t_0} \left(\sin\varphi \cdot \sin\delta + \cos\varphi \cdot \cos\delta \cdot \cos\frac{2\pi}{\Pi} t \right) \frac{dt}{R^2}. \qquad (2.6)$$

Запишемо результат інтегрування останнього виразу:

$$Q = \frac{2I_0}{R^2} \left[t_0 \sin\varphi \cdot \sin\delta + \frac{\Pi}{2\pi} \cos\varphi \cdot \cos\delta \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{\Pi} t_0 \right) \right]. \qquad (2.7)$$

Ця формула ще раз показує, що добова інсоляція на верхній межі атмосфери визначається широтою місця φ, порою року (схилення Сонця δ) і часом доби (годинний кут τ), а також відносною відстанню між Землею і Сонцем.

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

Для широтного розподілу добових значень інсоляції характерне наступне. У *дні рівнодень*, коли на всій Земній кулі день дорівнює ночі, розподіл інсоляції залежить тільки від висоти Сонця, тобто від широти місця. Тому спостерігається симетричний її розподіл відносно екватора, на якому висота Сонця в полудень сягає 90 ^{o} і має місце максимум добової інсоляції (37,70 МДж/м^2), з поступовим зменшенням 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).

Таблиця 2.1 – Добова інсоляція (МДж/м^2) при I_o = 1,37 кВт/м^2

Дні року	Широта, φ^{o}									
	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

Інший характер розподілу добової інсоляції *в дні сонцестоянь*. В ці дні найбільша кількість радіації надходить на *полюс літньої півкулі*, тобто

в день літнього сонцестояння на північний полюс, а в день зимового сонцестояння – на південний полюс. Цей максимум формується (навіть при незначній висоті Сонця, яка дорівнює 23,5°) за рахунок тривалості літнього дня, який продовжується 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 відповідно в північній і південній півкулях). На екваторі в ці дні вона становить лише 33 МДж/м^2 22 червня і 36 МДж/м^2 22 грудня (взимку Земля розташована до Сонця ближче, ніж влітку, тому на всіх широтах південної півкулі 22 грудня значення інсоляції більші, ніж 22 червня в північній півкулі). Таким чином, в дні сонцестоянь літній полюс отримує сонячної енергії в 1,4 разу більше ніж екватор. Широтний розподіл інсоляції представлено на рис. 2.1.

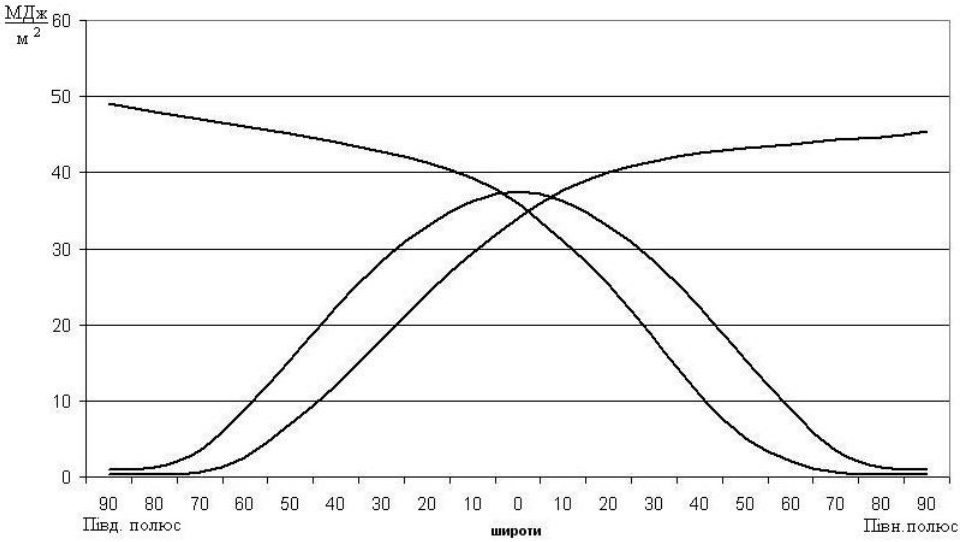


Рисунок 2.1 – Широтний розподіл добової інсоляції

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

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

Період	Широта, φ^o									
	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	9.55	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 в 2,5 рази менша, ніж на екваторі. Але характер цих співвідношень по періодах суттєво різниться: якщо в 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. Ці розбіжності в режимі сонячної радіації по широтах і є головною причиною кліматичних розбіжностей між високими і низькими широтами (рис. 2.2).

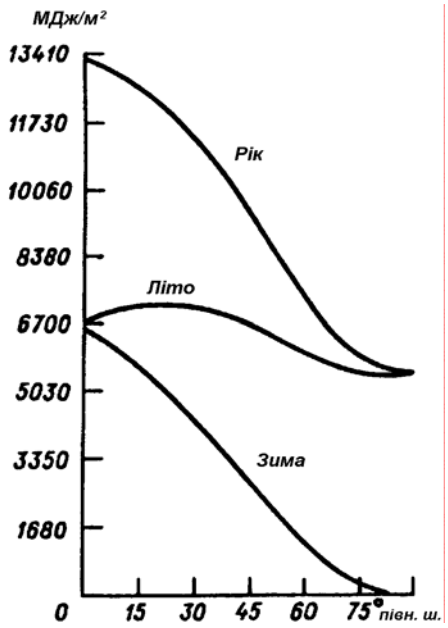


Рисунок 2.2 – Широтний розподіл річної, літньої та зимової інсоляції на верхній межі атмосфери

Розглянемо характер *річного ходу* добової інсоляції на верхній межі атмосфери *на різних широтах.* На рис. 2.3 він наведений для північної півкулі.

На північному полюсі добова інсоляція має простий річний хід. Він характеризується максимумом у червні і відсутністю приходу 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 $\varphi = 66{,}5^{o}$) з тою лише різницею, що тривалість періоду відсутності припливу радіації зменшується від полюса до полярного кола.

У зоні *між широтою полярного кола і широтою 23,5°*, тобто широтою тропіка, в річному ході інсоляції відмічається один максимум у червні (в південній півкулі – у грудні) і один мінімум у грудні (в південній півкулі – у червні).

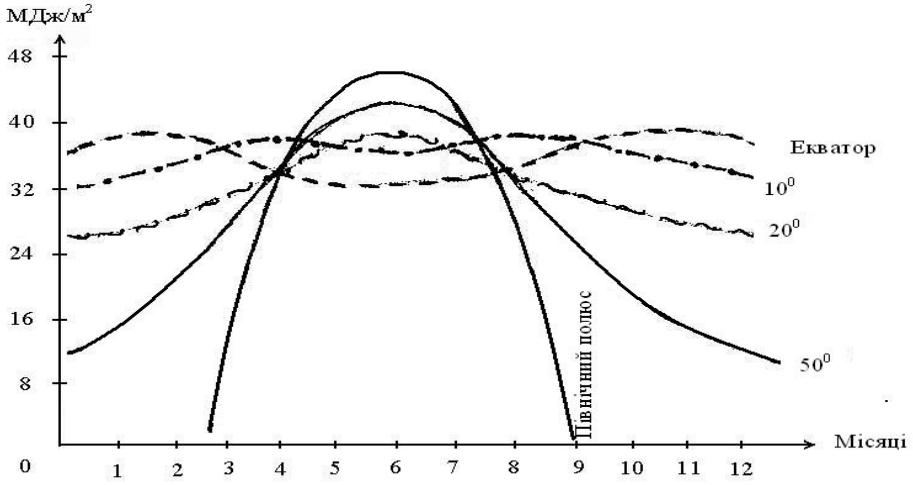


Рисунок 2.3 – Річний хід добової інсоляції на верхній межі атмосфери

Своєрідний річний хід добових сум інсоляції спостерігається в *екваторіальній зоні* ($\varphi = 0^o - \pm 23{,}5^o$). Так, на екваторі в річному ході добових сум радіації спостерігається два максимуми (в дні рівнодень) і два мінімуми (в дні сонцестоянь). В широтах $0^o < \varphi < 23{,}5^o$ обох півкуль максимуми припадають на день, коли схилення Сонця зрівнюється з широтою, і при наближенні до тропіка вони збігаються в один максимум в день літнього сонцестояння на північному тропіку і в день зимового сонцестояння на південному тропіку.

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 в полярних широтах інсоляція змінюється в значних межах, від нульових значень в зимовий період до 46 МДж/м^2 на північному полюсі і 49 МДж/м^2 на південному полюсі в літній період, тобто в дні сонцестоянь.

Таким чином, в цілому за рік переважає зональне розподілення інсоляції, зменшення її від екватора до полюсів.

Розподіл сонячної радіації на верхній межі атмосфери називають *солярним кліматом*.

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 0,29 мкм. Жорстке ультрафіолетове випромінювання поглинається озоном. Крім того,

сонячну радіацію в інфрачервоній частині спектра значною мірою поглинають також водяна пара й вуглекислий газ в 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 в середньому 17 – 25 %.

Добова сума прямої сонячної радіації біля земної поверхні визначається формулою

$$Q_з = \frac{I_0}{\left(r/r_0\right)^2} \int_{-t_0}^{t_0} P^m \left(\sin\varphi \cdot \sin\delta + \cos\varphi \cdot \cos\delta \cdot \cos\frac{2\pi}{П} t \right) dt, \qquad (2.8)$$

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

З останнього виразу випливає, що $Q_з$ біля земної поверхні крім широти φ, пори року δ, відносної відстані між Землею і 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 релеєвське розсіяння), на частинах аерозолю і хмарних частинках (аерозольне розсіяння).

У реальних умовах розподіл прямої радіації біля земної поверхні залежить ще і 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 і високою вологістю.

У табл. 2.3 наведено широтний розподіл річних сум прямої радіації.

Таблиця 2.3 – 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

З табл. 2.3 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.

2.3 Сумарна і поглинута радіації

Частина сонячної радіації, що надходить до земної поверхні, складається з прямої на горизонтальну поверхню I' і розсіяної радіації i та називається *сумарною Q*. Співвідношення між ними в загальній сумарній радіації змінюється з широтою місця: найбільша частка розсіяної радіації у сумарній спостерігається у високих широтах, а в полярних районах вона навіть перевищує пряму; із зменшенням широти посилюється роль прямої радіації.

Розподіл сумарної радіації по поверхні земної кулі залежить від географічної широти і хмарності. При цьому розсіяна радіація незначно збільшується із зменшенням широти, найбільш помітно змінюється пряма радіація. 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 покрив та льодовий.

Влітку розсіяна радіація, зазвичай, зростає зі збільшенням широти, взимку – навпаки зменшується.

Співвідношення, яке враховує залежність сумарної радіації Q від кількості хмар, має вигляд (за формулою Т.Г. Берлянд)

$$Q = Q_0 \left(1 - an - bn^2\right) \tag{2.9}$$

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 зональність. Її річні значення (рис. 2.4) сягають максимуму (>8000 МДж/м^2) у субтропічних широтах північної і південної півкуль, де в умовах підвищеного тиску незначна хмарність, та мінімуму (<2400МДж/м^2) – 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.

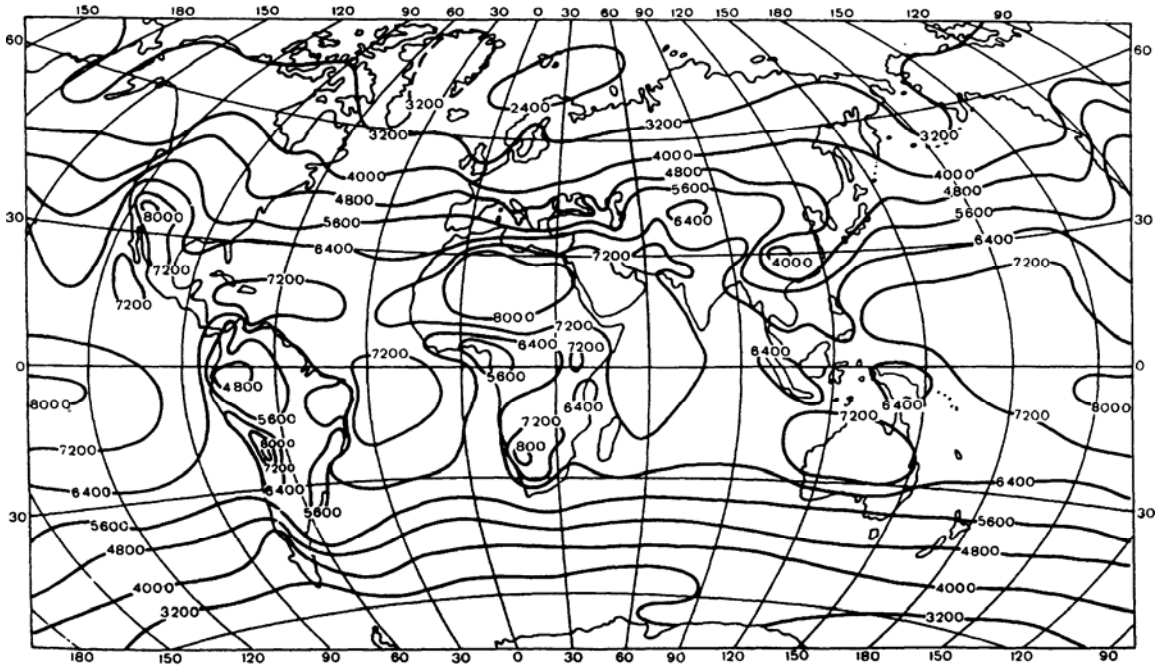


Рисунок 2.4 – Сумарна сонячна радіація (МДж/м^2). Рік

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'язано 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 спостерігається і в районах дії мусонної циркуляції (Індостан, східне узбережжя Азії).

У грудні (рис.2.5) найбільші суми радіації (до 800-900 МДж/м^2 і більше) мають місце в пустелях південної півкулі. У хмарних районах біля екватора вони зменшуються до 300-500 МДж/м^2. У зимовій північній півкулі радіація швидко зменшується до півночі; на північ від 50-ої паралелі вона < 80 МДж/м^2, а за полярним колом дорівнює нулю. У літній південній півкулі суми радіації зменшуються на південь до 400 МДж/м^2 і нижче (в межах широт 50-60°). Далі вони зростають: до 800 МДж/м^2 біля узбережжя Антарктиди і вище 1300 МДж/м^2 в середині Антарктиди, де суми радіації більші ніж влітку в тропіках.

У червні (рис. 2.6) найбільші суми радіації (> 900 МДж/м^2) спостерігається 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 МДж/м^2. У літній північній півкулі суми радіації зменшуються від субтропіків до півночі повільно, а на північ від 50° півн.ш. зростають, досягаючи 800 МДж/м^2 і більше в Арктичному

басейні. У зимовій південній півкулі вони швидко зменшуються на південь – до нуля за південним полярним колом.

Не вся сумарна сонячна радіація поглинається підстильною поверхнею, частина її відбивається. Відбивальна здатність підстильної поверхні характеризується *альбедо* α, значення якого 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 грунти – 0,0-0,15; сухі світлі піщані грунти – 0,35-0,40.

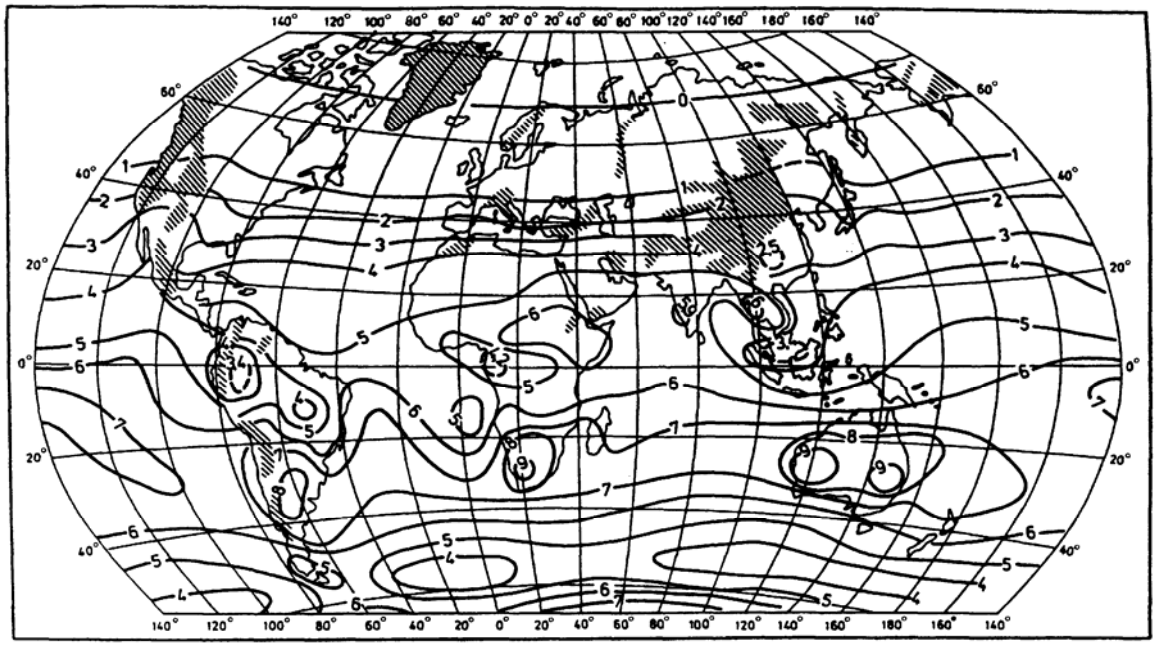


Рисунок 2.5 – Сумарна сонячна радіація, грудень (в 10^2МДж/м^2)

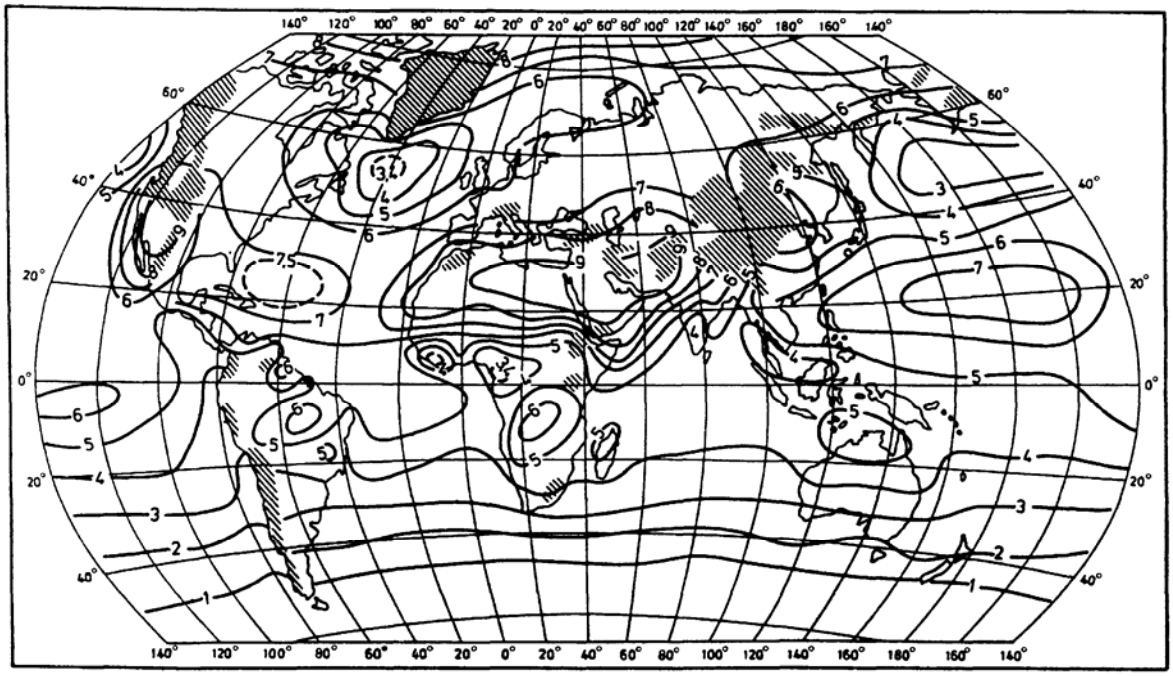


Рисунок 2.6 – Сумарна сонячна радіація, червень (в 10^2МДж/м^2)

Характер підстильної поверхні значно змінюється протягом року, особливо у середніх широтах континенту. Але в середньому альбедо суходолу більше ніж альбедо океану, тому в цілому за рік океани поглинають сонячної енергії більше ніж континенти.

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 в космічний простір. Тоді кількість сонячної радіації, яку поглинає підстильна поверхня P_o, можна визначити за формулою

$$P_0 = Q - \alpha Q = Q(1-\alpha). \qquad (2.10)$$

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

2.4 Радіаційний баланс підстильної поверхні

Підстильна поверхня, поглинаючи короткохвильову сонячну радіацію, нагрівається і сама стає джерелом довгохвильового випромінювання (довжина хвиль понад 4 мкм). Цей потік тепла визначає втрату енергії підстильною поверхнею B_o.

В свою чергу, атмосфера, як і земна поверхня, теж випромінює радіацію в інфрачервоному діапазоні. Частина цього довгохвильового випромінювання, яка надходить до земної поверхні (противипромінювання атмосфери або зустрічне випромінювання δB_a), поглинається земною поверхнею. Різниця між потоками довгохвильового випромінювання підстильної поверхні і зустрічного випромінювання атмосфери визначає втрату тепла земною поверхнею і має назву *ефективне випромінювання* $B_Д$ або баланс довгохвильової радіації:

$$B_Д = B_0 - \delta B_a \qquad (2.8)$$

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, вологості повітря. Зазвичай

$B_Д$ >0, тобто земна поверхня втрачає тепло. Воно зменшується при наявності хмар і великому вологовмісті; збільшується, якщо температура підстильної поверхні більша за температуру повітря. Тому найбільші його значення мають місце в районах тропічних пустель, чому сприяє сухість повітря, відсутність хмарності і значна температура підстильної поверхні в порівнянні з температурою повітря. Поблизу екватора ефективне випромінювання майже вдвічі менше, ніж в тропічних широтах, і мало різниться над континентом і океаном. Іноді $B_Д < 0$ за умов хмарного неба, наявності шару інверсії та низької температури підстильної поверхні.

Позатропічними широтами ефективне випромінювання суші в середньому трохи більше $B_Д$ океанів (влітку воно більше над сушею, взимку – над океанами). Помітно зростає ефективне випромінювання в районі теплих течій. У табл. 2.4 надано середньоширотний розподіл $B_Д$.

Таблиця 2.4 – Середні річні значення ефективного випромінювання на різних широтах, МДж/(м^2 рік)

φ, °	0 – 10	10 – 20	20 – 30	30 – 40	40 – 50	50 – 90	60 – 90
$B_Д$	2390	2600	2930	2890	2600	2350	1930

У річному ході найбільші значення $B_Д$ 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, і енергією, що вона втрачає, можна оцінити за допомогою *радіаційного балансу* підстильної поверхні R:

$$R = Q(1-\alpha) - B_Д \ . \qquad (2.9)$$

Тобто радіаційний баланс – це різниця між короткохвильовою сонячною енергією, яку поглинає земна поверхня, і довгохвильовим тепловим випромінюванням, яке 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 2860МДж/м^2 за рік, тобто земля отримує за рік енергії більше, ніж втрачає. Але в географічному розподілі радіаційного балансу над океаном і сушею є свої особливості. 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 стрибкоподібні 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 і субтропічних широт океанів, де вони досягають 5800 МДж/м^2, а найменші – на межі пливучих льодів і становлять 600-800 МДж/м^2 (рис. 2.7).

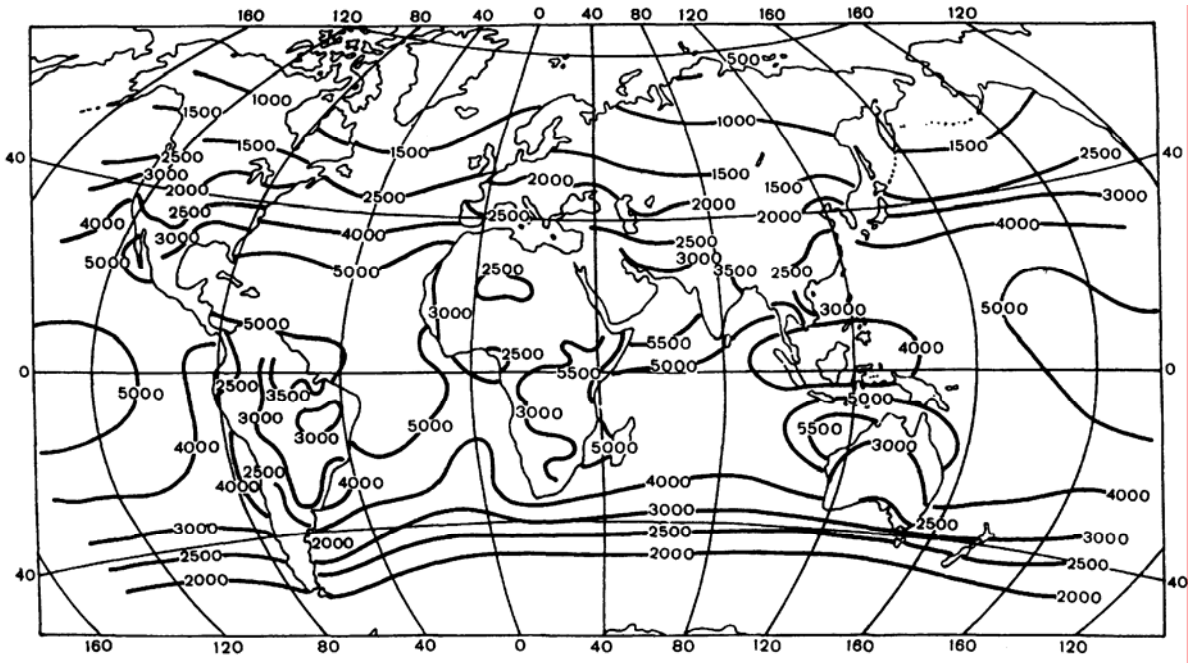


Рисунок 2.7 – Радіаційний баланс земної поверхні *R*, (МДж/м^2). Рік

Розподіл радіаційного балансу на суші також схожий із зональним. Однак в деяких регіонах через різницю в режимі хмарності і зволоження зональність різко порушується. В цілому за рік радіаційний баланс додатний не тільки в низьких і помірних широтах, але і в тих районах Арктики, де земна поверхня звільняється від снігового та льодового 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 3700-4000 МДж/м^2 в районах вологих тропічних лісів. Найбільші на поверхні землі значення радіаційного балансу спостерігаються на півночі Аравійського моря (5800 МДж/м^2), а суттєве його зменшення (майже на цій же широті) відбувається в районах субтропічних і тропічних пустель завдяки великому альбедо і значним втратам тепла через ефективне випромінювання.

Розглянемо розподіл радіаційного балансу в зимові (рис. 2.8) і літні (рис. 2.9) місяці.

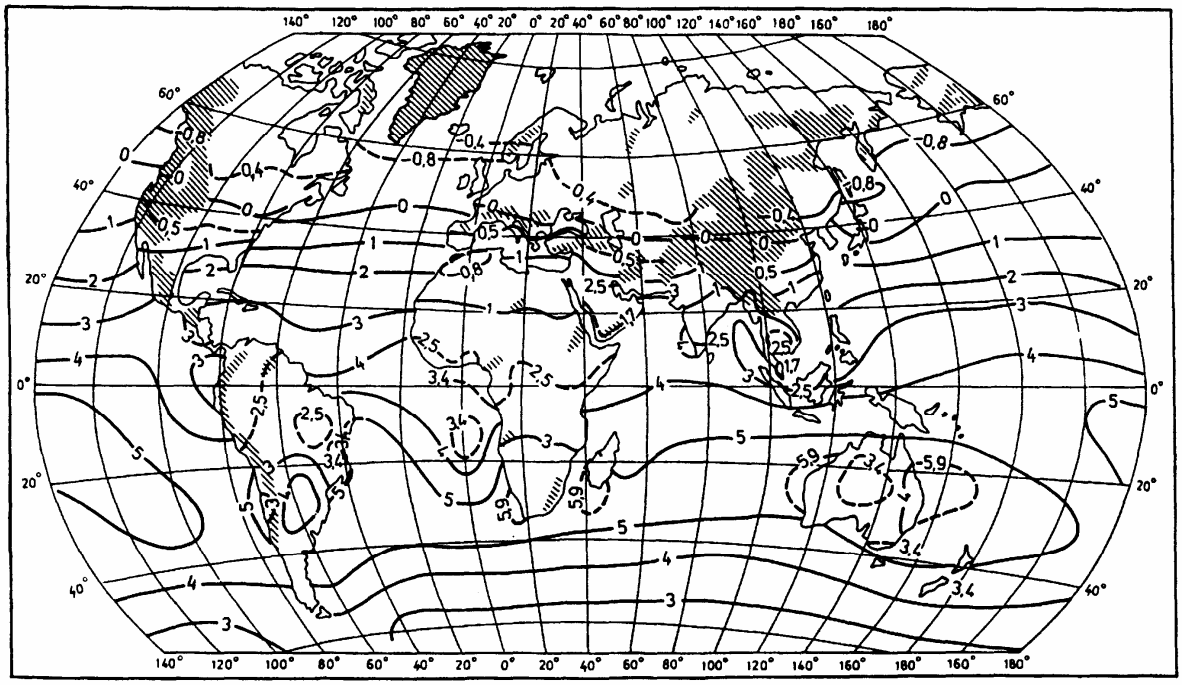


Рисунок 2.8 –Радіаційний баланс земної поверхні *R*, грудень (в 10^2МДж/м^2)

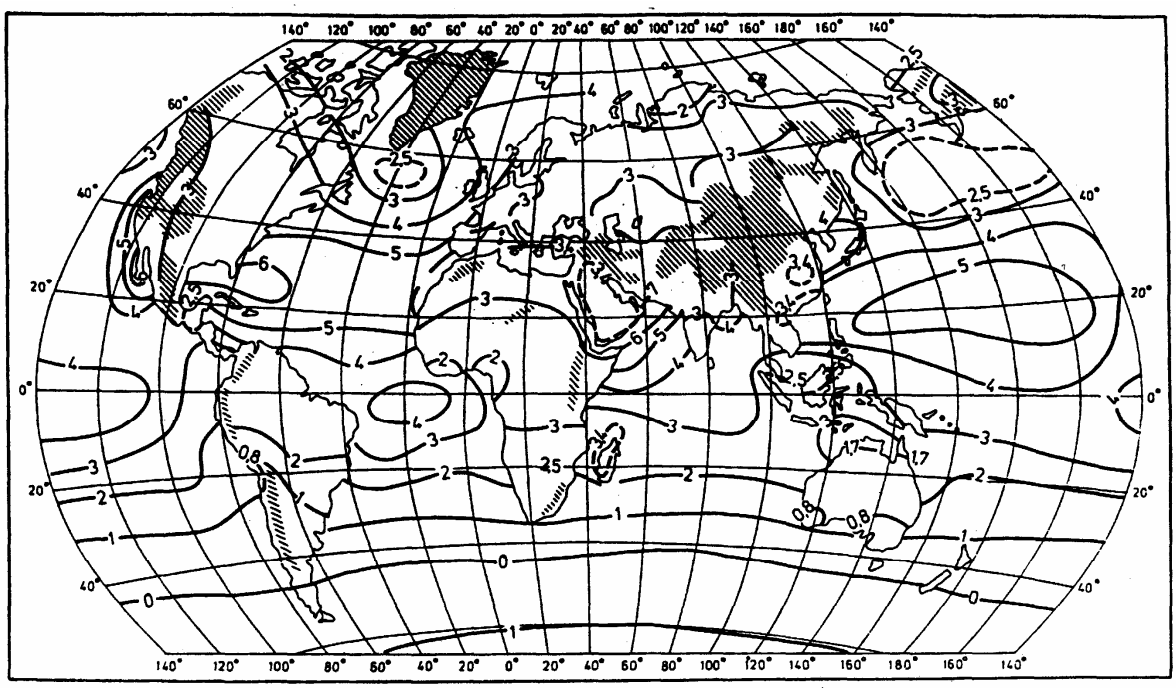


Рисунок 2.9 – Радіаційний баланс земної поверхні *R*, липень (в 10^2МДж/м^2)

Над сушею в січні в полярних та помірних широтах спостерігається від'ємний радіаційний баланс, який змінюється від -40 до -90 МДж/м^2 за місяць. У тропічних широтах радіаційний баланс додатний і становить 120-200 МДж/м^2. Влітку радіаційний баланс додатний над усією літньою

півкулею і коливається 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 350-400 МДж/м^2 за місяць в екваторіальних районах до невеликих від'ємних значень в полярних районах. У січні (в північній півкулі) і в червні (в південній півкулі) він стає від'ємним, починаючи з широти 45°. У літні місяці максимальні значення радіаційного балансу над океанами в тропічних широтах становить майже 600 МДж/м^2 за місяць, а мінімальні – в полярних районах, 350-400 МДж/м^2. В ці місяці розподіл радіаційного балансу помітно відрізняється від зонального.

Радіаційний баланс в цілому для земної кулі додатний і становить 2860 МДж/(м^2 рік).

2.5 Радіаційний баланс атмосфери

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

$$R_a = Q(1-\alpha_a) + B_Д - B_\infty \qquad (2.10)$$

де $S_a\ (1-\alpha_a)$ – поглинена атмосферою пряма і розсіяна радіація, α_a – альбедо атмосфери; $B_Д$ – ефективне випромінювання підстильної поверхні; B_∞ – випромінювання атмосфери, яке йде у всесвітній простір.

Радіаційний баланс атмосфери в цілому від'ємний і дорівнює -2860 МДж/(м^2 рік).

2.6 Радіаційний баланс системи Земля – атмосфера

Земля як планета знаходиться в променистій рівновазі, тобто її радіаційний баланс в цілому за рік для всієї планети дорівнює нулю. Рівняння радіаційного балансу системи R_S має вигляд

$$R_S = Q^*(1-\alpha_S) - B_\infty \qquad (2.11)$$

де Q^* –- потік прямої радіації на горизонтальну поверхню на верхній межі атмосфери, $Q^*(1-\alpha_S)$ – сонячна радіація, поглинута планетою Земля, альбедо 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. Але в окремих зонах земної кулі і в окремі сезони року має місце значне перевищення припливу тепла над його втратами або навпаки. Так, в січні додатний радіаційний баланс системи Земля – атмосфера спостерігається тільки в екваторіальних широтах (до φ = 10-15°), а на північ від цих широт

він від'ємний. В липні від'ємний радіаційний баланс характерний лише для полярних районів, а на решті території північної півкулі він додатний.

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/м^{2}рік). Помітне зменшення R_S в районі пустель пояснюються значним ефективним випромінюванням. На південь (в південній півкулі) і на північ (в північній півкулі) від широти 40° радіаційний баланс системи від'ємний і сягає найменших значень в полярних районах (-2400 МДж/м^2 рік).

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 накопичування 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 ця поверхня отримує або втрачає, 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 і океану. Іншими словами, вся енергія Сонця, що кількісно виражена через величину радіаційного балансу, згідно із законом збереження енергії, витрачається на ряд процесів, які відбуваються на суші, водній поверхні, в атмосфері. Головні з них, видозмінюючись і переходячи один до одного, визначають тепловий стан Землі в цілому і кліматоутворювання на ній.

Основні механізми теплообміну на суші визначаються рівнянням *теплового балансу* суші:

$$R = LE + P + A \ , \qquad (2.12)$$

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°С; E – випаровування або швидкість випаровування; P – турбулентний потік тепла (явна теплота); A – теплообмін між поверхнею землі і глибинними її шарами.

Сенс рівняння (2.12) полягає в тому, що радіаційний баланс на земній поверхні врівноважується нерадіаційною передачею тепла через фазові

перетворення води, турбулентний і молекулярний теплообмін. Це рівняння є дійсним для будь-якого часу, у тому числі і 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 (2.12).

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). Тоді рівняння теплового балансу в середньому за рік має вигляд:

$$R = LE + P \tag{2.13}$$

А в умовах посушливого клімату (пустелі), де витрати тепла на випаровування наближаються до нуля, рівняння (2.13) набуває вигляду:

$$R = P \ , \tag{2.14}$$

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

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

Рівняння теплового балансу океану має вигляд:

$$R_0 = LE + P + A_0 \ , \tag{2.15}$$

де R_O – радіаційний баланс водної поверхні, $A_O = A_B + A_Г$ – теплообмін в океані, який складається з вертикального теплообміну A_B і горизонтального теплообміну $A_Г$. Вертикальний теплообмін відбувається внаслідок упорядкованих вертикальних рухів води, вертикального дрібномасштабного турбулентного перемішування і молекулярного потоку тепла. Горизонтальний теплообмін зумовлений адвекцією тепла океанічними течіями і турбулентними вихорами мезомасштабу. Всі названі механізми теплообміну мають суттєве значення, за винятком молекулярного теплообміну.

У середньому за рік $A_B = 0$, тоді $A_O = A_Г$ і рівняння (2.15) набуває вигляду

$$R_0 = LE + P + A_Г \ . \qquad (2.16)$$

Зазначимо, що рівняння (2.16) 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), бо процес випаровування в більшій або меншій мірі практично завжди відбувається. Ці витрати залежать тільки від величини випаровування *E,* бо *L* = const. Швидкість випаровування водяної пари визначається ресурсами тепла і вологи, які залежать від фізичного стану підстильної поверхні, від ступеня зволоження, температури, концентрації водяної пари, швидкості вітру. Зрозуміло, що на одній і тій же широті, тобто при схожих енергетичних умовах, 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 суходолом теж різниться (рис. 2.10). Над океанами ці витрати максимальні (3000-4000 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 і найвищі значення радіаційного балансу. У напрямку екватора (завдяки підвищенню хмарності і зниженню радіаційного балансу) витрати тепла на випаровування трохи нижчі. Зменшення *LE* в напрямку високих широт зумовлено зменшенням висоти Сонця, що сприяє зменшенню радіаційного балансу. На широтний розподіл витрат тепла на випаровування впливають теплі і холодні течії. Так, в районі північно-східних берегів Північної Америки в зоні дії теплої течії Гольфстрім ці витрати сягають 5000 МДж/м^2 за рік – максимальні для океанів. Цьому сприяє висока температура водної поверхні, вторгнення відносно холодних повітряних мас із північного сходу, що посилює турбулентний обмін і вертикальний градієнт масової частки водяної пари, і призводить до зростання випаровування. Холодні течії зменшують витрати тепла на випарування.

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.

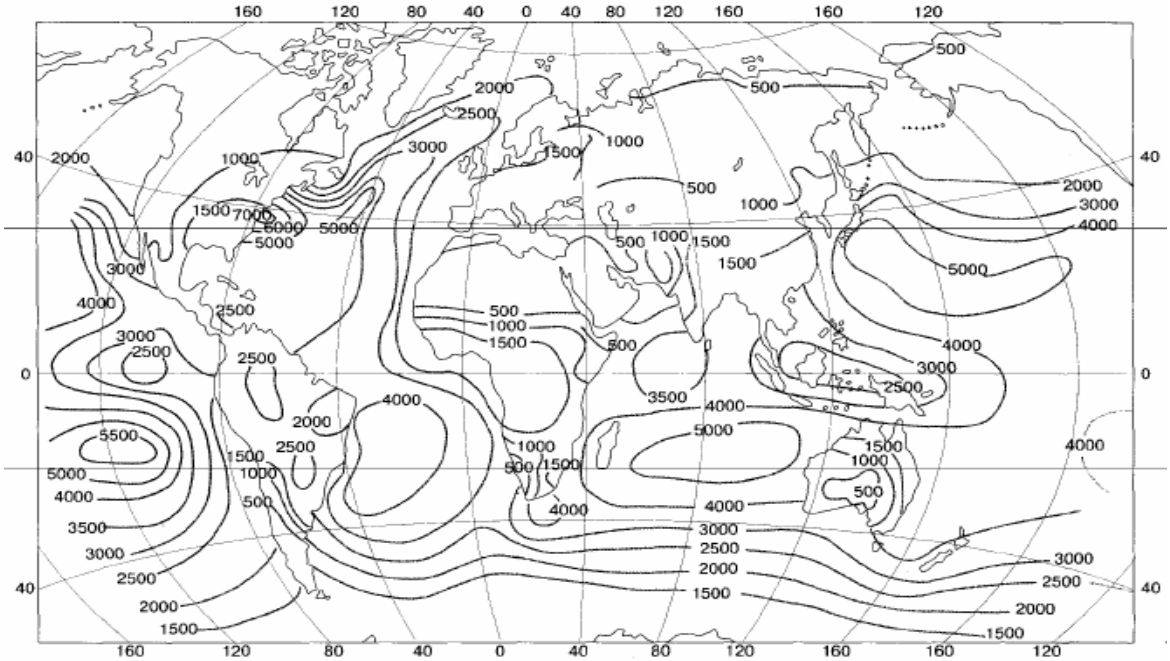


Рисунок 2.10 – Витрати тепла на випаровування вологи *LE*, МДж/м^2. Рік

Для широтного розподілу характерна наявність двох максимумів, на екваторі (1500 МДж/м^2 за рік) і в помірних широтах (1000 МДж/м^2 за рік), і двох мінімумів, в 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 дефіцитом енергетичних ресурсів, а в тропічних широтах, в районі пустель – дефіцитом зволоження.

2.7.2 Турбулентний потік тепла

Температура земної поверхні (суші, океану) звичайно не дорівнює температурі шарів повітря, що розташовані над нею. 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 і 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 його коливання від зими до літа, особливо в позатропічних широтах.

Влітку турбулентний потік над континентами північної півкулі додатний майже на всіх широтах, тобто вони віддають тепло атмосфері. Найбільший теплообмін (> 250 – 300 МДж/м^2 за місяць) характерний для пустель, де температура підстильної поверхні значно вища від температури повітря. Над океанами в цей час турбулентний потік тепла малий, а в деяких районах (в північних частинах Атлантичного і Тихого океанів в зоні холодних течій) він набуває від'ємної величини. Тобто влітку океани північної півкулі мають властивість отримувати тепло від атмосфери.

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

Взимку континенти на північ від 40-45° півн.ш. при від'ємному радіаційному балансі значно вихолоджуються. Це призводить до створення стійких температурних стратифікацій в приземному шарі повітря, через те, що турбулентний потік тепла в цих широтах спрямований від атмосфери до континентів. В південніших районах континентів переважає перенос тепла від підстильної поверхні в атмосферу.

Над океанами північної півкулі, які в помірних широтах взимку тепліші від континентів, і завдяки наявності теплих течій (Гольфстрім, Куросио) складаються умови для інтенсивного переносу тепла від поверхні океану до атмосфери.

В цілому за рік поверхні всіх континентів, і більша частина поверхні Світового океану віддають тепло за рахунок турбулентного теплообміну в атмосферу (рис. 2.11). 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 при від'ємному радіаційному балансі.

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/м^2 за рік. Над континентами він змінюється у зворотному напряму, досягаючи найбільших значень в тропічних пустелях (2400 МДж/м^2 за рік).

Слід зазначити, що в 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”*.

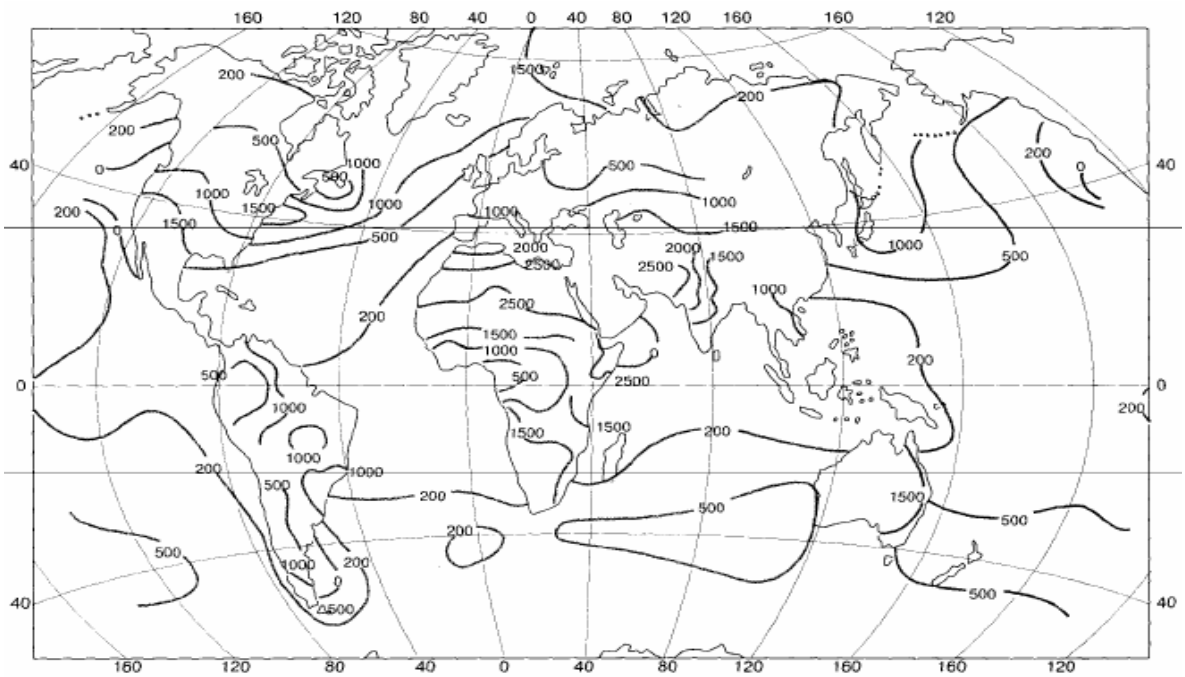


Рисунок 2.11 – Турбулентний потік тепла *P* (МДж/м^2) від підстильної поверхні до атмосфери. Рік

Завдяки їм в атмосфері утворюються великі контрасти енергії, що суттєво впливає на формування особливостей загальної циркуляції атмосфери.

2.7.3 Теплообмін у грунті й океані

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

Річний хід потоку тепла в грунті прямопропорційний річній амплітуді температури повітря. В 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 грунті. Ці розбіжності зумовлені, перш за все, більшою (майже в 2 рази) теплопровідністю води, ніж грунту, особливо у верхньому шарі (50-100м), 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 у всій 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 і 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. 2.12.

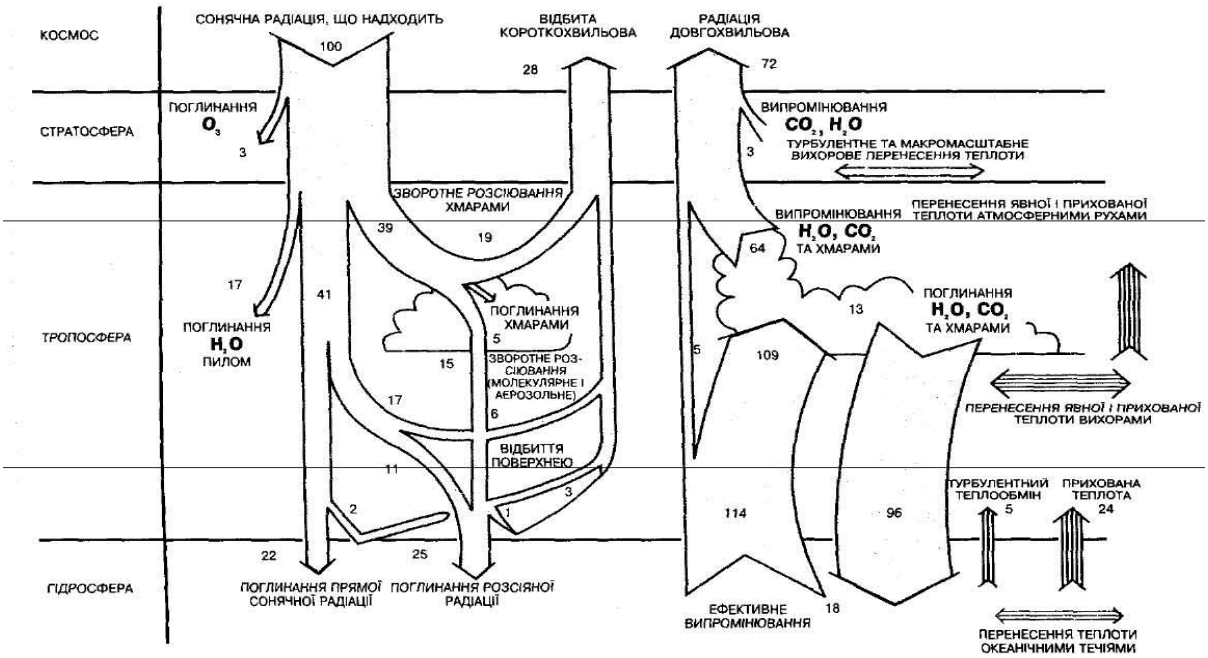


Рисунок 2.12 – Схема середнього теплового балансу системи Земля-атмосфера. Рік

Рівняння теплового балансу системи Земля – атмосфера має вигляд

$$R_S = L\,(E - r\,) + C + F\,, \qquad (2.17)$$

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

Слід зазначити, що у січні в 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 ($LE < L\,r$). У сумі ці два потоки тепла забезпечують значну атмосферну і океанічну адвекції, завдяки яким надлишок тепла з низьких широт виноситься у високі широти:

$$R_S + L\,(E - r\,) = C + F\,. \qquad (2.18)$$

2 – *Зона тропічних і субтропічних широт* (приблизно 15 – 35° півн.і півд. широт). В цій зоні радіаційний баланс системи R_S ще додатний, але він зменшується зі збільшенням широти. Поряд 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 і океанічну адвекції незначні.

3 – *Перехідна зона* (φ = 35 – 40° обох півкуль). В цій зоні всі члени рівняння (2.18) близькі до нуля.

4 – *Більш високі широти* обох півкуль ($\varphi > 40°$). 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 і 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.

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 в перерозподілу цього тепла по Земній кулі у вигляді його явної і прихованої складових. В свою чергу, складна система повітряних течій, яка притаманна нашій атмосфері, і вологообіг в значній мірі формуються під впливом підстильної поверхні. Тобто, перебуваючи у взаємодії з атмосферою у процесі обміну теплом і вологою, підстильна поверхня суттєво впливає на формування клімату.

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

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

Розглянемо більш детально вплив на клімат океанів і континентів.

3.1 Вплив океанів і материків на клімат

Вплив океанів і континентів на клімат і режим погоди значний 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. З вираховуванням того, що в середньому за рік ефективне випромінювання над ними майже однакове, то 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, чому температура повітря над океанами в середньому за рік вища, ніж над материками, за винятком низьких широт, де великі витрати тепла на випаровування.

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

До того ж ці два види підстильної поверхні різняться між собою і за термічними властивостями: теплоємність і теплопровідність океанів майже вдвічі вищі, ніж будь-якої суші. Сам процес передачі тепла в глибини океанів відбувається, головним чином, через турбулентний і конвективний теплообміни, а не тільки за рахунок молекулярної теплопровідності, як у грунті. 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 повітряні маси над ними глобального масштабу зі своїми специфічними рисами. Як підвердження цьому розглянемо характер просторового розподілу багаторічної температури повітря на Земній кулі.

3.1.1 Розподіл температури повітря над океанами і континентами

Кліматичні поля температури повітря є важливою характеристикою стану атмосфери – одної з ланок кліматичної системи. Зазвичай вони надаються даними, зведеними до рівня моря з середнім вертикальним градієнтом температури 0,5^{o}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 (рис. 3.1, 3.2, 3.5) свідчать про те, що вона розподіляється по земній кулі майже зонально (тобто в залежності від широти). Температура поступово зменшується від екватора до полюсів, що відповідає широтному розподілу радіаційного балансу підстильної поверхні. Ці зміни більш помітні в зимовий період (рис. 3.2), коли горизонтальний градієнт середньої температури повітря приблизно вдвічі більший, ніж влітку, що також пов’язано з особливостями режиму сонячної радіації на різних широтах.

В зональному розподілі температури повітря спостерігаються порушення, які найбільш помітні в холодне півріччя, коли суттєву роль в формуванні термічного режиму відіграє загальна циркуляція атмосфери, що зумовлює адвекцію 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 чередування теплих 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 біля берегів американського континенту знаходиться на широті 40°, а в Атлантиці, біля берегів Європи – майже на широті 60°. Значну роль тут відіграє і тепла течія Гольфстрім.

Вплив Атлантики позначається далеко на схід, завдяки чому різниця між температурами на заході і сході Європи більш значна, ніж між півднем і північчю її. Так температури у січні в Сан-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 (р-н 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^oC, а абсолютний мінімум становив -71^oC). Другий полюс холоду в північній півкулі знаходиться над льодовиком Гренландії, розташованим на висоті 3000 м. Світовий полюс холоду припадає на район Антарктиди (ст. Восток), де зафіксовано абсолютний мінімум температури на Земній кулі, яка дорівнює $-89,2^oC$ (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 температурних режимах його східних і західних узбереж: якщо в січні на західному узбережжі Франції середня місячна температура становить майже $+ 5^oC$, то в районі Владивостоку вона нижча за -13^oC.

Ще на одну особливість положення ізотерм над північною півкулею взимку слід звернути увагу: над східними районами океанів ізотерми розходяться, а над східними районами континентів – сходяться (тобто над холодними материками вони прогнуті до півдня, а над більш теплими океанами – до півночі: «язики холоду і тепла»). Особливо великий прогин ізотерм до півночі над теплими водами північної Атлантики в районі теплої течії Гольфстрім (рис. 3.3). Через те, що розподілення тиску в атмосфері зі збільшенням висоти все більше наближається до розподілення 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).

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.

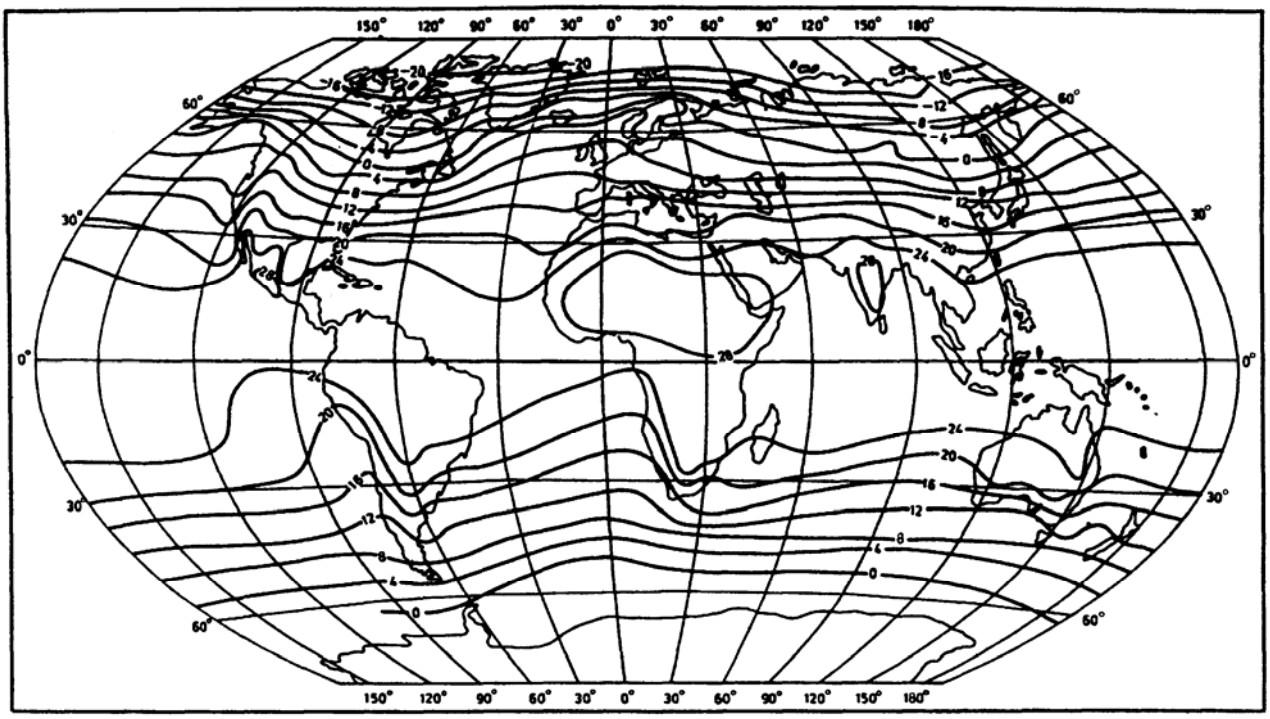


Рисунок 3.1 – Середня річна температура повітря на рівні моря (°С)

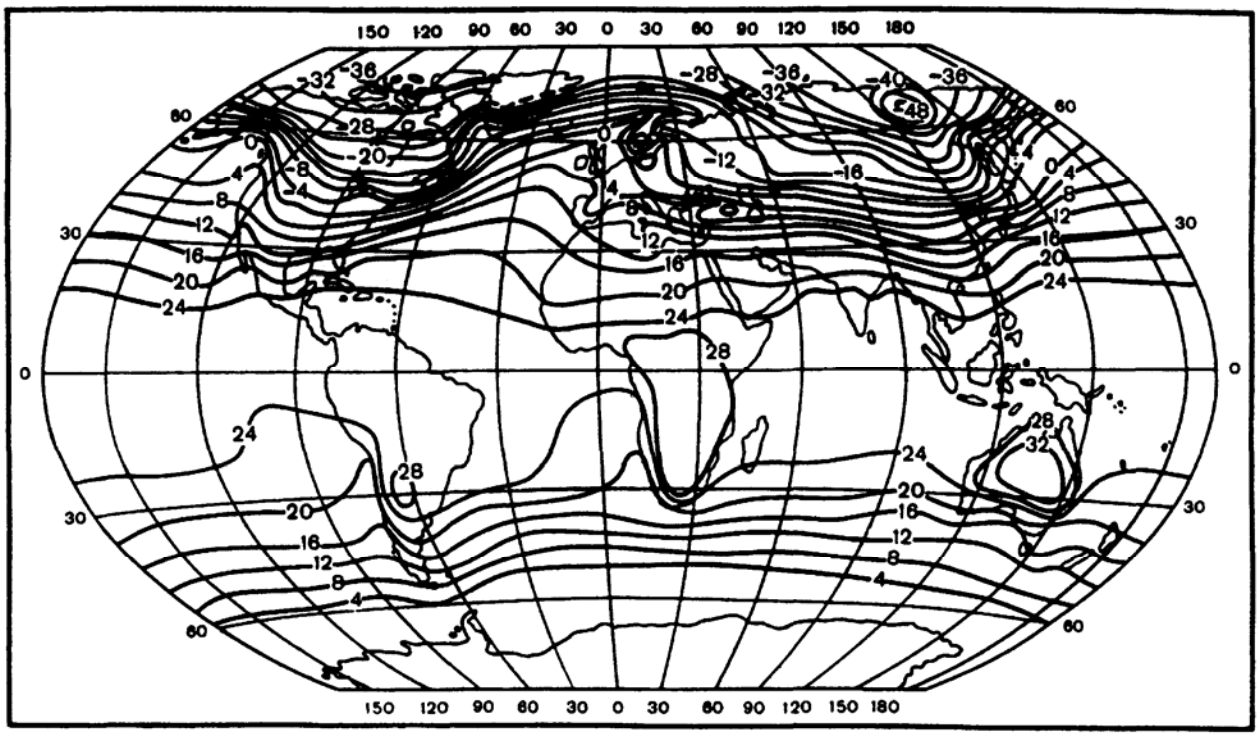


Рисунок 3.2 – Середня місячна температура повітря на рівні моря, січень (°С)

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

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

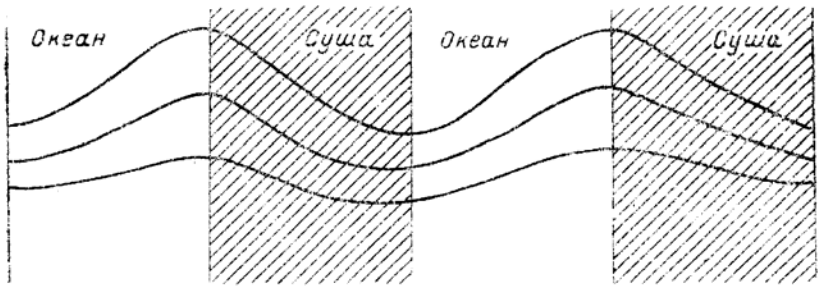


Рисунок 3.3 – Схема розподілення ізотерм внаслідок трансформації повітря при західно-східному переносі взимку

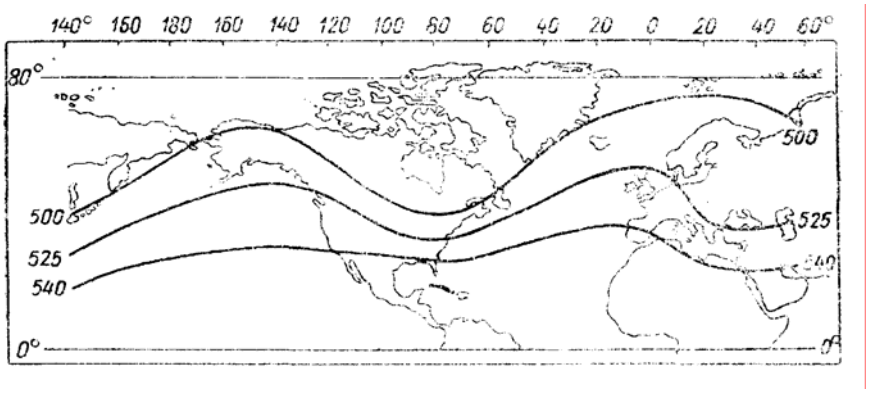


Рисунок 3.4 – Ізогіпси відносної топографії OT_{1000}^{500}, січень

У помірних широтах південної півкулі, де підстильна поверхня більш однорідна, розподіл температури повітря взимку теж більш однорідний і зональний (рис. 3.2).

В тепле півріччя (рис. 3.5) поле температури на Земній кулі змінюється: ізотерми мають майже зональну спрямованість. Для південної півкулі це пов'язано, перш за все, 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 в 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°С), в південній

Каліфорнії (Долина Смерті – до 57-58°С). У Сомалі і Ефіопії середня місячна температура повітря може сягати 30°С. Температура грунту буває значно вищою.

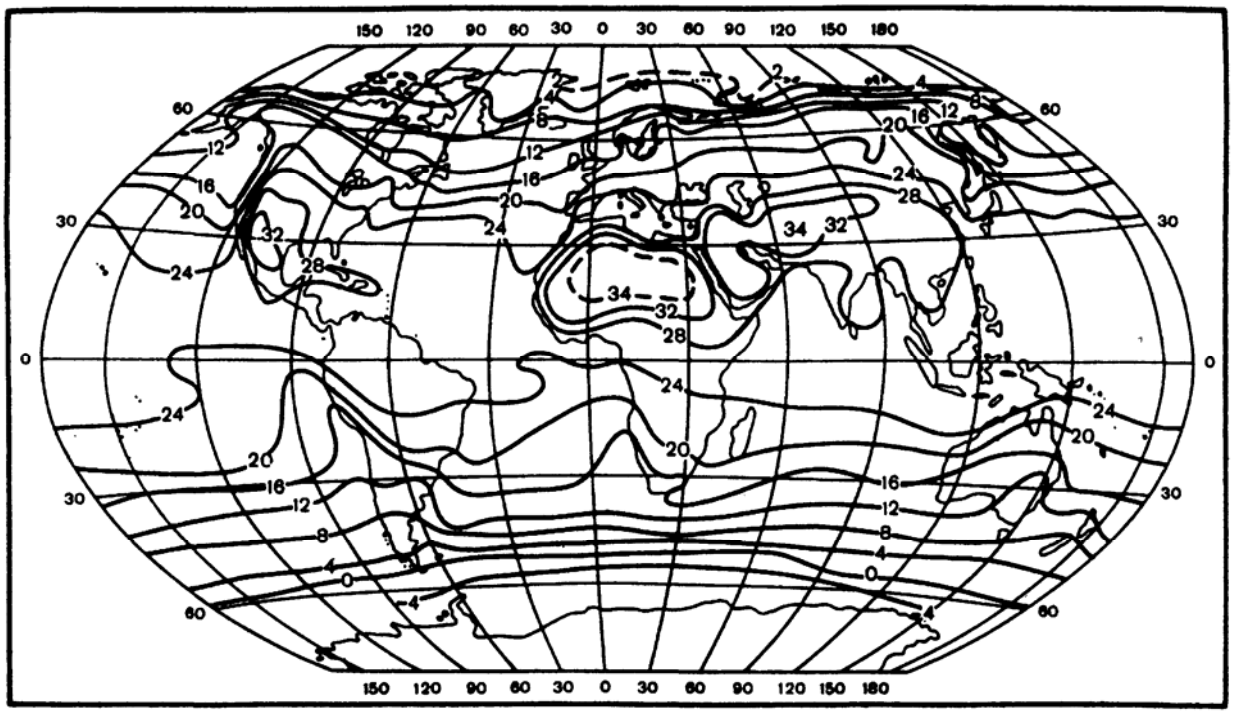


Рисунок 3.5–Середня місячна температура повітря на рівні моря, липень,°С

На картах середніх річних температур (рис. 3.1) відхилення від широтних кіл найменше. Взимку материки холодніші ніж океани, а влітку тепліші, тому в середніх річних величинах протилежні відхилення ізотерм від зонального розподілення частково взаємно компенсуються.

У тропіках по обидва боки від екватору виділяють широку зону, де середні річні температури повітря більші за 25°С. У середині цієї зони замкненими ізотермами окреслюються значні острови тепла над Північною Африкою і менші за розміром – над Індією і 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 простираються тут далі у бік високих широт, ніж над океанами. Таким чином, в тропіках в середньому за рік температура повітря над материками вища за температуру повітря над океанами.

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 і високих широтах над Азією і Північною Америкою

ізотерми декілька прогинаються до півдня. Це означає, що в середньому за рік материки в цих широтах трохи холодніші за океан.

Найтепліші місця Землі в середньому за рік розташовані на узбережжях Червоного моря (30-32,5^{o}C). Найхолодніший район – Східна Антарктида, де у центрі плато середня річна температура -50 – -55°C.

Широтна зона з найвищими температурами носить назву «термічного екватора». Він не співпадає з географічним екватором, а розташований в середньому за рік на широті 5° півн. ш. Влітку ця зона займає більш північне положення, сягаючи над континентом Євразії майже 25-30° півн. ш.).

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^{o}C, південної 13,8^{o}C, тобто північна півкуля на 1,4^{o}C тепліша за південну. Середня температура повітря всієї Землі становить 14,2^{o}C.

Як згадувалось вище, океани нагріваються і охолоджуються більш повільно, ніж суша. Тому над ними в залежності від пори року формуються повітряні маси з різними властивостями: над океанами взимку – теплі і вологі, влітку – прохолодні і вологі, а над сушею – жаркі і сухі повітряні маси влітку, холодні і сухі – взимку. Вони визначають океанічний і континентальний типи клімату.

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.

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

Таким чином, мірою континентальності клімату може бути річна амплітуда температури повітря *A*. На її основі розроблено деякі кількісні характеристики континентальності, які отримали назву індекс

континентальності. В основу кожного з них покладено ту чи іншу функціональну залежність саме *від річної амплітуди температури* повітря, яка крім згаданих чинників залежить і 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.

Поширеними є методи, які запропоновані В.Горчинським, В.Ценкером, Ф.Конрадом, Г.Іогансоном, С.П.Хромовим.

Особливо відомим є показник Л. Горчинського

$$K = C\,\frac{A - 12\sin\varphi}{\sin\varphi},$$

де вираз $12\sin\varphi$ визначає середню річну амплітуду температури над океаном в зоні між 30 і 60° широти, тобто це річна амплітуда під широтою 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

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

Широкого використання набув також індекс континентальності *К*, розроблений С.П.Хромовим, який може бути наведеним у вигляді

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

де 5,4 sin φ – «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 який континентальний внесок в річну амплітуду температури. За цим індексом побудовані карти його розподілу по Земній кулі (рис. 3.6).

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

Виходячи з того, що річна амплітуда температури повітря, як показник перепаду температур між середніми місячними температурами

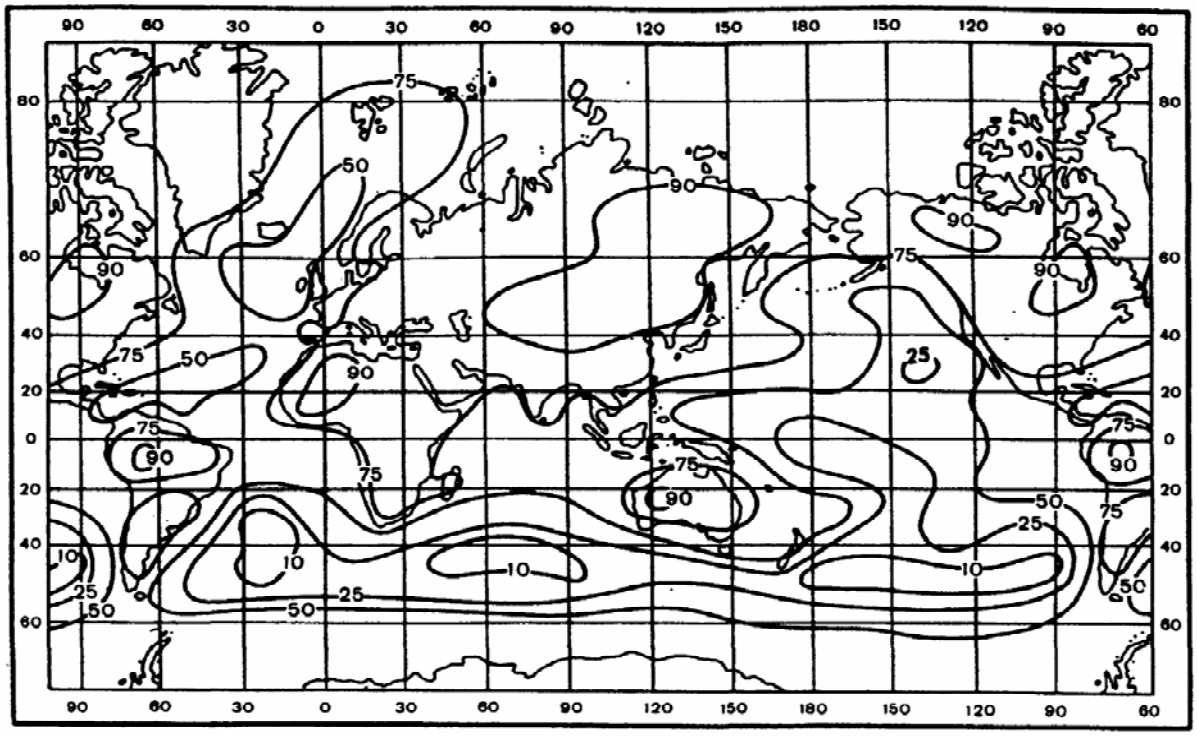


Рисунок 3.6 – Індекс континентальності за С.П.Хромовим

найтеплішого й найхолоднішого місяців року, знаходить широке використання в різних кліматологічних дослідженнях. Розглянемо її розподіл по земній поверхні (рис. 3.7).

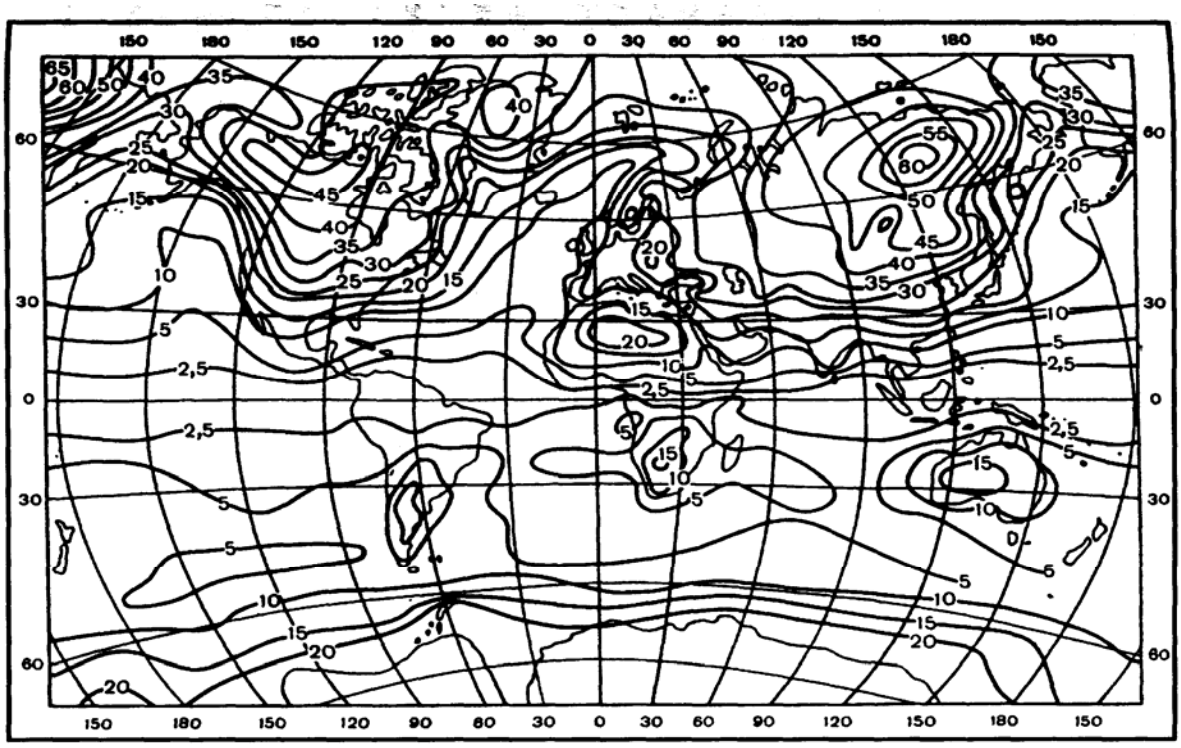
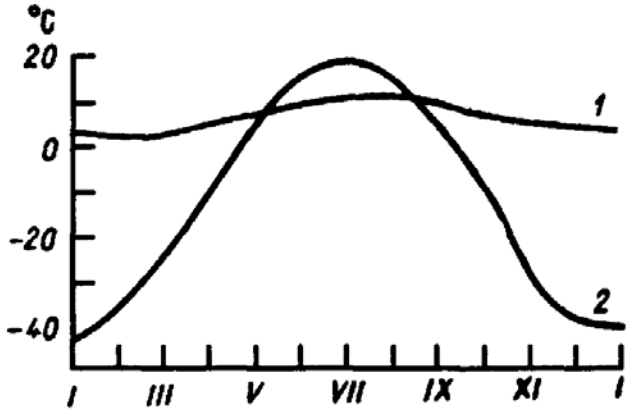


Рисунок 3.7 – Середні річні амплітуди температури повітря

Річна амплітуда температури повітря зростає відповідно до географічної широти. На екваторі приплив сонячної радіації змінюється протягом року мало. В напрямку до полюсу різниці в надходженні сонячної радіації взимку і влітку зростають, а разом з цим зростають і річні амплітуди температури повітря (рис. 3.8). 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 південної півкулі зростає вже з 3 до 15°С.



1 – φ = 10°; 2 – φ = 60°;

Рисунок – 3.8 – Річний хід температури повітря на різних широтах північної півкулі

Річна амплітуда температури над сушею значно більша, ніж водною поверхнею. Навіть над порівняно незначними материковими масивами південної півкулі вони перевищують 15°С, а під широтою 60° на материку Азії (в Якутії) вони перевищують 60°С.

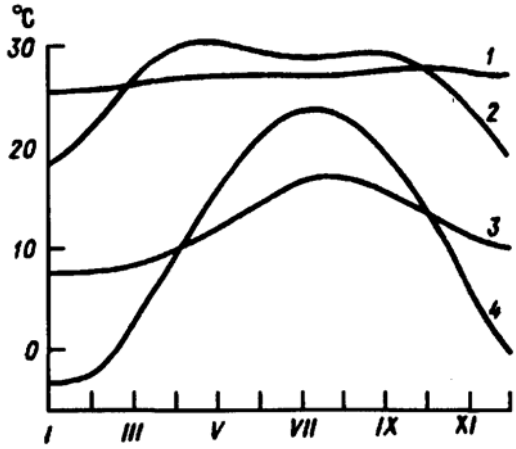
Ще одним важливим показником температурного режиму є характер розподілу температури повітря протягом року. В залежності від широти і континентальності виділяють наступні типи річного ходу температури (рис. 3.9): екваторіальний, тропічний, помірного поясу і полярний.

Екваторіальний тип. Характерна мала амплітуда через різницю в надходженні сонячної радіації протягом року невеликі, а час найбільшого припливу радіації на межу атмосфери співпадає з найбільшою хмарністю і дощами. У центрі материків амплітуда дорівнює 5°С, на узбережжях – менше 3°С, на океанах – ≤ 1°С. Зазвичай мають місце два максимуми температури (у дні рівнодень). Два більш холодні сезони припадають на дні після зимового і літнього сонцестоянь.

Тропічний тип. Амплітуда більша за екваторіальну: на узбережжях біля 5°С, у центрі материка 10-15°С. Один максимум і один мінімум

протягом року, як правило, припадає на дні після літнього і зимового сонцестоянь.

Тип помірного поясу. Найбільші значення температури спостерігаються після 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, які розглядались вище.



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

Рисунок 3.9 – Деякі типи річного ходу температури повітря

Для континентального клімату в цьому поясі особливо характерна холодна зима і більш жарке літо, ніж у морському кліматі.

Полярний тип. Мінімум в річному ході зсувається на час появи Сонця над горизонтом після тривалої полярної ночі, тобто у північній півкулі на лютий – березень, у південній – на серпень – вересень; максимум в північній півкулі спостерігається у липні, у південній – у січні або грудні.

Річна амплітуда, як показник континентальності клімату, більш чітко проявляється у помірному поясі. 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.

Наведена різниця в температурному режимі океанів і континентів впливає і на розподілення інших метеорологічних величин, зокрема, на розподілення атмосферного тиску

3.1.2 Розподіл атмосферного тиску над океанами і континентами

Різниця в термічному режимі атмосфери над континентами і океанами неминуче призводить і до різниці в режимі атмосферного тиску. Відомо, що барична ступень h м/гПа (тобто висота, на яку треба піднятись або опуститись з вихідного рівня, щоб тиск змінився на 1 гПа), різний в теплій і холодній повітряній масі. За означенням $h = -dz/dp$, і враховуючи основне рівняння статики $-(dp/dz) = \rho g$, отримуємо, що $h = 1/\rho g$. У цих рівняннях $-(dp/dz)$ – вертикальний баричний градієнт, ρ – густина повітря, а g – прискорення вільного падіння. Таким чином, якщо вважати g незмінною величиною, то барометрична ступень залежить тільки від густини повітря ρ, яка в свою чергу залежить від температури повітря. І при незмінному тиску p в теплій повітряній масі барична ступень більша, ніж у холодній. Виходячи з цього, в районах, де переважає вища температура, тиск з висотою (при одному й тому ж тиску біля землі) буде падати повільніше. Тому, якщо на рівні моря атмосферний тиск над водною поверхнею і сушею спочатку був би однаковим, то під впливом термічних умов на деякій висоті у *вільній атмосфері* значення його вже суттєво різняться: 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, *розподілення тиску на висоті наближається до розподілення температури біля поверхні землі*.

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 циклони; над сушею вага повітряного стовпа збільшується і біля поверхні землі утворюються антициклони. У літній сезон розподілення атмосферного тиску біля поверхні землі протилежне зимовому: над більш холодними водними поверхнями формуються поля підвищеного тиску, а над більш теплими континентами – зниженого тиску. Узагальнюючи наведене вище слід зазначити, що *розподілення атмосферного тиску біля поверхні землі протилежне розподіленню температури повітря.*

Згідно з цим в субтропічних широтах, де суша весь рік тепліша за море, стійкі області підвищеного тиску протягом усіх місяців на картах розподілення багаторічного середнього тиску біля земної поверхні повинні розташовуватись над океанами, а зниженого тиску – над континентами. У помірних же 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, нерівномірне розподілення температури повітря призводить до розчленування середнього поля атмосферного тиску на окремі області високого і низького тиску. Але оскільки падіння температури над океанами вдовж меридіану взимку відбувається повільніше, ніж над сушею, то ізотерми над ними розташовані рідше і їх розходження посилюється до західних берегів континенту. Дивергенція ізотерм над океанами сприяє падінню тиску тут. 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 проглядається 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 Кориоліса 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 викликає 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 в січні над океанами спостерігаються гребні тепла, а над континентами – улоговину холоду. Влітку, коли вплив динамічного фактору зменшується, а термічний фактор над океанами сприяє підвищенню тиску, океанічні мінімуми в помірних широтах послабляють або зникають зовсім, а субтропічні антициклони посилюються. На картах відносної топографії ОТ в липні гребні тепла розташовані над континентами. Аналогічна картина розподілу тиску спостерігається практично у всій тропосфері. Карти абсолютної топографії

AT_{500} в січні і в липні повторюють карти OT_{1000}^{500}. Таким чином, у формуванні сезонних полів тиску термічний і динамічний фактори посилюють одне одного.

Слід звернути увагу ще на одну особливість водної поверхні – вона має меншу в порівнянні з сушею шорсткість. Це призводить до того, що при русі 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 і існують вони триваліше, ніж над сушею.

3.1 Вплив морських (океанічних) течій на клімат

Океани і континенти не є однорідними підстильними поверхнями. Для океанів характерні різні температурні режими, солоність, наявність теплих і холодних течій. Окремі райони континентів різняться за своїми орографічними особливостями.

Теплі і холодні течії суттєво впливають на клімат Земної кулі. Вони спостерігаються в усіх океанах і зазвичай утворюють замкнуті циркуляційні системи: антициклонічні вихори у тропічних і субтропічних широтах та циклонічні – у помірних і високих широтах (рис. 3.10). Тобто

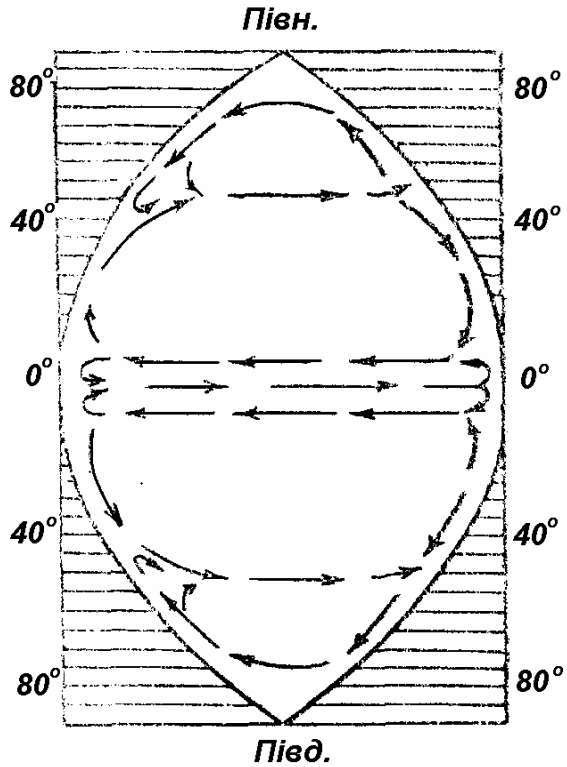


Рисунок 3.10 – Схема морських течій

існує тісний зв'язок морських течій з системою повітряних течій. Головні морські течії співпадають за напрямком з переважними вітрами, відхиляючись від них у північній півкулі декілька вправо, а в південній – вліво. Так, в екваторіальних широтах основною причиною формування приекваторіальної течії є пасатна циркуляція, яка притаманна цим широтам.

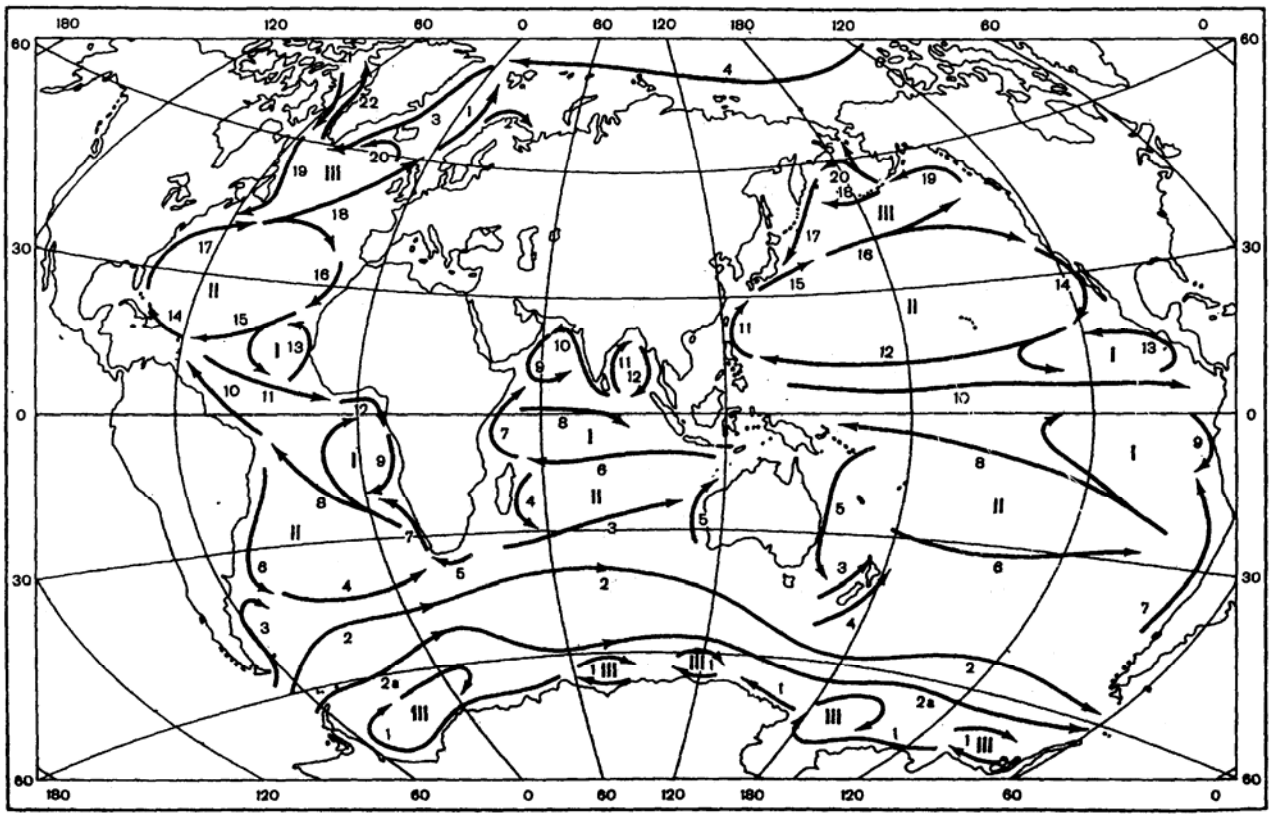
На напрямок і інтенсивність течій впливає розподіл материків і їх конфігурація. Наприклад, на поверхні Атлантичного океану існує найбільш потужна замкнута система течій, чому сприяє найбільш близьке розташування материків, які обмежують океан.

Загальна картина розташування головних морських течій наведена на рис. 3.11 і має наступний вигляд:

- 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 отримують меридіональну спрямованість, даючи початок теплим течіям;
- ці течії рухаються уздовж материків приблизно до широти 40 – 45º. Таким чином, в тропічних і субтропічних широтах біля східних берегів континентів виникають теплі течії. Для північної півкулі – Антильська тепла течія в Атлантиці і Куро-Сіо 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 напрям на східний, віддаляються від східних берегів і наближаються до західних берегів, 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 – Аляскинську течію.

Води системи Гольфстрім проникають на 10 тис. км – від Флориди 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. 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;

- у високих широтах завдяки теплим течіям на узбережжях формується особливий клімат – з теплою зимою й невеликою амплітудою коливання температури, значною кількістю опадів. Порт Мурманськ, розташований за полярним колом, завдяки теплим водам Гольфстріму доступний для морських суден протягом року.



I – циклонічні тропічні, II – антициклонічні субтропічні, III – циклонічні високоширотні;

1 – Прибережна антарктична, 2 – Антарктична циркумполярна, 2а – його південна гілка;

Атлантика: 3 – Фолклендська, 4 – Південно-Атлантична, 5 – Голкова, 6 – Бразильська, 7–Бенгельська, 8 – Південна Пасатна, 9 – Ангольська,10 – Гвіанська, 11– Екваторіальна протитечія Ломоносова, 12 – Гвінейська, 13 – Зеленого Мису, 14 – Антильська, 15 – Північна Пасатна, 16 – Канарська, 17 – Гольфстрім, 18 – Північно-Атлантична, 19 – Лабрадорська, 20 – Ірмінгера, 21 – Бафінова, 22 – Західно-Гренландська;

Індійський океан: 3 – Південно-Індоокеанська, 4 – Мадагаскарська, 5 – Західно-Австралійська, 6 – Південна Пасатна, 7 – Сомалійська, 8 – Екваторіальна протитечія Тарєєва, 9 – Західно-Аравійська, 10 – Східно-Аравійська, 11 – Західно-Бенгальська, 12 – Східно-Бенгальська;

Тихий океан: 3 – Західно-Новозеландська, 4 – Східно-Новозеландська, 5 – Східно Австралійська, 6 – Південно-Тихоокеанська, 7 – Перуанська, 8 – Південна Пасатна, 9 – Перу-Чилійська, 10 – Екваторільна протитечія Кромвела, 11 – Мінданао, 12 – Північна Пасатна, 13 – Мексиканська, 14 – Каліфорнійська, 15 – Куросіо, 16 – Північно - Тихоокеанська, 17 – Ойясіо, 18 – Алеутська, 19 – Аляскінська, 20 – Східно-Беринговоморська;

Північний Льодовий океан: 1 – Норвежська, 2 – Нордкапська, 3 – Східно-Гренландська, 4 – Західна арктична, 5 – Тихоокеанська.

Рисунок 3.11 – Основні течії на поверхні Світового океану (за В.М.Степановим)

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 напрям від полюсів до екватора, в помірних широтах омивають східні берега континентів. В Атлантиці це Лабрадорська течія, а в Тихому океані – Ойясіо. Тому клімат східних берегів континентів в цих широтах характеризується порівняно низькими температурами і частими туманами.

В районі Ньюфаундленда влітку також іноді спостерігаються айсберги. У південній його частині холодна Лабрадорська течія упритул стикається з теплими водами Гольфстріму. Сусідство цих течій призводить до утворення тут стійких густих туманів, які надають популярність Ньюфаундлендським банкам, як одному з найбільш туманних місцевостей Земної кулі.

У тропічних і субтропічних широтах холодні течії, які омивають західні узбережжя, сприяють посиленню пасатних інверсій. Їх наявність є однією з причин того, що в Південній Америці і Африки майже у самих берегів океану розташовані пустелі з властивим їм сухим кліматом. 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. Так, наприклад, отеплюючий вплив Гольфстріму поширюється майже до Уралу. Цьому сприяє переважання в помірних широтах західного переносу повітряних мас.

В океані утворюються також підводні вихори і кільцеподібні течії – ринги й вихори синоптичного масштабу (діаметром до 200 км). Ці океанічні структури також значно впливають на умови формування клімату і відіграють істотну роль у перерозподілі енергії Світового океану.

Таким чином, морські течії являють собою потужний кліматоутворювальний фактор, який впливає на клімат великих районів опосередковано через атмосферну циркуляцію.

3.3 Вплив рельєфу на клімат

Вплив рельєфу на формування клімату надзвичайно великий і різноманітний. Гірські системи, порушуючи процеси адвекції повітряних мас і циркуляції атмосфери, мають специфічний клімат і 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 розділити на три групи:

• великомасштабний 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;

• локальний орографічний вплив, який зумовлює особливості у ході метеорологічних величин, пов'язаний з конкретними формами рельєфу невеликої протяжності.

Розглянемо це 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 і поза нею, і навіть на значній відстані від неї. Загальновідома клімтоутворювальна 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 з півночі в Індію. Завдяки цьому на північ від Гімалаїв спостерігається зона пустель, а клімат Індії цілком визначається мусоном і в межах сезонів характеризується значною стійкістю. До того завдяки саме Гімалаям над південно-східною Азією формується потужна струменева течія.

Другим яскравим прикладом впливу рельєфу на клімат є Кордильєри, які визначають в значній мірі клімат Південної Америки. Трійна шеренга ланцюгів цієї гірської системи ускладнює проникнення тихоокеанських повітряних мас на материк. Тому пом'якшуюча дія Тихого океану не простирається так далеко вглиб континенту, як це має місце в Європі, 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 ЄТР і України може бути районом антициклогенезу або стаціонування антициклонів, що приходять сюди з районів Атлантики і Арктичного басейну. Це посилює виступ східного Сибірського антициклону, по периферії якого переміщуються маси вихолодженого над континентом Євразії повітря, що в свою чергу сприяє накопичуванню холодних повітряних мас у північних схилів цих гір і посиленню антициклогенезу. Влітку, навпаки, вони сприяють виникненню орографічних циклонів.

Другим 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 різних ділянок підстильної поверхні, різною орієнтацією і 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 напрямі (висотна поясність) 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. У горизонтальному напрямі вплив гір залежно від їхньої висоти та протяжності може проявлятися на відстані понад 500 км.

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

4 ЗАГАЛЬНА ЦИРКУЛЯЦІЯ АТМОСФЕРИ ТА ЇЇ КЛІМАТОУТВОРЮВАЛЬНА РОЛЬ

4.1 Загальні відомості про атмосферну циркуляцію

Повітряні течії, які властиві атмосфері Землі, сприяють переносу повітряних мас з різними фізичними властивостями, формуючи погодні умови, а через це, і клімат різних регіонів Земної кулі. Наприклад, міста Бордо і Владивосток знаходяться майже в однакових географічних умовах (приблизно на одній широті, але на різних узбережжях морів – перший на узбережжі Біскайського заливу, другий на узбережжі Японського моря), але суттєво різняться за температурним режимом, особливо взимку. Так, в Бордо середня температура повітря в січні становить приблизно +5°C, а у Владивостоку – -13,5^{o}C. Різниця між ними перебільшує 18°C, що зумовлено, перш за все, особливостями циркуляції повітряних мас в зимовий період: в Бордо взимку переважають південно-західні вітри, які переносять теплі і вологі маси повітря з Атлантичного океану, а у Владивостоку взимку дмуть північно-західні вітри, які приносять холодне і сухе повітря з боку Східного Сибіру.

Повітряні течії, які переважають в тих чи інших районах Землі, не ізольовані, а входять в систему загальної циркуляції атмосфери (ЗЦА). Тобто, *загальна циркуляція атмосфери – це сукупність повітряних течій великого масштабу (які співставленні з розмірами континентів), що здійснюють горизонтальний і вертикальний обмін мас повітря.*

Особливості загальної циркуляції атмосфери пов’язані з зовнішніми (астрономічними і геофізичними) і внутрішніми (властивостями підстильної поверхні, розподілом материків і океанів) кліматоутворювальними факторами. ЗЦА є результатом енергетичної взаємодії між ланками кліматичної системи. Тому її можна вважати однією з характеристик стану глобальної кліматичної системи. З іншого боку, як згадувалось вище, горизонтальний і вертикальний обмін повітряних мас, який відбувається в системі ЗЦА, та пов’язаний з ними перенос тепла, вологи, кількості руху сприяє формуванню кліматичних режимів окремих регіонів Земної кулі і всієї планети в цілому. Під впливом атмосферної адвекції (разом з океанічною) відбувається вирівнювання тепла на земній поверхні, завдяки чому відсутнє його неперервне зростання в низьких широтах і неперервне зменшення 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 дозволяє визначити розподілення атмосферного тиску, яке в свою чергу є похідною від розподілення 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. Завдяки чому 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, поділення її на океани і континенти, термічні режими яких помітно різняться. Термічні розбіжності між континентами і океанами за виразом В.В.Шулейкина отримали назву *«теплової машини другого роду»*.

До названих факторів слід додати обертання Землі навколо своєї осі, нерівності рельєфу, які визивають різницю в терті повітря біля земної поверхні, а також вихоро- і хвильоутворення в атмосфері.

Розглянемо, які саме атмосферні течії виникають завдяки наявності кожної з названих причин. Так, завдяки «тепловій машині першого роду» горизонтальна складова сили баричного градієнту в основному спрямована від тропіків до полюсу, а під дією відхиляючої сили обертання Землі виникає західний перенос повітряних мас. який охоплює тропосферу і частину стратосфери поза тропічних широт влітку і всю стратосферу взимку. Схема формування підвищеного тиску в тропічних широтах пояснює так званий «осередок Гадлея (Хедлі)». Повітря, яке нагрівається над екватором, піднімається догори і рухається в напрямку до полюсів. В процесі руху під дією сили Коріоліса воно все більше відхиляється від початкового руху і на широті близько 30° приймає напрямок із заходу на схід. Таким чином, в субтропічних широтах на висотах 3-5 км над поверхнею Землі розташовується зона західних вітрів. Накопичування повітряних мас тут призводить до формування поясу підвищеного тиску біля поверхні Землі і подальшому відтоку його в обидва боки, до екватора і до полюсу, також підпадаючи під дію відхиляючої сили обертання Землі. Завдяки цьому повітряна течія, що спрямована до екватора, отримує північно-східний напрямок. На північ від поясу підвищеного тиску утворюються течії південно-західних і західних напрямків. Таким чином формується *зональна циркуляція*, яка притаманна всій атмосфері Землі. Для неї властиво переважання широтних (східних і західних) складових переносу повітряних мас над меридіональними (північними і південними).

Робота «теплової машини другого роду», а саме розбіжності в температурних режимах повітря над океанами і континентами, забезпечує перетік повітряних мас з океанів на континенти влітку і з континентів на океани взимку, тобто формування *мусонної циркуляції*.

В тропічних широтах має місце і *пасатна циркуляція*, яка

обумовлена наявністю субтропічних антициклонів і приекваторіальної улоговини.

Вихоро- і хвильоутворення в атмосфері, тобто наявність позатропічних циклонів і антициклонів, які безперервно виникають і руйнуються, 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 чередування материків і океанів. Позатропічні широти Південної півкулі являють собою головним чином однорідну океанічну поверхню. Орографічні умови підстильної поверхні можуть суттєво змінювати систему повітряних течій і утворювати *місцеві особливості циркуляції* атмосфери.

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

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

Спроби скласти схему загальної циркуляції було розпочато більш ніж 200 років тому. Згідно однієї з них циркуляцію повітряних мас в атмосфері Землі можна надати (наприклад, для Північної півкулі) трьома осередками. Одна з них, яка пояснює циркуляцію повітряних мас в низьких широтах, розглядалась вище – це осередок Гадлея (Хедлі): вважалось, що існуючий в тропічних широтах в нижній частині тропосфери перенос повітря до екватора, його підйом в екваторіальній зоні і зворотній перенос в субтропічні широти в верхній тропосфері, а там опускання донизу відбувається у вигляді замкненої циркуляції.

У помірних широтах друге кільце циркуляції називають «осередок Ферреля»: вважалось, що існуючий тут у нижніх шарах тропосфери перенос повітря від субтропічних широт до полярних, його підйом у полярних широтах, зворотній перенос до субтропічних широт у верхніх шарах і опускання в субтропічних також відбувається у вигляді замкненої циркуляції.

Наявність третього осередку у високих широтах пояснювалась наступним: біля полюсу повітряна маса внаслідок вихолоджування опускається донизу і розтікається до півдня. Через відхиляючу силу обертання Землі потік набуває напрямку зі сходу на захід. При зустрічі

з повітрям помірних широт відбувається підйом повітряних мас. Таким чином утворюються три вертикальних «осередки» атмосферної циркуляції (рис. 4.1).

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

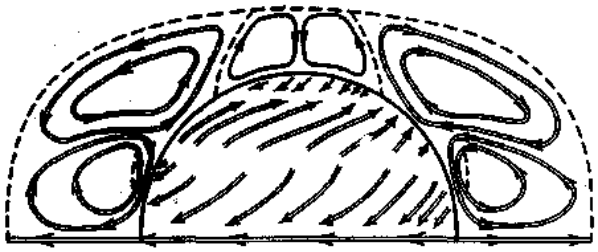


Рисунок 4.1 – Спрощена схема загальної циркуляції атмосфери

Дослідження загальної циркуляції атмосфери ведеться різними методами: синоптичним, статистичним, гідродинамічним. Синоптичний метод передбачає вивчення великомасштабних повітряних течій за допомогою карт погоди різних рівнів. 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 гідродинаміки, які відбивають фізичні закономірності, що 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 Розподіл атмосферного тиску та вітру біля земної поверхні

4.2.1 Розподіл атмосферного тиску біля поверхні Землі

Загальна циркуляція атмосфери тісно пов’язана з розподіленням тиску повітря біля земної поверхні і на висотах. Основною особливістю такого розподілення є його зональність, яка зумовлена, перш за все, зональністю розподілення температури. Ця особливість чітко виражена у верхніх шарах атмосфери. Біля земної поверхні таке розподілення більш складне, що пов’язано з впливом підстильної поверхні. Але для середніх широтних значень атмосферного тиску така закономірність характерна і

біля поверхні Землі. Встановлено, що атмосферний тиск зростає від екватора до полюсів, досягаючи максимального значення приблизно на широті 30-35° кожної півкулі. Далі атмосферний тиск знижується до помірних широт, де знаходиться полярна улоговина: в помірних широтах спостерігається вторинний мінімум, який особливо чітко виражений в південній півкулі (рис. 4.2). У напрямку до полюсів атмосферний тиск знову зростає. Таким чином, біля земної поверхні в обох півкулях можна виділити декілька зон атмосферного тиску, які відбивають найбільш загальні закономірності його розподілу: екваторіальна зона зниженого тиску, субтропічна зона підвищеного тиску, зона зниженого тиску помірних широт, зона підвищеного тиску високих широт.

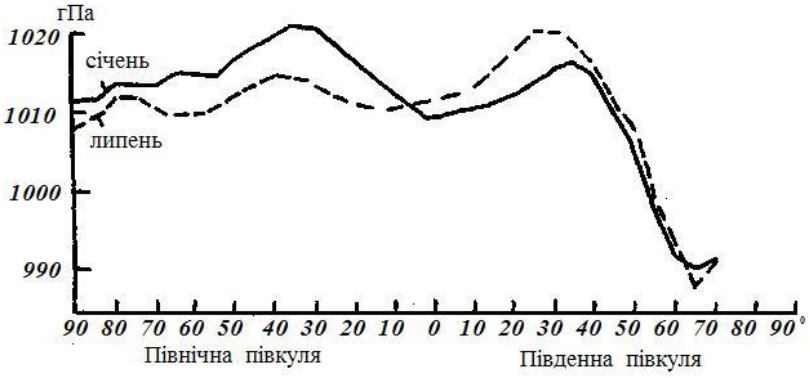


Рисунок 4.2 – Розподілення атмосферного тиску у січні і липні

Уявлення про глобальне поле тиску, яке помітно відрізняється від середнього широтного, надають карти багаторічного середнього тиску на рівні моря в січні і липні. Наявність суші і моря призводить до того, що в кожній зоні баричне поле розпадається на окремі області підвищеного і зниженого тиску із замкненими ізобарами. Вони носять назву *центрів дії атмосфери* (ЦДА*)*. Ті з них, які існують протягом усього року мають назву *сталих*, а ті, що існують тільки протягом теплого або холодного періоду називаються *сезонними центрами дії атмосфери.*

У **січні** на карті середнього поля тиску (рис. 4.3) добре видно зону зниженого тиску – *екваторіальна улоговина* з тиском нижче за 1015 гПа, яка охоплює всю екваторіальну зону Землі. 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 розташовані не на самому екваторі, а досить далеко від нього, приблизно під 15° півд.ш. над прогрітими в цю пору літніми материками Південної півкулі.

По обидва боки від екваторіальної улоговини спостерігаються субтропічні зони високого тиску, які складаються із декількох *антициклонів*, які називають *субтропічними.* Вони добре виражені над

усіма трьома океанами Південної півкулі (з центрами під 30-35° півд.ш. і з тиском в центрі вище за 1020 гПа): *Південно-атлантичний, Південно-тихоокеанський, Південно-індійський (Маскаренський*). Над більш теплими за океан материками їх місце займають області зниженого тиску.

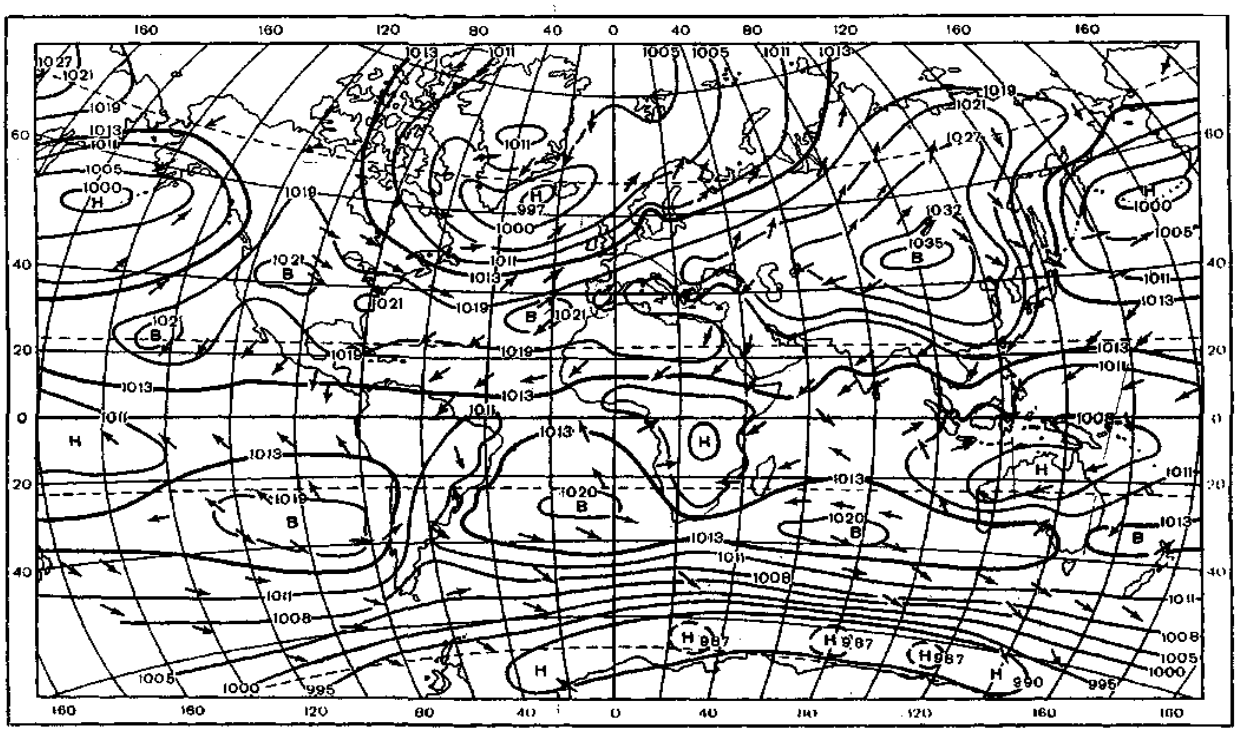


Рисунок 4.3 – Розподілення атмосферного тиску (гПа) і повітряні течії на рівні моря. Січень

У Північній півкулі субтропічні антициклони спостерігаються над Атлантичним і Тихим океанами, де їх центри розташовані під 30-35° півн.ш. (замкнуті ізобари 1020 гПа). В Атлантиці антициклон має назву *Азорського*, в Тихому океані – *Гавайського* або Гонолульського.

Над тропічними і субтропічними районами Азіатського континенту тиск також підвищений завдяки північній периферії значного *Азіатського (Сибірського)* зимового антициклону з центром над Монголією. Завдяки цьому субтропічна зона підвищеного тиску в 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 в цей час океанами. Це дві *океанічні депресії: Ісландська* на півночі Атлантичного океану і *Алеутська* на півночі Тихого океану з тиском в центрі нижчим за 1000 гПа. Над холодними материками Азії та Північної Америки знаходяться зимові антициклони: *Азіатський*, про який згадувалось вищим, 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. І тільки над льодяним островом Гренландія існує замкнена ізобара 1000 гПа, яка окреслює область підвищеного тиску.

У **липні** на карті середнього поля тиску (рис. 4.4) екваторіальна улоговина зберігається, але вона зсувається на північ і найнижчий тиск в ній вже не в Південній, а в Північній літній півкулі. Центри низького тиску помітно змістились до півночі над прогрітими материками Північної півкулі: вони 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 межи тропіків, називають *літніми термічними депресіями: Іранська (Південноазіатська) і Мексиканська*.

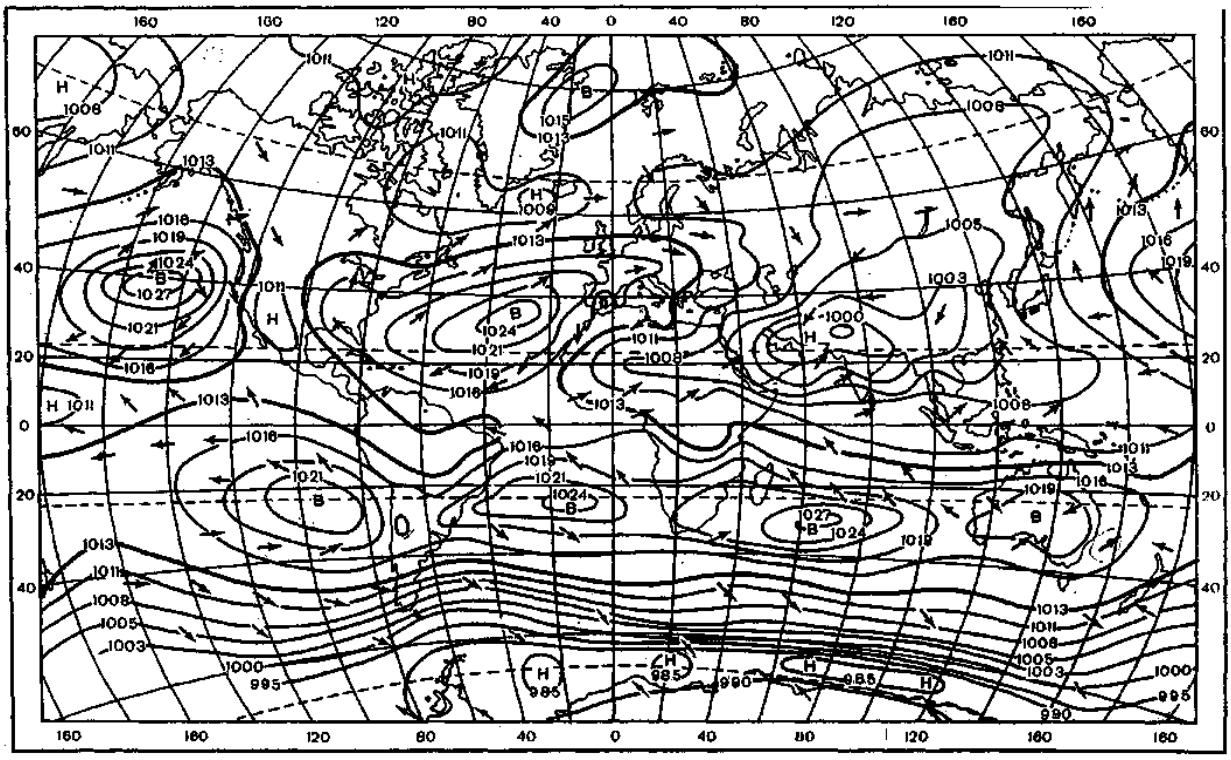


Рисунок 4.4– Розподілення атмосферного тиску (гПа) і повітряні течії на рівні моря. Липень

Зони підвищеного тиску в субтропіках також різняться. У Південній півкулі, де в липні зима, субтропічні антициклони охоплюють в субтропіках і тропіках не тільки три океани, але й материки, які в цей час холодніші. У літній Північній півкулі субтропічні антициклони (*Азорський і Гавайський)* залишаються над Атлантичним і Тихим океанами, при цьому вони зміщуються до півночі і посилюються. Над материками

субтропічних широт тиск в протилежність січню, як вже згадувалось, знижений. Він залишається зниженим і в більш високих широтах.

У помірних і субполярних широтах Північної півкулі океанічна *Ісландська депресії* (завдяки наявності льодового острова Гренландія і теплої течії Гольфстрім) зберігається, але проявляється слабше. Вона зміщується до півночі в зону більш значних температурних контрастів і разом з депресією над материками утворюють майже неперервну субполярну зону низького тиску. На північ від неї тиск зростає, але дуже мало. *Алеутська* депресія на півночі Тихого океану зникає.

У Південній півкулі в липні, як і в січні, спостерігають зону низького тиску в субполярних широтах і антициклон над Антарктичним материком.

Таким чином, зональність в розподіленні атмосферного тиску порушується тим, що тиск підвищується над вихолодженими материками взимку і зменшується над прогрітими континентами влітку. Взимку над материками високий тиск виявляють навіть в помірних і субполярних широтах, де він взагалі знижений. Влітку над материками тиск знижується і в субтропічних зонах, де він взагалі підвищений.

Виявлені 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: відносне 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 полюсу влітку відповідної півкулі і до екватора взимку.

Як вже згадувалось в попередньому розділі, баричне поле формується не тільки під впливом термічного фактору. Значна роль належить і динамічному фактору. Внесок кожного з них в різних районах Земної кулі неоднаковий. Якщо у високих і низьких широтах визначна роль у формуванні поля атмосферного тиску належить термічному фактору, що сприяє переважанню зниженого тиску в приекваторіальних широтах і підвищеного у високих широтах, то в помірних широтах суттєвою є роль динамічного фактору.

У сучасній теорії змін клімату значна роль відводиться адвекції температури, яка призводить до зміни горизонтальних градієнтів температури і, як наслідок, до посилення або послаблення висотних фронтальних зон (ВФЗ) і до змін горизонтального градієнту тиску. Нагадаємо, що ВФЗ це відносно вузькі зони великої горизонтальної протяжності у верхній тропосфері і стратосфері, які характеризуються значними контрастами температури і, як наслідок, великими горизонтальними градієнтами атмосферного тиску. Нерівномірні зміни висотного баричного поля у фронтальних зонах призводить до збіжності

або розбіжності ізогіпс і 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 суттєва.

Говорячи про ЦДА зазначимо, що *сталі центри дії мають місце над океанами, а сезонні – над материками*. Це обумовлено тим, що температура поверхні океану від зими до літа змінюється мало, а на материках суттєво, особливо в 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 і антициклони в атмосфері достатньо швидко змінюються. Кліматологічні карти дозволяють тільки з'ясувати, що в тому чи іншому районі повторюваність баричного утворення одного знаку перевищує повторюваність баричного утворення протилежного знаку. Так, наявність на півночі Атлантичного океану Ісландської депресії свідчить тільки про те, що циклони тут переважають над антициклонами. І навпаки, в місцях, де антициклони спостерігаються частіше за циклони буде спостерігатися центр дії з підвищеним тиском, як наприклад Азорський антициклон в Атлантиці.

Співставлення середнього атмосферного тиску взимку і влітку дозволяє встановити суттєву асиметрію між Північною і Південною півкулями: мають місце розбіжності як в положенні, так і в інтенсивності зон тиску. До того ж в Північній континентальній півкулі поле тиску значно менш зональне, ніж в Південній океанічній. Так, наприклад, взимку в Північній півкулі існують дві великих області низького тиску: над Південною Атлантикою – Ісландський циклон і Південним Тихим океаном – Алеутський циклон, в той час як в Південній півкулі в смузі цих широт (40-60° півд.ш.) – зональні ізобари. Таке середнє поле тиску в Північній півкулі складається завдяки переважанню циклонів над антициклонами на півночі океанів. У Південній півкулі в цих широтах материки відсутні, циклони і антициклони розвиваються над океанами на будь-яких меридіанах і при русі циклонів на південний схід, а антициклонів – на північний схід в межі широт 40-60° півд.ш. області високого і низького тиску взаємно гасяться**.** Але кінцевою стадією розвитку циклонів є область низького тиску навколо Антарктиди, а антициклонів – кільце субтропічного поясу високого тиску.

Завдяки сезонним термічним розбіжностям між півкулями середнє значення тиску над кожною з них знижується від зимового півріччя до літнього. Від січня до липня воно знижується над Північною півкулею на декілька гектопаскалів і збільшується над Південною півкулею.

4.2.2 Розподіл вітру біля земної поверхні

Середні горизонтальні градієнти тиску між розглянутими вище широтними зонами підвищеного і зниженого тиску по величині і напрямку близькі до меридіональних. Так, у високих і помірних широтах баричний градієнт від зон підвищеного тиску над полюсами і субтропічними широтами спрямовано до помірних і субполярних широт, і від субтропічної зони високого тиску – до екватора. Оскільки реальний вітер близький до геострофічного, такі градієнти обумовлюють переважання східних рухів в полярних і тропічних широтах і західних – в помірних широтах. Таким чином, зональність в розподіленні атмосферного тиску визначає зональність в розподілені вітру.

За досить спрощеною схемою, яка отримана по середнім широтним даним, режим вітру на Земній кулі наступний (рис. 4.3, рис. 4.4).

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

У тропічних широтах Атлантичного, Тихого і на півдні Індійського океану спостерігаються *північно-східні* (в Північ. півкулі) і *південно-східні* (в Півден. півкулі) вітри, які мають велику повторюваність. Це *пасати*.

Над континентами і 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 міняють 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 площинами в екваторіальній Африці, особливо в її східній частині.

У субтропічних широтах, особливо в центрі областей високого тиску, вітровий режим характеризується значно меншою стійкістю за напрямком в порівнянні з тропічними широтами і чітко визначеного напрямку вітру, як правило, виділити складно. Ця зона має назву *зони затишшя* («кінські широти»), яка особливо виражена над океанами.

У Північній півкулі в аналогічних широтах в східних частинах океанів, західних і центральних районах континентів протягом року найбільшу повторюваність мають північні вітри (30-40%). В західних частинах океанів, особливо в Тихому океані, на східних узбережжях Азії, Австралії і Північної Америки вітровий режим має мусонний характер: в

Північній півкулі взимку тут частіше, ніж інший, спостерігається 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 помірних широт. У Північній півкулі переважання вітрів західної чверті постійно виражено в помірних широтах також тільки над океанами; над материками режим вітру більш складний і мінливий, хоча західна їх складова переважає над східною. Зазначимо, що в напрямку вітру тут має місце значна меридіональна складова: в західних районах континентів в зимові місяці тут спостерігаються південно-західні вітри, влітку – західні і північно-західні. На східних узбережжях континентів і в західних частинах океанів має місце мусонний режим вітру: в зимові місяці переважним напрямком є північне або північно-західне, а в літні місяці – південне або південно-східне.

У високих широтах Північної півкулі режим вітру характеризується значною нестійкістю, але переважають *північно-східні* вітри. По окраїнах Антарктиди переважають *східні* вітри.

Більш детально режим повітряних течій на різних широтах розглянемо далі.

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

4.3.1 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 в помірних широтах Атлантики, за своїми властивостями відрізняється від повітря, яке приходить з суші тих же широт, а тим більш від повітря з суші тропічних широт. Навіть в різних секторах Арктики формуються помітно різні за фізичними властивостями повітряні маси. І їх вторгнення в ті чи інші райони визивають суттєві зміни погоди.

За географічним принципом виділяють наступні повітряні маси: *арктична* (антарктична), *помірних широт*, *тропічна*, *екваторіальна*. До того ж їх поділяють на континентальну і морську (крім екваторіальної).

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

Переміщуючись з районів зародження в інші міста повітряна маса деякий час зберігає ті властивості, які набула в районі формування. Але з часом під впливом підстильної поверхні вона змінює свої первинні характеристики. Відбувається *трансформація повітряних мас.*

Надамо стислу характеристику різних типів повітряних мас.

Арктичне (антарктичне) повітря формується над льодяними полями Арктики (Антарктики). Воно утворюється з повітряних мас помірних широт, які перетікають в полярні області, головним чином, у верхніх шарах атмосфери. Це дуже холодне повітря, з малим вмістом водяної пари. Воно сильно вихолоджене знизу, з висотою температура його зростає. Вторгнення цього повітря в помірні широти, яке викликає різке і швидке зниження температури повітря, називають «хвилями холоду». З ними пов'язані сильні морози взимку і значні весняні і осінні заморозки. «Хвилі холоду» в окремі роки сягали Північної Африки, Флориди.

Вертикальна потужність таких повітряних мас незначна (в середньому 2 км, а морського арктичного – 3-5 км). З проникненням на південь вони розтікаються, потужність їх зменшується і завдяки цьому ці маси повітря не можуть перевалити через гірські хребти, а огинає їх, що має місце в 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 ПБ Криму.

Континентальне повітря помірних широт – 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 в системі західних потоків, а також арктичного повітря, яке надходить у ці широти. Взимку формування цього повітря відбувається над сильно вихолодженою поверхнею суші, яка вкрита снігом (Азіатським континентом). Воно дуже охолоджене, особливо знизу.

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

Континентальне тропічне повітря формується в основному над степами і пустелями тропічних широт з екваторіального, а також із повітря помірних широт. Осередками його формування влітку є Балкани, південь ЄЧР, Мала Азія, Середня Азія, Монголія, Північний Китай. В окремі роки він може сформуватись навіть на сході і південному сході України.

Вторгнення цього занадто сухого і жаркого повітря викликає суху і спекотну погоду і може супроводжуватись сухими вітрами – суховіями.

Морське тропічне повітря приходить з субтропічних широт океанів,

де воно формується в областях високого тиску.

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

4.3.2 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 в тропосфері, в яких відбувається взаємодія між повітряними масами з різними властивостями, мають назву фронтальних розділів (зон) і з ними тісно пов'язано процеси цикло- і антициклогенезу. На щоденних приземних картах погоди це синоптичні фронти, які позначаються лінією, що має назву лінії фронту. Вони виникають, переміщуються і розмиваються через циклонічну діяльність. *Зони найбільш частої взаємодії різнорідних повітряних мас, або зони найбільш частого виникнення основних фронтальних розділів отримали назву «кліматологічні фронти».* 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), помірний (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. *Тропічний* фронт розташовується в районах, де частіше за все взаємодіє тропічне повітря з екваторіальним. До того ж ще виділяють *пасатні* фронти, які являють собою кінці полярних фронтів, що проникають далеко вглиб тропіків. Ці фронти є ні що інше, як зона конвергенції більш теплих і більш холодних мас тропічного повітря, яке циркулює в системі субтропічних антициклонів.

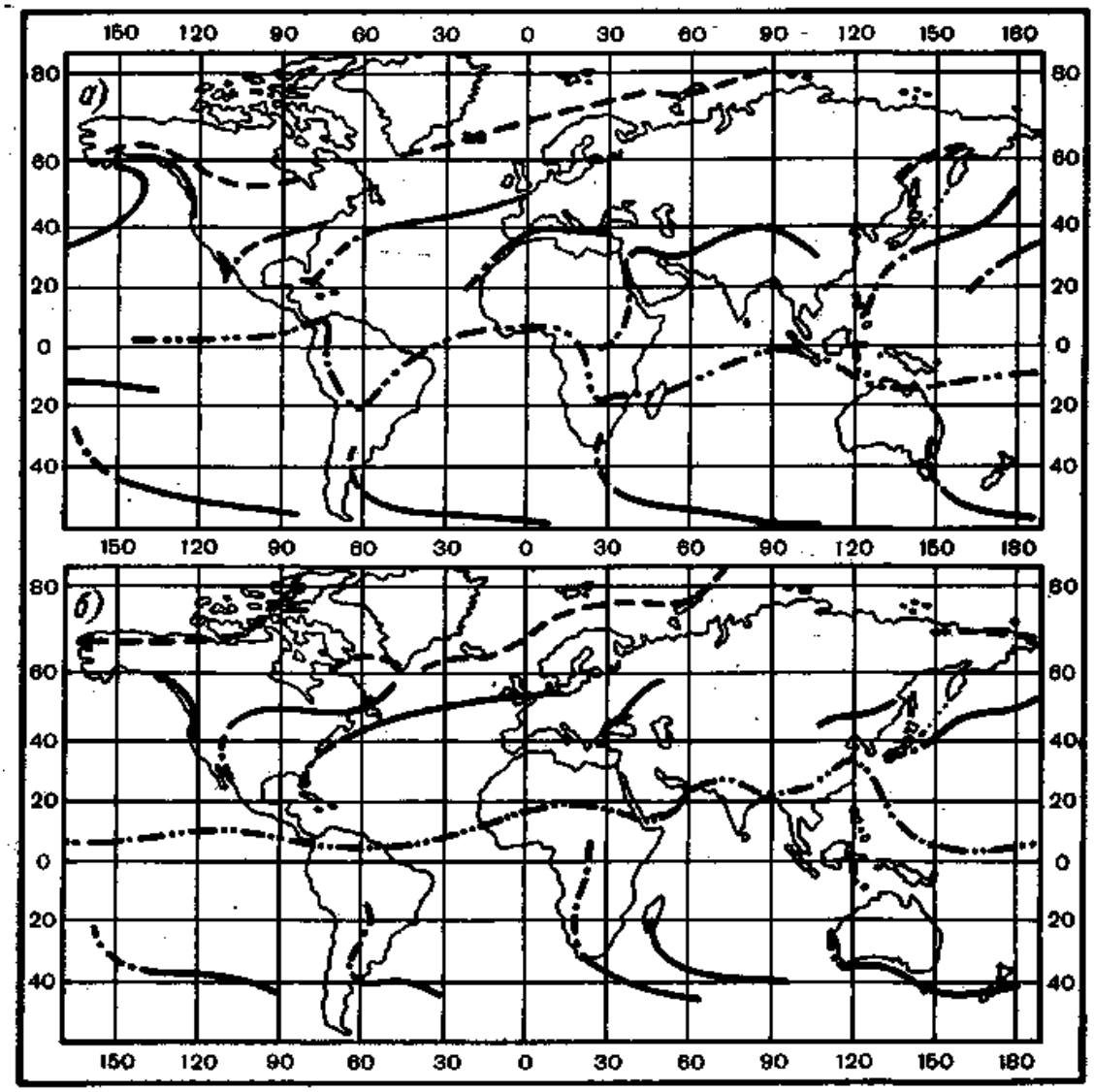
Кліматологічні фронти, як правило, не є неперервними зонами, які опоясують Земну кулю, а мають розриви, тобто розпадаються на окремі гілки. Розриви фронтів мають місце в тих районах, де найчастіше відбувається активний меридіональний обмін повітря і фронти розмиваються.

Для кліматологічних фронтів характерне значне сезонне зміщення. Влітку відповідної півкулі вони розташовуються в більш високих широтах в порівнянні з 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 побудовані Хромовим у 1940 р. В наступному їх положення уточнювалось.

Для розуміння різноманітності кліматичних умов на Земній кулі розглянемо географічне положення кліматичних фронтів в січні і в липні, яке надано на картах (рис. 4.5).



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

Рисунок 4.5 – Кліматологічні фронти у січні (а) і липні (б)

У **січні** в Північній півкулі розташовані дві гілки *арктичного фронту*: одна – на півночі Атлантичного океану і на півночі Євразії (в

межах широт 65-75° півн.ш), 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, хоча в окремих випадках цей фронт може займати положення, яке значно відрізняється від середнього. Це зона досить розвинутої циклонічної діяльності, особливо в північній частині Атлантики. При виникненні на них циклонів і антициклонів фронти переміщуються і разом з вторгненнями арктичного повітря можуть проникати далеко на південь.

У Південній півкулі аналогічно прослідкується *антарктичний* фронт, який оточує материк Антарктиди.

У більш низьких широтах (між 30 і 50° півн.ш.) 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 наступним 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 Няньшаня), над Тихим океаном (від Філіппінських островів до західних берегів Канади) дві гілки і над півднем Північної Америки.

У Південній півкулі полярні фронти розташовані зазвичай над океанами в більш вузькій зоні (на широті 40-50° півд.ш) і складаються з чотирьох гілок. Дві з них знаходяться в Тихому океані і по одній в Атлантичному і Індійському. Кінці полярних фронтів, як згадувалось раніше, проникають далеко до тропіків у вигляді пасатних фронтів. Вони розділяють в тропіках вже не повітря помірних широт від тропічного, а різні маси тропічного повітря – більш свіжого і більш старого, які відносяться до різних субтропічних антициклонів.

В середині тропіків, між поясами субтропічних максимумів Північної і Південної півкулі, розташована смуга зниженого тиску, вздовж осі якої відбувається сходження повітряних мас різних півкуль (пасатів обох півкуль). Ця зона називається *внутрішньотропічною зоною конвергенції* (ВЗК). На кліматологічних картах ВЗК представлена неперервною лінією, яка охоплює всю Земну кулю. У січні вона проходить більше над Південною півкулею, ніж над Північною, і особливо далеко відхиляється до півдня разом з низкою гілок екваторіальної улоговини над нагрітим материком Південної півкулі. Цю зону довгий час називали *тропічним* фронтом, але за своєю структурою і властивостями зона конвергенції суттєво відрізняється від арктичних і полярних фронтів. А риси «поганої» погоди, які характерні для фронтів взагалі, тут пов’язані зі сходженням повітряних течій і розвитком завдяки цьому вертикальних рухів, що призводить до хмароутворення і значним опадам.

У **липні** положення *арктичних (антарктичних)* фронтів мало

змінюється в порівнянні з січневим. Влітку над океанами вони виражені гірше, ніж в зимовий період через зменшення температурних контрастів.

Полярні фронти в Північній півкулі трохи зміщені до півночі в порівнянні з січнем, особливо над прогрітими континентами, і їх середнє положення – біля 50-ї паралелі. У Східній Європі, Азії і Тихому океані вони проходять між паралелями 40 і 60° півн.ш. і утворюють так звані *східноєвропейський, східноазіатський (монгольський) і тихоокеанський* фронти помірних широт, які сягають тропічної зони – пасатні фронти.

У Південній півкулі полярні фронти декілька зміщені до екватора і проходять під 30-40° півд.ш.

Внутрішньотропічна зона конвергенції у липні розташована в Північній півкулі, особливо далеко вона зміщена на північ над Індією (до підніжжя Гімалаїв) і низов'ями річки Яньцзи. Як і фронти більш високих широт вона 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 – до півдня. Це дозволяє встановити, в яких областях Землі протягом року переважають повітряні маси одного типу, а в яких від зими до літа і від літа до зими маси одного повітря змінюються повітряні маси іншого типу. Саме це є основним критерієм для генетичної класифікації кліматів, розробленої Б.П.Алісовим, про що буде сказано в шостому розділі.

Для ілюстрації ролі кліматологічних фронтів у формуванні кліматичних умов окремих районів Земної кулі розглянемо декілька прикладів. Так, на фронтах помірних широт, особливо у Північній півкулі, розвинута інтенсивна циклонічна діяльність, яка відіграє в цих широтах значну кліматоутворювальну роль: з нею пов'язано перенос теплих повітряних мас у високі широти і вторгнення холодних мас в низькі. На фронті, який розташований над Атлантичним океаном, циклонічна діяльність розвинута протягом усього року, що сприяє зволоженню Європи.

На *середземноморський* гілці цього фронту, яка розвинута тільки в холодну пору року, виникають циклони, які переміщуються головним чином на північний схід. Цей фронт – зона взаємодії повітряних мас азорського і африканського походження, з одного боку, і європейського повітря помірних широт, з другого. І саме його наявність визначає режим зволоження усього середземноморського басейну, тому що в тепле півріччя 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 в грудні становить 115 мм, в липні їх багаторічна кількість не перевищує 8 мм (табл. 4.1).

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

І	П	Ш	ІУ	У	УІ	УП	УШ	ІХ	Х	ХІ	ХП	Рік
99	84	70	66	34	16	8	14	37	98	99	115	749

Такий тип річного ходу опадів, а звідси і тип клімату отримав назву середземноморського.

Середземноморські циклони, які рухаються на схід і північний схід, відомі під назвою *«південні циклони»*. Вони відіграють визначну роль в переносі тепла і вологи, а отже і в формуванні погодних умов і клімату не тільки в країнах, прилеглих до Середземного моря, але і в країнах, розташовані на північ і північний схід від нього.

Другим прикладом кліматоутворювальної ролі кліматичних фронтів може бути *іранська* гілка полярного фронту, яка взимку формується вздовж гірських ланцюгів Ірану, Афганістану і Тибету. За характером вона континентальна і є зоною взаємодії (зустрічі) мас континентального тропічного повітря аравійського походження і повітря помірних широт Азії. Ці повітряні маси відрізняються значною сухістю і при проходженні циклонів опадів тут випадає дуже мало. Але саме ця суха гілка полярного фронту тільки і визначає режим зволоження даного регіону: якщо в Тегерані в липні випадає біля 1 мм опадів, то в січні їх кількість становить 46 мм, що в цілому за рік формує в багаторічному розрізі 253 мм опадів (табл. 4.2).

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

І	П	Ш	ІУ	У	УІ	УП	УШ	ІХ	Х	ХІ	ХП	Рік
46	30	48	36	13	2	1	1	1	9	32	34	253

Влітку активізуються континентальні гілки полярного фронту: східноєвропейська і східноазіатська. Остання з них – зона взаємодії сухого континентального повітря помірних широт і тропічного континентального повітря. Циклонічна діяльність на цьому фронті не викликає значної кількості опадів. Але тільки завдяки їй трохи зволожуються північно-східні райони Монголії. Так, в Улан-Баторі багаторічна річна кількість опадів становить тільки 101 мм і вона формується за рахунок опадів теплого періоду: в липні випадає 33 мм, в січні – 0 мм (табл. 4.3).

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 і нестійко стратифікованого екваторіального повітря.

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

I	П	Ш	IУ	У	УI	УП	УШ	IX	X	XI	XП	Рік
0	0	0	3	5	13	33	28	10	3	3	3	101

На ВЗК у широтах 5-20° півн. і півд.ш. часто виникають тропічні циклони, які супроводжуються сильними зливовими опадами і значними швидкостями вітру.

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

4.4 Особливості атмосферної циркуляції у тропіках

Характерною особливістю циркуляції у тропіках, тобто в межах широт 30° на південь і північ від екватора, є значна (в 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 в середніх і високих широтах. Винятком є тропічні циклони, які виникають в екваторіальній зоні. Тому сезонні явища погоди, які визначаються термічними умовами, тут більш чітко виражені, ніж у позатропічних широтах. До того ж основні риси в розподілені тиску тут зберігаються (на відміну від високих широт) протягом року: тропічний пояс обрамляють з півночі і з півдня смуги високого тиску, які мають більш-менш суцільну протяжність тільки взимку відповідної півкулі, а влітку розриваються над континентами; в будь-який фізичний момент в цій зоні можна розпізнати пасати, літній або зимовий мусон і внутрішньотропічну зону конвергенції, яка розташована в екваторіальній улоговині. Розглянемо ці системи циркуляції більш детально.

4.4.1 Пасати і їх кліматоутворювальна роль

Між субтропічним поясом високого тиску і екваторіальною улоговиною в нижній частині тропосфери спостерігаються доволі сильні (до 5-8 м/с) вітри, які є стійкими. Ці *повітряні течії утворюються на звернутій до екватора периферії субтропічних антициклонів обох півкуль і називаються пасатами*. Вони є найбільш стійкими повітряними течіями, які охоплюють на океанах майже всю внутрішньотропічну зону: пасати покривають значну площину від 20° широти в зимовій півкулі і 30° широти в літній півкулі до екваторіальної улоговини. У будь-яку пору року більше третини поверхні землі знаходиться під їх впливом.

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

Встановлено, що на висотах над пасатами – вітри з переважанням західної складової, тобто такі, які характерні для середньої і верхньої тропосфери позатропічних широт. Їх назвали *антипасатами.* Вважалося, що вони мають напрямок, який строго протилежний приземному напрямку пасатів. Але наступні 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 хвильоподібні збурення, які і визначають меридіональну складову: на якихось меридіанах вона може мати протилежний напрямок, але в середньому багаторічному для усієї зони вона спрямована від екватора до високих широт.

Майже всюди на океанах пасати обох півкуль зустрічаються. У східній, більшій частині Тихого і Атлантичного океанів південно-східний пасат в усі пори року перетинає екватор і перетікає до Північної півкулі: зона їх зустрічі лежить на північ від екватора; на заході океанів це відбувається тільки влітку Північної півкулі. Взимку північно-східний пасат поширюється в Південну півкулю. В Індійському океані їх зустріч спостерігається на південь від екватора взимку Північної півкулі, до того ж пасат Північної півкулі скоріш за все це зимовий мусон. Влітку ж взагалі на північ від екватора пасатів немає, їх перебиває 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 в декілька сотен 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 в 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 в тропічних широтах і, проходячи над ними, повітряна маса додатково вихолоджується. Сприяють формуванню інверсій і низхідні рухи в системі антициклона. Ці пасатні інверсії розташовані зазвичай нижче рівня конденсації. Вони не сприяють розвитку конвекції і заважають утворенню хмар. Завдяки цьому опади тут – велика рідкість. Аналогічна картина має місце і в Тихому океані. Типове розподілення температури повітря з висотою в пасатах надано на рис 4.6.

З наближенням до екватора і в західній частині океанів пасати значно більш однорідні по вертикалі і несуть вологе, нестійко стратифіковане

повітря з екваторіальних широт. Додатково сприяють формуванню нестійкій стратифікації і теплі океанічні течії, які омивають східні береги континентів. Пасатна інверсія тут розташована значно вище рівня конденсації (рис. 4.7) і не є перешкодою для розвитку інтенсивної конвекції і хмароутворення. Все це сприяє випадінню рясних опадів майже протягом усього року.

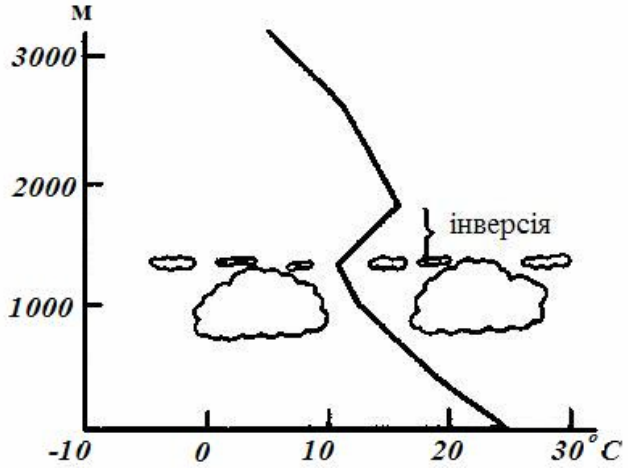


Рисунок 4.6 – Типове розподілення температури повітря з висотою в пасатах

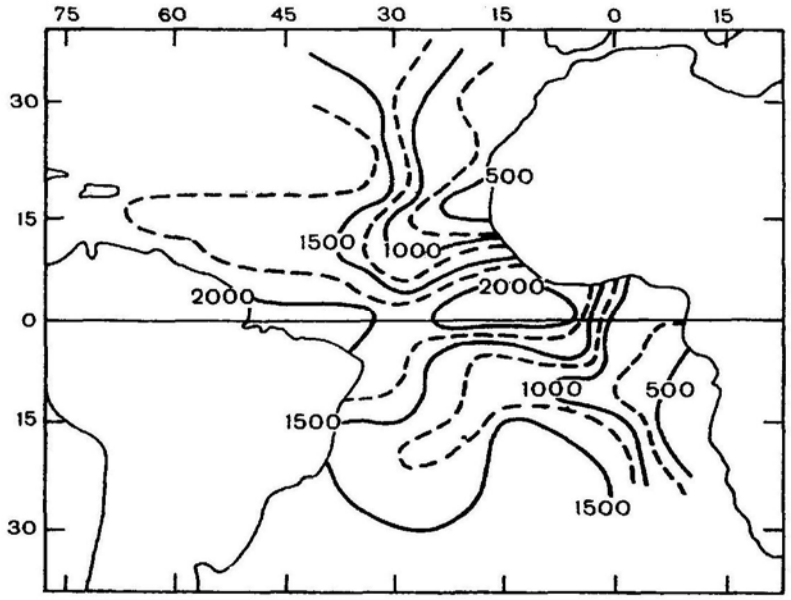


Рисунок 4.7 – Висота (м) нижньої межі шару пасатної інверсії в Атлантиці

Над континентами повітряні течії подібні до пасат спостерігаються головним чином взимку і відрізняються значною сухістю (зимовий мусон). Влітку ж над континентами в тропічних широтах переважає потік вологого екваторіального повітря, яке несе з собою хмарність, рясні опади і деяке зниження температури – по суті це екваторіальний мусон.

В географічному плані зона пасатних вітрів разом із *зоною затишшя*, яка характерна для центральних районів субтропічних антициклонів, також зазнає сезонних зміщень (згідно з загальною тенденцією сезонних коливань поля атмосферного тиску): влітку вона займає більш північне положення ніж взимку.

4.4.2 Мусони і їх кліматоутворювальна роль

Особливе місце в загальній циркуляції атмосфери займає мусонна циркуляція (мусони). В деяких районах Земної кулі, особливо у внутрішньотропічних широт, вона відіграє визначну роль у формуванні клімату. Ця циркуляційна система має сталий і чітко виражений сезонний характер. Стійкість мусонів пов'язана зі стійким розподілом атмосферного тиску протягом кожного сезону, а їх сезонна зміна – зі змінами в розподілі тиску від сезону до сезону, що обумовлено термічним режимом суші та океанів, який суттєво змінюється від теплого періоду до холодного і навпаки. За С.П.Хромовим *мусон – це такий режим загальної циркуляції атмосфери у великій географічній області, при якому 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 120° і більше, а до різко переважного – напрямок, повторюваність якого 40% і більше. Тобто мусон можна розділити на літній і 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 й той же антициклон або одна й та ж депресія. Наприклад, над Східною Азією послідовно змінюється декілька антициклонів, кожний 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 і досі 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 корінні зміни в розподілі тиску від сезону до сезону. Переважний баричний градієнт різко міняє свій напрямок 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 сушу*. Взимку – навпаки: при збільшенні тиску над більш холодним континентом мусон спрямований *з суші на океан*.

Радянські дослідники мусонів Далекого Сходу і південно-східної Азії прийшли до висновку про наявність двох стадій розвитку мусону: в першій з них, приблизно в кінці квітня, в травні і червні, головна роль належить саме термічному фактору. В цей час, коли вже досить прогріта поверхня суші і складаються помітні розбіжності в тиску між континентами і океанами, структура мусону подібна схемі бризової циркуляції. А це означає, що мусон має горизонтальну вісь, тобто дві гілки: в нижньому шарі – це мусон, а на висоті приблизно 3 км – антимусон.

Друга стадія (липень-вересень) розвитку мусона характеризується завершенням розвитку ЦДА (Іранської депресії і 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 іншій теорії (Хромов, Флон) виникнення мусону 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 (згідно визначенню) спостерігається не тільки на межі океанів і континентів, а й над однорідною підстильною поверхнею.

А.І.Воєйков запропонував термін «мусонний комплекс погоди», під яким розуміється специфічний режим погоди (мусонний метеорологічний комплекс): влітку підвищений вологовміст повітря, що приноситься 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 в теплий період і мінімум в холодний. Виходячи з цього існує термін *мусонний тип клімату*, основна особливість якого – річний хід опадів. В деяких районах підвищенню опадів в 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 (в багаторічному середньому приблизно 12000 мм; в січні – в середньому не більше 10 мм).

З врахуванням мусонного комплексу погоди на Земній кулі А.І.Воєйков виділив 5 районів, де цей показник чітко видно. За географічним положенням вони отримали назви: *Індійський мусон, мусон Південно-східної Азії, Гвінейський мусон* (на західному узбережжі Африки), *Північно-австралійський мусон, Далеко - східний мусон*. Зараз виділяють також тропічні мусони і на американському континенті, але вони слабко розвинені. Можна говорити і про мусон в 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.

У середині тропіків мусонна циркуляція спостерігається над північною частиною Індійського океану, Індостаном, Індокитаєм, південним Китаєм, Індонезією, над низькими широтами південного Індійського океану аж до Мадагаскару і Північної Австралії, а також над великими площинами Екваторіальної Африки.

Згідно з широтним розташуванням областей з мусонною циркуляцією їх поділяють на мусони тропічних і позатропічних широт. Головна відмінність між ними в тому, що мусони тропічних широт – це циркуляція великого масштабу в екваторіальних і тропічних широт, в якій приймають участь повітряні маси обох півкуль: вони перетікають з одної півкулі в іншу в залежності від сезону року. У позатропічних мусонах циркулюють повітряні маси тільки однієї півкулі, що обумовлено температурними розбіжностями між континентами і океанами даної півкулі.

Якщо розглядати мусонну циркуляцію з врахуванням тільки зміни панівного напрямку вітру, то можна виділити також мусони полярних областей, але різниць в характері умов погоди літнього і зимового сезонів тут не спостерігається.

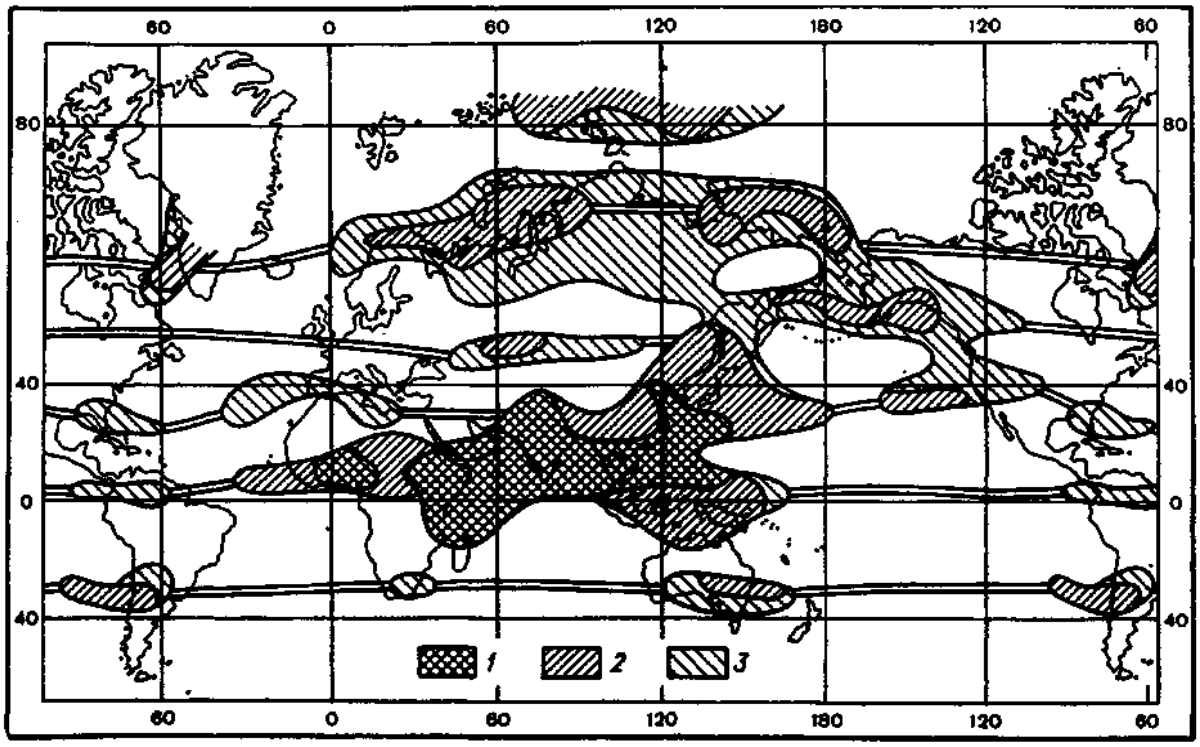
Мусонні області об'єднуються в широтно розташовані зони. Зональність порушується тільки на сході Азії, де утворюється меридіональна смуга мусонів, що є результатом злиття трьох зон, які оконтурюють периферійні райони Євразійського материка з півночі, сходу і півдня. Циркуляційні процеси виникнення мусонів в них різняться і не спостерігається чітко визначеного переважного напрямку вітру. В 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, які охоплюють Китай, Корею, Японію, південну частину Примор'я і поширюються вглиб материка до 105° с.д.; на північ до 65° півн.ш – зона мусонів помірних широт (мусони Далекого Сходу).

Природа мусонів в цих зонах, основні механізми їх формування різні. Так, наприклад, тропічний мусон взимку утворюється при взаємодії екваторіальної улоговини і Сибірського антициклону, а влітку – Іранської депресії та Південно-індійського антициклону. Субтропічний мусон формується завдяки взаємодії Іранській депресії і відрогу Гавайського антициклону влітку, Сибірському антициклону і південно-західній улоговині Алеутського мінімуму взимку.

Розташування мусонних областей і повторюваність протилежних напрямків вітру в них надана на карті (рис. 4.8).

Мусони тропічних широт також неоднорідне явище. Деякі дослідники серед них виділяють *екваторіальні мусони*, які займають

області між зимовим і літнім положенням тропічного фронту (ВЗК) *(мусони Індії, Гвінейського узбережжя Атлантики)*; і *субтропічні*. До останніх належать у Північній півкулі всі мусони Азіатського континенту, тому їх іноді розглядають під єдиною назвою – *азіатський мусон*, найбільш розвинутий сезонний механізм загальної циркуляції атмосфери.



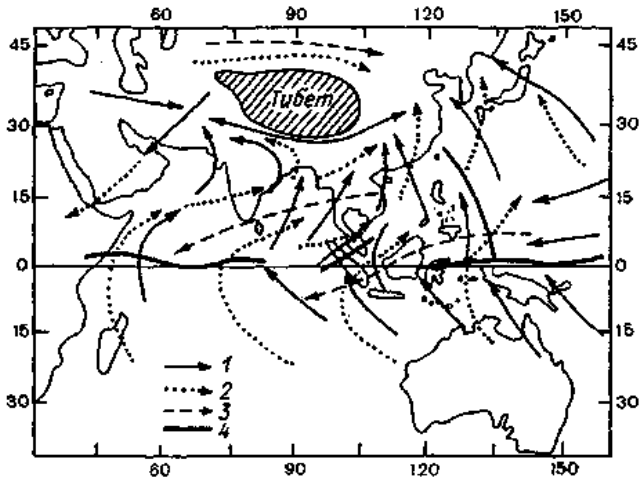
Примітка. Заштриховані області вказують на повторюваність кута між переважним напрямком вітру в січні та липні від 120 до 180°: 1 – більше 60%, 2 – 40 – 60%, 3 – менше 40%.

Рисунок 4.8 – Розподілення мусонних областей по земній кулі

Класичним прикладом тропічного мусону є Індійський мусон. Протягом червня, липня, серпня і вересня в нижній тропосфері над Аравійським морем, Індостаном і Бенгальською затокою панують південно-західні повітряні течії. Це – літній Індійський мусон. Виникнення його підготовлюється змінами тиску в Північній і Південній півкулях. Вже в березні тиск над півднем Азії і північчю Африки починає знижуватись, а до травня тут утворюється велика область зниженого тиску – Іранська депресія. Одночасно у південній частині Індійського океану восени (в березні) тиск в Південноіндійському (Маскаренському) субтропічному антициклоні починає зростати. Тому в травні біля поверхні землі виникає баричний градієнт, спрямований з Південної півкулі в Північну. Південно-східний пасат, який дме на звернутій до екватора периферії цього антициклону, в квітні-травні перетинає екватор. Під впливом сили

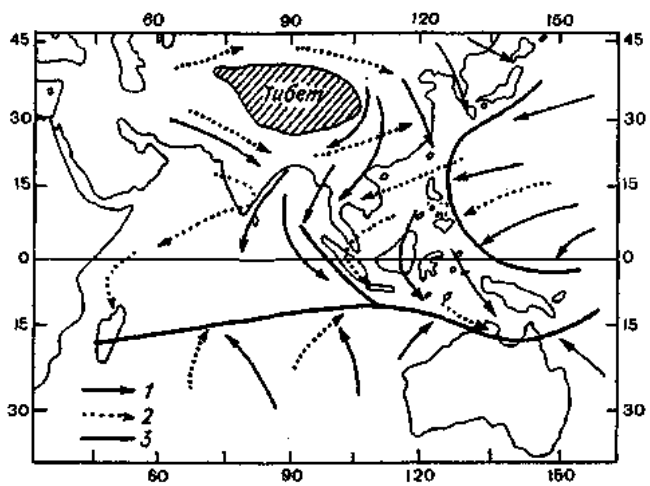
Кориоліса пасатний потік відхиляється вправо, стає південно-західним і перетворюється у літній південно-західний мусон.

У травні цей потік над Аравійським морем охоплює тільки крайній південь півострова Індостан, Шрі-Ланку, поширюється на Бенгальську затоку і Андаманське узбережжя. Далі протягом червня і першої половини липня південно-західний південний 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 величезний Азіатський антициклон, а екваторіальна улоговина зміщується у Південну півкулю. Встановлюється баричний градієнт, спрямований від Азіатського материка на океан (рис. 4.9). З перебудовою баричного поля змінюються і повітряні течії: в грудні осягає свого повного розвитку зимовий мусон (рис. 4.10).



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

Рисунок 4.9 – Літній мусон



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

Рисунок 4.10 – Зимовий мусон

Гіндукуш і гірські системи Афганістану, Гімалаї і Тибет є потужною перешкодою для північно-східних потоків на південній периферії Азіатського антициклону. Тому над Індією зимовий мусон характеризується слабкими і нестійкими вітрами від східних до північно-східних напрямків над сходом країни до північних і північно-західних на заході. Але далі на південь над Аравійським морем і північчю Індійського океану вже переважають стійкі північно-східні течії зимового мусону, які також перетинають екватор і під дією сили Кориоліса стають північно-західними над півднем Індійського океану. Вони поширюються до

10-15° півд.ш., де зустрічаються з південно-східним пасатом, який дме по звернутій до екватора периферії Маскаренського антициклону.

Південно-західні повітряні течії літнього мусону і північно-східні течії зимового мусону спостерігаються в нижній половині тропосфери до висоти 4-5 км. Вище в усій верхній половині тропосфери взимку панують західні повітряні течії. Завдяки тому, що в цей час над Індією переважає тропічне повітря, то у верхній половині тропосфери виникає дуже значний перепад температури. Великий термічний градієнт визначає значну величину термічного вітру, у зв'язку з чим вздовж північної межі Індії західні повітряні течії на поверхні 200 гПа мають характер струменевих 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, багато опадів і деяке зниження температури. В Індії 75% усієї кількості опадів випадає в період літнього мусону. Різко виражений сухий сезон припадає на період зимового мусону.

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

Слід зазначити, що південно-західні повітряні течії і пов'язані з ними опади не залишаються незмінними протягом усього періоду літнього мусону. В дійсності мусон зазнає неперервних змін у інтенсивності, що призводить то до посилення південно-західних течій і опадів, то до послаблення мусонної циркуляції, яке супроводжується періодами сухої погоди – перебоями мусону. Не залишається він незмінним і від року до року як за датами початку і 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 в Пакистані, Індії, на півдні і північному сході Китаю: річки, що вийшли з берегів, призвели до великих повеней, зсувів і інших руйнувань. В результату більше 2 млн. людей постраждало, 2 тис. загинуло, а 3,5 млн. людей стали біженцями.

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

4.4.3 Внутришньотропічна зона конвергенції

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

Над Атлантичним і Тихим океаном пасати обох півкуль розділені порівняно вузькою перехідною зоною (1-3° по меридіану) з нестійкими, переважно слабкими, а інколи сильними шквалистими вітрами. Тобто – це зона збіжності пасатів Північної і Південної півкулі, яка добре виражена в нижній частині тропосфери. Її називають *внутришньотропічною зоною конвергенції* (ВЗК). У випадку, коли пасати обох півкуль входять в екваторіальну зону з малими швидкостями, то в результаті трансформації при зустрічі вони майже не різнять за температурними і вологісними характеристиками, їх горизонтальні градієнти малі. Незважаючи на це тут випадають сильні дощі. Цьому сприяють висхідні рухи, які спостерігаються в зоні збіжності повітряних течій у ВЗК, що викликає висхідні вертикальні токи в усій тропосфері. Купчасті хмари тут розвиваються в потужно-купчасті і купчасто-дощові, з яких випадають значні дощі зливового характеру. Якщо пасат одної півкулі (наприклад, Південної півкулі в липні) досить швидко проходить над областю екватора, то він зберігає свої властивості (головним чином – стійкість вертикальної стратифікації) і буде в такому разі відносно холодною повітряною масою. Але і в цьому випадку значних розбіжностей між повітряними масами, що зустрічаються в зоні ВЗК не спостерігається: обидві вони відносно сухі або відносно вологі без суттєвих розбіжностей в температурі. Така ВЗК отримала назву *пасатної*.

Над материками (Африка, Азія), Індійським океаном і заходом Тихого океану, де панує мусонна циркуляція, екваторіальна улоговина зазнає значних сезонних зміщень, сягаючи у східного узбережжя Африки 25-30° вздовж меридіану.

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 в місці їх зустрічі, називають *мусонною*. Літня мусонна ВЗК утворюється вже в більш високих широтах, ніж пасатна, особливо над Азією. Тому поряд з конвекцією в ній утворюється особливий вид циклонічних збурень: мусонні мінімуми і мусонні депресії. Саме вони викликають мусонні зливи, які іноді призводять до катастрофічних повеней в Індії. Подібна ситуація мала місце влітку 2010 року: значні розливи Інду призвели до значний руйнувань, а безперервні дощі – до

зсувів і загибелі багатьох людей. Область між зимовим і літнім положенням ВЗК (тропічного фронту), як згадувалось вище, називають зоною екваторіальних мусонів.

4.4.4 Тропічні циклони

Винятковою особливістю циркуляції в тропічній зоні є тропічні циклони, які виникають в області ВЗК. Слабкі тропічні депресії, навіть без замкнених ізобар, які виникають як хвильові збурення у внутришньтропічній зоні конвергенції, в деяких випадках посилюються, швидкість вітру в них сягає 17 м/с і більше (до штормової сили з вітром до 33 м/с і ураганної сили з вітром більш за 33 м/с). Діаметр такого збурення від сотні до декількох сотень кілометрів. Вони мають назву *тропічних циклонів*. За міжнародною домовленістю кожний такий циклон отримує своє ім'я.

Райони їх виникнення розташовані між 20 і 5° широти в 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. Ближче ж 5° до екватора тропічні циклони спостерігаються винятково рідко завдяки малій силі Кориоліса, що не дозволяє розвинутись 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*; в північній частині тропічної зони Атлантичного океану, де вони виникають рідше (до 10 циклонів за рік), їх називають *ураганами.* В Індії це просто *циклон,* а в південній частині Індійського океану, в Австралії, наприклад, де вони зустрічаються найрідше, їх місцева назва *віллі-віллі*. Незважаючи на рідкість, в грудні 1974 року тропічний циклон «Трейси» стер з обличчя землі місто Дарвін.

Максимум повторюваності тропічних циклонів зазвичай припадає на літо і осінь даної півкулі, коли ВЗК знаходиться за межами 5° від екватора, а температура поверхні океану найбільша.

Система циркуляції в тропічних циклонах аналогічна циркуляції циклонів позатропічних широт: в північній півкулі проти годинникової стрілки, в південній – за годинниковою стрілкою. Від циклонів позатропічних широт вони відрізняються, головним чином, за малими розмірами і значними швидкостями вітру. Розрізняються вони і за умовами виникнення: якщо для виникнення позатропічних циклонів необхідні значні градієнти температури і тиску в тропосфері, то спочатку 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 27°С, тому що в 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 циклона. 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 і 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 в південній частині Атлантичного океану і на сході Тихого океану.

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

Якщо циклон досяг широт, близьких до тропіку (20-30°) над океаном, то він огинає з заходу субтропічний антициклон і виходить з тропіків, при цьому змінює 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, яка повернута на захід. Швидкість переміщення тропічного циклону в межах тропічних широт мала (10-12 км/г) на відмінність від швидкості вітру в самому циклоні.

Переходячи в помірні широти швидкість пересування тропічного циклону зростає до звичайних швидкостей позатропічних циклонів. Він змінюється за площиною, градієнти тиску в ньому зменшуються і швидкість вітру також зменшується. Входження в нього полярного фронту призводить до появи в циклоні температурних контрастів між полярним і тропічним повітрям і він приймає характер позатропічного циклону. В такому вигляді цей циклон може проникати далеко у високі широти.

Загалом на Земному шарі виникає за рік в середньому до 120

тропічних циклонів зі штормовими і ураганними вітрами.

Карта їх розподілу і траєкторії руху надані на рис. 4.11.

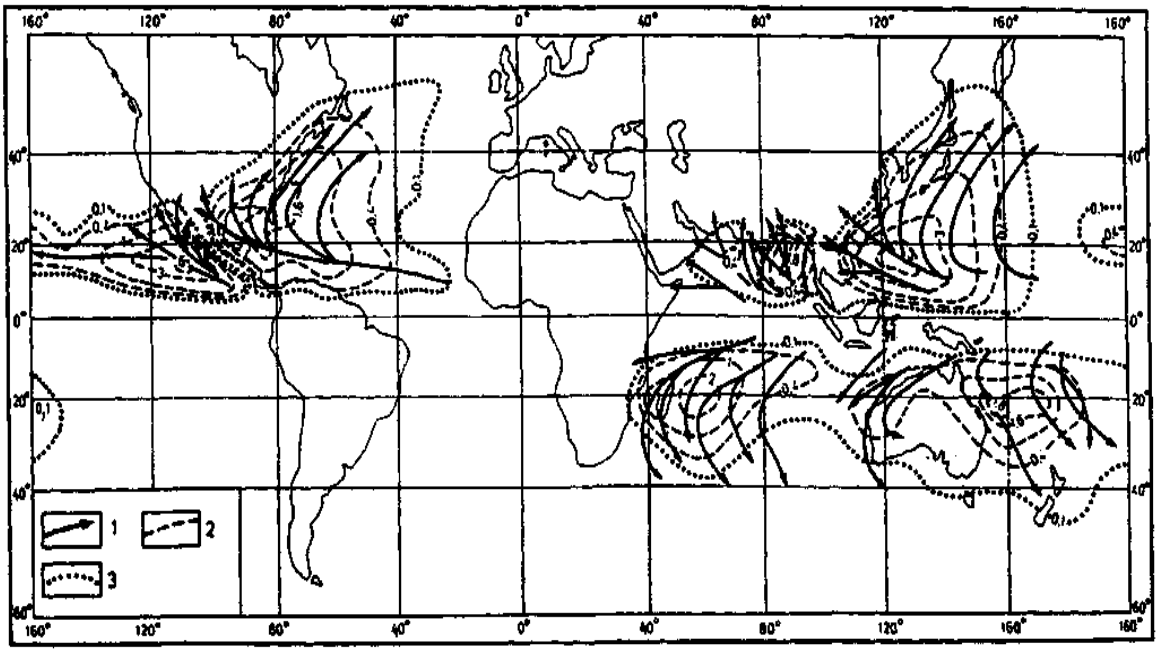


Рисунок 4. 11 – Траєкторії тропічних циклонів

Як і циклони позатропічних широт тропічні циклони проходять чотири стадії розвитку: *стадія формування, стадія молодого циклону, стадія максимального розвитку (стадія зрілості), стадія затухання*. *Стадія формування* починається з появи першої замкненої ізобари.

Тиск в центрі не менше 1000 гПа, а швидкість не досягає ураганної сили. У стадії *молодого* циклону 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 в центрі такого циклону може знижуватись 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. 4.12). *Стадія зрілості* характеризується припиненням зниження тиску в центрі циклону. Не відбувається подальше збільшення швидкості вітру, яка може сягати 300-400 км/г (100 м/с). Природно, що такі швидкості не піддаються вимірюванню, про них складають уявлення за руйнуваннями, які тропічний циклон залишає після себе. Площа, яку займають такі вітри, можуть мати радіус 300-350 км. Розміри, які можуть мати тропічні циклони в цій стадії, зазвичай сягають радіусу 100-200 км, а інколи – до 1000 км. Для нього характерна потужна хмарна система. *Стадія затухання* тропічного циклону найчастіше відбувається в момент його виходу з тропічної зони або на материк. Над океанами тропічні циклони заповнюються рідко (тільки над холодними течіям).

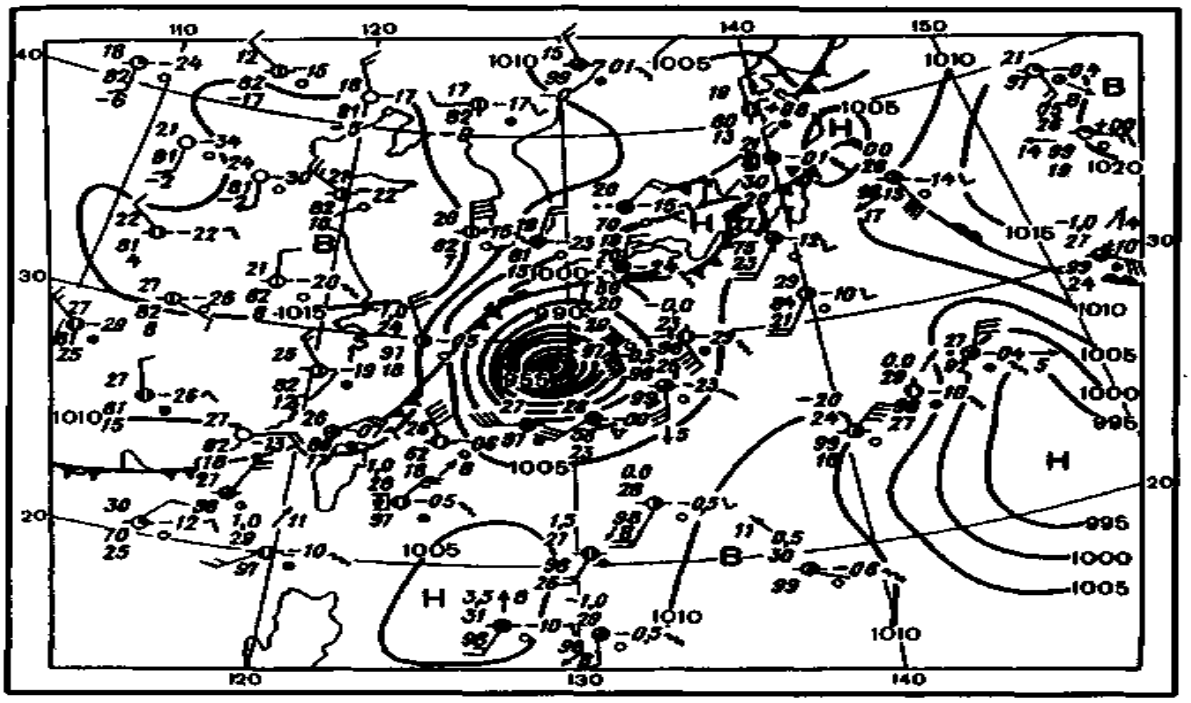


Рисунок 4.12 – Тропічний циклон на синоптичній карті

А змістившись в помірні широти він може перетворитись у звичайний циклон позатропічних широт. Середня тривалість життя тропічних циклонів складає 6 діб – це час від його зародження до виходу на сушу або перехід в 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 викликана потужними східними рухами в центрі. Діаметр «ока бурі» в добре розвинутому циклоні становить 20-25 км, а в руйнувальних ураганах і тайфунах Тихого океану до 60-70 км. Спостерігались поодинокі випадки, коли діаметр досягав 300 км. В 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-дощові 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. Градієнти тиску в тропічному циклоні становлять 14-17 гПа на 100 км, а в окремих випадках – 60 гПа / 100 км. Тиск в його центрі сягає 960-970 гПа, а мінімальний – до 900 гПа. Смуга максимальних вітрів знаходиться на 20-50 км від центру. Відомості про опади суперечні, що обумовлено складностями їх вимірювання. Мають

місце випадки, коли їх кількість за час проходження циклону становила до 500 мм.

Таким чином, пагубні наслідки тропічного циклону пов'язані з ураганними вітрами, штормовим нагоном води і повенями, які визивають сильні зливи.

Не дивлячись на те, що в більшості країн світу існує служба попередження про тропічні циклони і приймаються відповідні заходи захисту, збитки від їх проходження великі. Проблема активного впливу на тропічні циклони, яка сьогодні дуже актуальна, може бути вирішена за умов глибокого знання природи їх виникнення і уточненню їх прогнозу.

4.5 Особливості атмосферної циркуляції у позатропічних широтах

У позатропічних широтах Землі атмосферні процеси носять, на відміну від процесів тропічних широт, неперіодичний характер, обумовлений інтенсивною цикло – і антициклонічною діяльністю. Циклонічні і антициклоні вихори тут утворюються в області висотних фронтальних зон, які характеризуються великими горизонтальними градієнтами температури в тропосфері, і як наслідок, великими градієнтами тиску і високими швидкостями вітру.

Найбільш сприятливі умови для виникнення циклонів утворюють адвекція холоду, яка посилює контраст температури, і розбіжність повітряних течій в 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 і інтенсивність розвитку баричних утворень визначається сезонними змінами горизонтальних градієнтів температури і тиску в тропосфері між низькими і 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. Вихоровий характер руху в циклоні призводить до того, що в передній його частині адвекція тепла спрямована до полюсу, а в

тиловій адвекція холоду – до екватора.

Антициклони на відміну від циклонів під дією переважного західного переносу мають тенденцію відхилятись до півдня (Північна півкуля). Тому вони частіше спостерігаються над океанами субтропічних широт. В антициклоні перенос відбувається у зворотному напрямку, а саме, в передній його частині відбувається адвекція холоду, а в тиловій – адвекція тепла.

Узагальнюючи наведене вище скажемо, 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 частіш за все набувають найбільшого розвитку, тобто стають найбільш глибокими. Після цього, проходячи далі на схід або північних схід, вони зазвичай заповнюються.

Ці особливості циклогенезу знаходять відображення на карті середнього поля тиску біля поверхні землі, а саме у вигляді ЦДА – Ісландського і Алеутського мінімумів. Зазначимо, що наявність значних контрастів температури на півночі Атлантиці протягом року забезпечує льодовий острів Гренландія і потужна тепла течія Гольфстрім. 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 спостерігається на материках Північної Америки і Азії, тобто в області збіжності ізогіпси 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 північчю 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 найбільше число циклонів як взимку, так і влітку зосереджено навколо Антарктиди і в районі моря Амундсена. На середніх картах атмосферного тиску вона зображена у вигляді улоговини (Передантарктичної), яка відокремлює субтропічні антициклони цієї півкулі від Антарктичного антициклону.

На сході Азіатського континенту в помірних широтах, на його узбережжях основним видом атмосферної циркуляції є мусон. Структура мусонної області пов'язана зі зміною положення і 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 складну систему повітряних течій в них. 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 антициклональних вихорів, в зональному західному переносі значну частку становить меридіональна складова переносу. Це особливо помітно над Європейською частиною Євразійського континенту, де завдяки сезонним змінам в положенні і 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, треба згадати. В цей період для західної Європи характерною формою баричного рельєфу залишається гребінь Азорського антициклону, який хоча і послаблений в цю пору року, але займає південь Західної Європи. З другого боку Східна Європа знаходиться під впливом поширеного на

захід гребня Сибірського (Азіатського) антициклону. Таким чином територія Європи стає межею подальшого східного і західного поширення відповідно Азорського і Сибірського антициклонів. Це визначає формування над континентом Європи *вітророздільної лінії* приблизно в напрямку *Мадрид – Кишинів – Полтава – Харків – Катеринбург*, яка в кліматології має назву "велика вісь материка" або "*вісь Воєйкова*". Її також часто називають віссю позатропічного максимуму. По обидва боки від цієї осі панують вітри різного напрямку: на північ від неї переважають вітри із західною складовою (західні і 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 в південних регіонах європейської частини Росії. Наявність Кавказької гірської системи сприяє накопичуванню цих повітряних мас і формуванню антициклональних утворень.

Наведене розподілення 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 південними морями (Каспійським і Чорним).

У східних районах Євразійського континенту завдяки мусонній циркуляції взимку переважають західні та північно-західні вітри (з континенту), влітку – навпаки з океану.

4.6 Взаємодія між атмосферою і океаном

Весь механізм атмосферної циркуляції, а отже формування клімату Землі і умов погоди в окремих її областях, тісно пов'язаний зі Світовим океаном – величезним акумулятором сонячного тепла і вологи. Дійсно, взаємодія між океаном і атмосферою, яка проявляється в обміні теплом, вологою і кількістю руху, має особливе значення для формування і змін клімату. Ця взаємодія відбувається безперервно. І будь-які зміни і коливання теплозапасів хоча б в одному з п'яти океанів Землі, зміни інтенсивності океанічних течій, розмірів площини морського льоду неминуче призводить до великомасштабних змін загальної циркуляції атмосфери і погоди, які тривалий час можуть зберігатись в різних регіонах планети.

Зазначимо, що взагалі 53% поверхні Світового океану має середньорічну температуру вище за 20°C і тільки 13% його площини – нижче за 4°C. Середньорічна температура поверхні Світового океану становить майже 17,8^{o}C, тобто вона на 3,6^{o}C вища за середню температуру повітря біля поверхні землі. Безумовно, що генератором загальної

циркуляції атмосфери є тепловміст Світового океану.

Процеси взаємодії атмосфери з океаном найбільш розвинені в області енергоактивних зон океанів, які характеризуються максимумом мінливості температури водної поверхні. Саме в цих областях особливо збуджується вихоровий компонент загальної циркуляції атмосфери у вигляді циклонів і антициклонів.

Розподілення енергоактивних зон в Північній і Південній півкулях неоднаково. Через нерівномірне розподілення материків і океанів в Північній півкулі розташування цих зон більш складне, ніж в Південній півкулі. Але усі вони спостерігаються біля східних берегів океанів.

Механізм відгуку атмосфери на утворення аномалії температури поверхні океану досить складний. З одного боку, аномалії температури океанічних вод породжують аномалії випаровування, а це в свою чергу призводить до аномалії опадів, співвідношення між якими має велике значення. Оцінки показують, що зменшення температури поверхні океану на 2°C призводить до вирівнювання випаровування і опадів, що суттєво впливає на інтенсивність циркуляційних процесів. З другого боку, аномалії температури поверхні океану дуже впливає на інтенсивність переносу в атмосферу явного тепла через турбулентність і конвективні рухи, що також впливає на циркуляцію атмосфери.

На частку аномалії температури поверхні океану в сумарній мінливості атмосферної циркуляції припадає 20%. Тому в останній час багато уваги приділяється таким явищам як *Ель-Ніньо/Південне коливання, Північноатлантичне та Північнотихоокеанське коливання*.

Явище Ель-Ніньо виникає в тих випадках, коли температура поверхні води на значній акваторії центральної і східної екваторіальній частини Тихого океану стає більш високою в порівнянні з нормальною. Зазвичай влітку Південної півкулі (грудень-січень) це явище поширюється вздовж західного узбережжя Південної Америки до 5-7° півд.ш. В окремі роки воно проникає далеко на південь (до 15° півд.ш.), відтискаючи від узбережжя холодні води Перуанської течії.

Одночасно з цим виникає низка відповідних змін у звичайному режимі вітрів, які дмуть над широкими тропічними регіонами Тихого океану – послаблення пасатів. Хоча існує точка зору, що саме послаблення пасатів призводить до посилення течії Ель-Ніньо і, як наслідок, аномалії температури води в цьому районі. Завдяки цьому в східній частині Тихого океану (Південна півкуля) формується значна додатна аномалія температури води і можуть випадати сильні дощі, які за інших умов тут взагалі не спостерігаються. Проміжок часу між двома явищами Ель-Ніньо може коливатись від 2 до 10 років.

Зазначимо, що процеси, які спостерігались в атмосфері низьких широт, вивчаються дослідниками протягом багатьох років (більше 40). Ці процеси отримали незалежну назву «*південне коливання*» у зв’язку з тим,

що зміни, які тут мають місце, зазвичай реєструвались шляхом розрахунку різниці між атмосферним тиском на станціях Дарвін (Австралія) і на тихоокеанському острові Таіті (обидві в Південній півкулі). І тільки об'єднання зусиль вчених (метеорологів, кліматологів, океанографів), дозволило довести, що зміни погодних умов, які відбуваються в деяких регіонах екваторіальних і тропічних широт океанів, є результатом складного комплексу процесів взаємодії атмосфери з океаном (в наукових колах він отримав назву Ель-Ніньо / південне коливання або ЕНСО).

«Південне коливання» – це стійкі, протилежні за фазою зміни атмосферного тиску з циклічністю в 2-3 роки в Тихому океані, особливо в тропічній його частині, і в басейні Індійського океану. Південне коливання вказує на перерозподіл мас повітря між цими двома регіонами в процесі загальної циркуляції атмосфери.

Починаючи з середини 1970-х років теплі епізоди явища ЕНСО спостерігаються частіше в порівнянні з попередніми 100 роками.

Аналогічні міжрічні коливання тиску мають місце і в Північній півкулі. Так, Північноатлантичне коливання (ПАК), тобто міжрічні коливання зв'язків північноатлантичних ЦДА протилежних знаків (Ісландський мінімум і Азорський максимум) – це явище великомасштабних взаємодій атмосфери і океану, які впливають на формування погодних і кліматичних умов над позаекваторіальними широтами Північної півкулі.

Стійкі протилежні за фазою коливання атмосферного тиску з багатомісячною циклічністю в субполярній і тропічній частинах південного Тихого океану (наприклад, на Алясці і в Гонолулу) отримали назву Північнотихоокеанського коливання (ПТК).

Тобто можна говорити про визначну енергетичну роль Світового океану в кліматичній системі. І будь-які зміни в циркуляційних процесах в океані, зміни напрямку і інтенсивності морських течій – невід'ємною складовою Світового океану, неодмінно призводять до змін циркуляційних процесів в атмосфері і кліматичних змін на Землі. Про кліматоутворювальну роль морських течій, тобто дрейфової течії значних мас води, які породжені стійкими системами повітряних течій над океанами, вже було сказано в розділі 3.

Таким чином, загальна циркуляція атмосфери і океану відіграє значну роль у формуванні характерних рис клімату різних регіонів Земної кулі. Вивченню особливостей їх взаємодій як в глобальному, так і регіональному масштабі приділяється значна увага при рішенні багатьох проблем, особливо пов'язаних з коливанням клімату і оцінкою можливих майбутніх його змін як під дією природних, так і антропогенних факторів.

5 ВОЛОГООБІГ ТА ЙОГО ВПЛИВ НА КЛІМАТ

5.1 Поняття про вологообіг

Усі водні ресурси Землі (поверхневі, підземні, грунтові 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 грунтових 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 і 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 вологообіг складають загальний вологообіг.

Неперервний взаємообмін вологою між підстильною поверхнею і атмосферою, перенос її річками , повітряними і морськими течіями із одних районів Землі в інші називають в о л о г о о б і г о м .

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 атмосферною 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, 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 в 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. км^3 води або 1130 мм/рік на одиницю площі (табл. 5.1). При цьому з поверхні океану за рік випаровується 505 тис. км^3 води, а з поверхні суші – 72 тис. км^3. Тобто основним джерелом водяної пари в атмосфері (більш ніж на 85%) є Світовий океан. Це зумовлено тим, що

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

площа океанів і морів Земної кулі майже в 2,5 рази 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.км^3/рік. На суші має місце інше співвідношення між ними: опади складають 119 тис.км^3 /рік і майже на 47 тис.км^3 /рік перевищують випаровування. Завдяки цьому на суші формуються ріки, озера, льодовики і підземні води. Цей обсяг 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 наступними рівняннями:

для периферійної частини суші

$$E_C = r_C - f_C, \qquad (5.1)$$

для областей, які не мають виходу річкової води в океан

$$E_C = r_C, \qquad (5.2)$$

для Світового океану

$$E_O = r_O + f_C, \qquad (5.3)$$

для всієї Земної кулі

$$E_C + E_O = r, \qquad (5.4)$$

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 поверхні землі.

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 самому загальному вигляді по основним широтним географічним зонам режим опадів можна представити наступним чином.

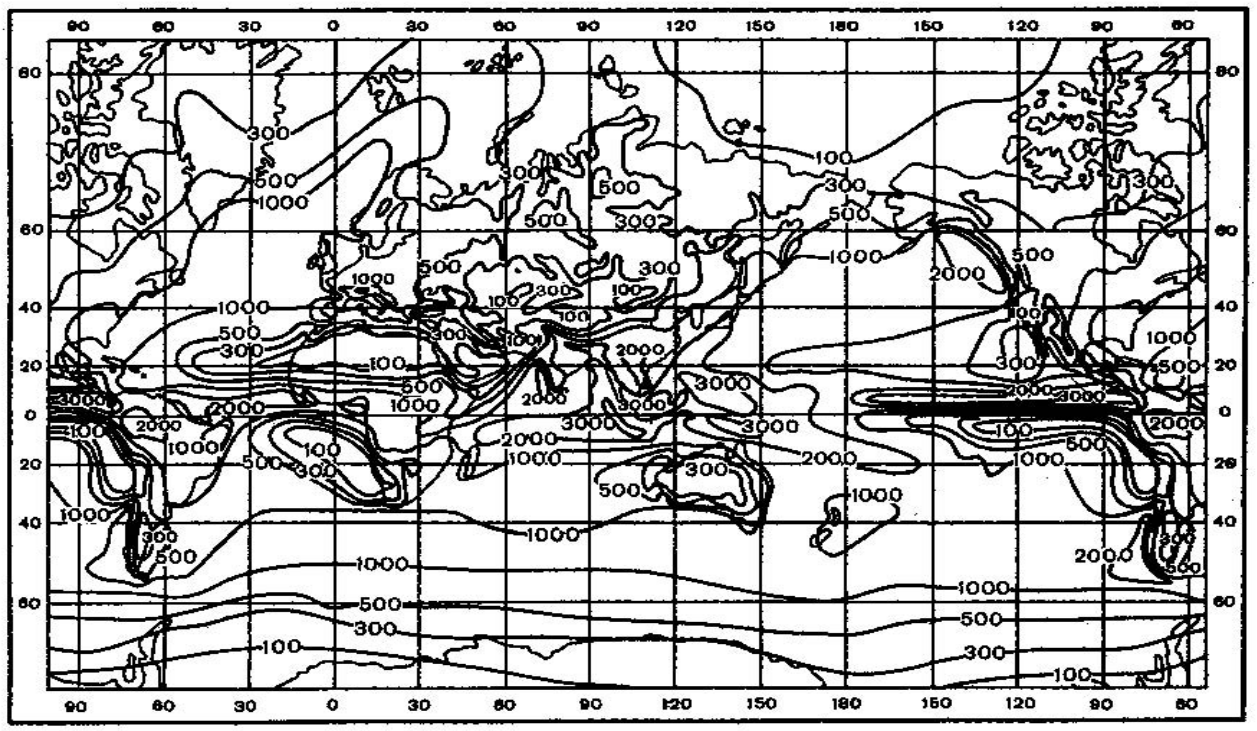


Рисунок 5.1 – Річна кількість опадів (мм)

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 10000 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 сягає 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 звичайно в тепле півріччя.

В добовому ході над сушею максимум припадає на другу половину дня, над океанами – вночі.

В *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 і 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 слабко і високо розташована (вище рівня конденсації), а теплі течії посилюють конвективну нестійкість атмосфери – кількість опадів за рік перевищує 1000 мм.

В 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 11000 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 по мірі віддалення від океану, звідкіль надходить найбільша кількість вологи. На західних узбережжях материків опади більш рівномірно розподіляються протягом року в порівнянні зі східними узбережжями, де їхній максимум припадає на літній період (мусонна циркуляція).

Суттєво на розподіл опадів у всіх широтах впливає рельєф. На навітряних схилах гір фронтальні і 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, там кількість опадів перевищує 3000 мм за рік.

У напрямку до полярних широт опади зменшуються через зниження вологовмісту атмосфери і збільшення повторюваності антициклональних умов погоди, які переважають в 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 в 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 і випаровуванням в середньоширотному розподілі мають такий вигляд: в екваторіальній зоні, в помірних і високих широтах опади перевищують випаровування; в тропічних і субтропічних широтах в зоні субтропічних антициклонів випаровування перевищує опади. І цей надлишок вологи в атмосфері переноситься повітряними течіями в більш високі і низькі широти.

Таким чином, океани в тропічній і субтропічній зоні підвищеного тиску поповнюють запаси вологи в атмосфері як низьких, так і високих широт і формують, головним чином, опади, які випадають над континентами.

Відповідно до наведених зон виділяють різні типи річного ходу опадів**.**

5.3 Вологообіг в атмосфері над обмеженою ділянкою земної поверхні і його основні характеристики

Вологообіг в атмосфері над обмеженою територією суші в 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 і прогноз опадів зокрема.

Складовими балансу вологи в атмосфері є випаровування, опади, річковий стік, адвекція вологи в атмосфері (горизонтальна складова переносу вологи). Вони, як вже згадувалось, тісно пов’язані з радіаційним балансом, атмосферною циркуляцією і властивостями підстильної поверхні. Для визначення їх суті розглянемо схему вологообігу на обмеженій ділянці земної поверхні (рис. 5.2).

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.

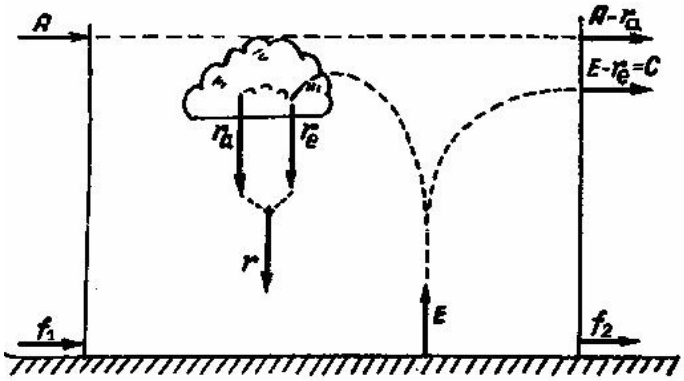


Рисунок 5.2 – Схема вологообігу над обмеженою ділянкою в атмосфері

Частина цієї вологи йде на формування опадів внутрішнього походження (місцеві опади) r_e. Решта її виноситься за межі району атмосферним стоком C

$$C = E - r_e . \tag{5.5}$$

Загальна кількість опадів, яка випала в даному районі

$$r = r_a + r_e . \tag{5.6}$$

Виділений район дістає певну кількість води з навколишніх районів за рахунок поверхневого (річкового) і 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 рисунку 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

$$f = f_2 - f_1 . \tag{5.7}$$

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, –

$$E + f = r . \tag{5.8}$$

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 вологобігу і 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 по 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 (звичайно 5 – 7 км), основа якого 1 м^2. Розмірність його в системі СІ (кг/м^2) відповідає шару води висотою (мм).

Для обчислення вологовмісту W використовуються формули з врахуванням різних характеристик вологості. Так, за даними про масову частку водяної пари S формула має вигляд

$$W = \frac{1}{g} \int_{P_0}^{P} S\, dP, \tag{5.9}$$

де g – прискорення вільного падіння,

P_o 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

$$W = \int_{0}^{z} a_z dz. \tag{5.10}$$

У практичній кліматології найчастіше вологовміст визначають за формулою Дроздова О.О. (методом трапецій)

$$W = \Delta h\left(\frac{a_0}{2} + a_1 + a_2 + ... + a_{n-1} + \frac{a_n}{2}\right), \qquad (5.11)$$

де Δh –товщина шару між рівнями (вона зазвичай дорівнює 500 м); a_0, a_1, a_2, …a_n – абсолютна вологість на цих 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.

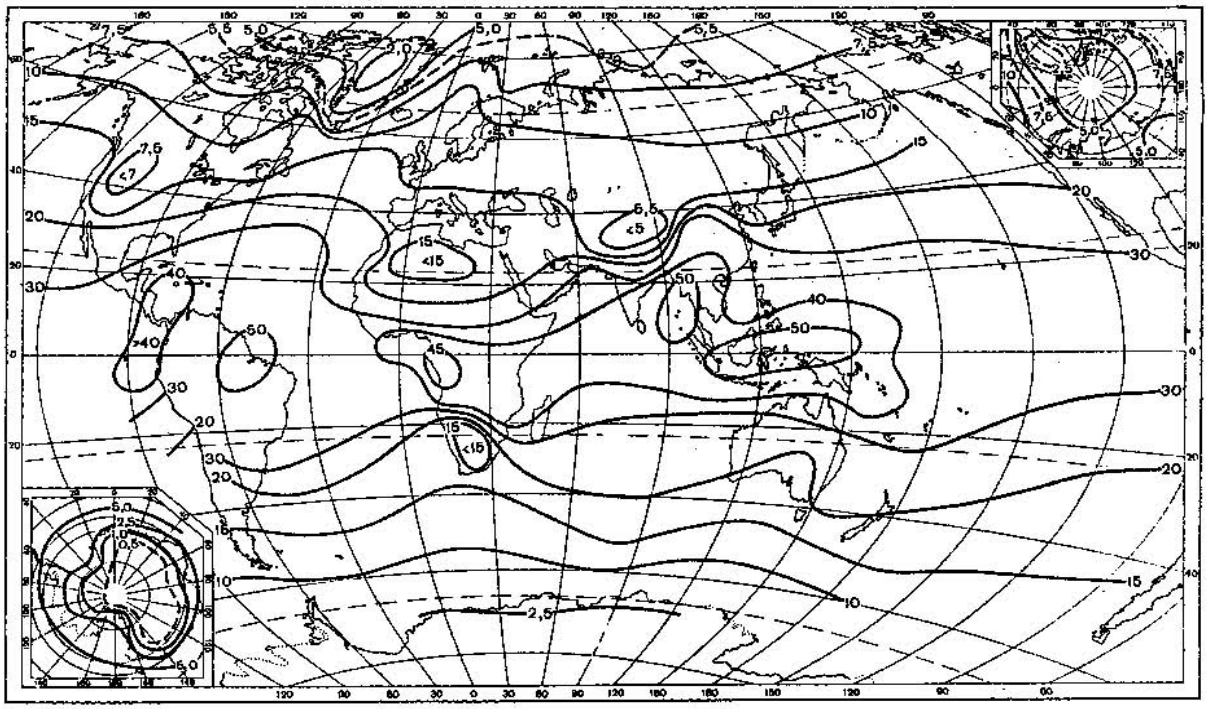


Рисунок 5.3 – Середньорічний вологовміст атмосфери (мм) в шарі 0-7 км

Максимальні його значення припадають на райони басейну ріки Амазонка, Гвінейської затоки (західне узбережжя Африки), Малайзії (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 і низхідні рухи в атмосфері на

периферії субтропічних антициклонів, що не сприяє накопичуванню вологи в атмосфері. В помірних широтах, 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 і 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 його напрямку. Перенос вологи незалежно від його напрямку P_W (за Дроздовим О.О. «пронос вологи» – це кількість вологи в кілограмах, яка переноситься повітряним потоком через 1 погонний метр території за одну секунду. Таким чином P_W має одиниці вимірювання кг/(м·с). Він фактично є сумою переносів на кожному рівні в атмосфері і теоретично визначається за формулою

$$P_W = \int_{P_0}^{P} P_W^* \, dP \tag{5.12}$$

де P_W – загальний потік вологи, P_W^* - перенос водяної пари на різних рівнях атмосфери, p і p_o – тиск на нижньому і верхньому рівнях.

Практично P_W визначає добуток вологовмісту W в шарі атмосфери на середню швидкість U переносу вологи, який дорівнює середній швидкості по висотах $\overline{v}_{\Delta h}$, тобто

$$P_W = U \cdot W = \overline{v}_{\Delta h} \int_0^z a_z dz \tag{5.13}$$

Обчислюють його звичайно до рівня 7 – 9 км, де зосереджені основні запаси вологи.

У практичній кліматології найчастіше перенос вологи визначають за формулою Дроздова О.О. (методом трапецій)

$$P_W = \Delta h \left(\frac{a_0 v_0}{2} + a_1 v_1 + a_2 v_2 + ... + a_{n-1} v_{n-1} + \frac{a_n v_n}{2} \right), \tag{5.14}$$

де a_0v_0, a_1v_1, a_2v_2, …a_nv_n – добуток абсолютної вологості на швидкість вітру на стандартних рівнях.

Якщо відома 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*):

$$U = \frac{P_W}{W}. \qquad (5.15)$$

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

$$j = \frac{r}{nW} 100\%, \qquad (5.16)$$

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 антициклональних умов погоди, що (при достатньо високих значеннях вологовмісту) не сприяє випадінню опадів.

5.3.3 Коефіцієнт вологообігу

Як згадувалось вище, 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 і місцевої водяної пари в утворенні опадів в даній місцевості. Для цього вводиться поняття коефіцієнт вологообігу k

$$k = \frac{r}{r_a}, \qquad (5.17)$$

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.

Прийнявши за основу гіпотезу про змішування в атмосфері водяної пари зовнішнього і місцевого походження, М.І. Будико і 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, виходячи з вище викладеного, можна співвідношення між r_e і r_a задати у наступному вигляді

$$\frac{r_e}{r_a} = \frac{0{,}5EL}{WU}.$$

Тоді, виходячи з того, що $r = r_a + r_e$, отримуємо

$$r_e = \frac{r}{1 + 2UW/EL}, \tag{5.18}$$

$$r_a = \frac{r}{1 + EL/2UW}. \tag{5.19}$$

Формули 5.18 і 5.19 використовуються на практиці для розрахування кількості опадів місцевого і зовнішнього опадів. 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

$$k = 1 + \frac{EL}{2UW}. \tag{5.20}$$

Коефіцієнт вологообігу змінюється в залежності від розмірів території L, 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 відоме значення коефіцієнта вологообігу k і загальна кількість опадів r, то на основі співвідношень 5.16 і 5.6, можна розрахувати

$$r_a = \frac{r}{k} \quad \text{і} \quad r_e = r - r_a \ . \tag{5.21}$$

Розглянемо річний хід характеристик волообігу (табл. 5.2) на прикладі центральних місяців сезонів над Європейською територією (за Дроздовим і Григор'євій).

Таблиця 5.2 – Характеристики вологообігу над Європейською територією

Характеристики вологообігу	Місяці			
	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

З табл. 5.2 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 відповідно до змін інтенсивності циркуляційних процесів в атмосфері. Слід зазначити, що зазвичай цей показник змінюється в межах від 6 до 14%.

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.

6 КЛАСИФІКАЦІЯ КЛІМАТІВ

6.1 Поняття про класифікацію кліматів

Класифікація кліматів – це система різних типів клімату, яка утворюється для більш чіткого уявлення про кліматичні особливості тих чи інших районів Землі. Її мета – встановити характерні риси кліматів, які властиві певним районам земної кулі, встановити межі їхнього розповсюдження і тим самим визначити райони з різними, а також із схожими кліматичними умовами. Останнє має велике практичне значення, тому що з кліматом тісно пов'язана життєдіяльність всіх живих організмів, характер грунту, а також господарська діяльність людини.

Перші спроби наукової класифікації клімату відносяться до другої половини 19 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. Воєйкова, яка базується на режимі середніх річок, виходячи із того, що "річки – продукт клімату"; грунтова класифікація, пов'язана з ім'ям В.В.Докучаєва, в основу якої покладені умови грунтоутворення та рослинність; ботанічна класифікація, побудована на географічній зональності рослинності, на її основі побудовані ландшафтно-ботанічні класифікації; генетичні класифікації та інш. 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, виконана в 1900 – 1937 рр., як і раніше, користується успіхом у дослідників всього світу. Це у певній мірі пов'язано з доступністю і простотою вихідних характеристик, покладених в її основу: температури повітря найтеплішого і найхолоднішого місяців, середньої річної температури, кількості опадів і їхнього річного ходу. Тобто взяті до уваги ті показники, які безпосередньо пов'язані з кліматом.

В залежності від температури повітря найтеплішого і найхолоднішого місяця Кеппен виділяє п'ять широтних кліматичних зон, які позначає великими буквами (літерами) латинського алфавіту: **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,** **с**уха 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,^oC) і річною кількістю опадів (r, см) з урахуванням сезонності зволоження: якщо переважають зимові опади – $r \leq 2$ (t_p ,^oC); якщо переважають літні опади – $r \leq 2$ (t_p ,$^oC+14$); якщо зволоження рівномірне – $r \leq 2(t_p, ^oC+7)$.

З урахуванням вказаних букв Кеппен склав таку систему з 11 основних *типів кліматів* земної кулі, пов'язаних з рослинністю (рис. 6.1):

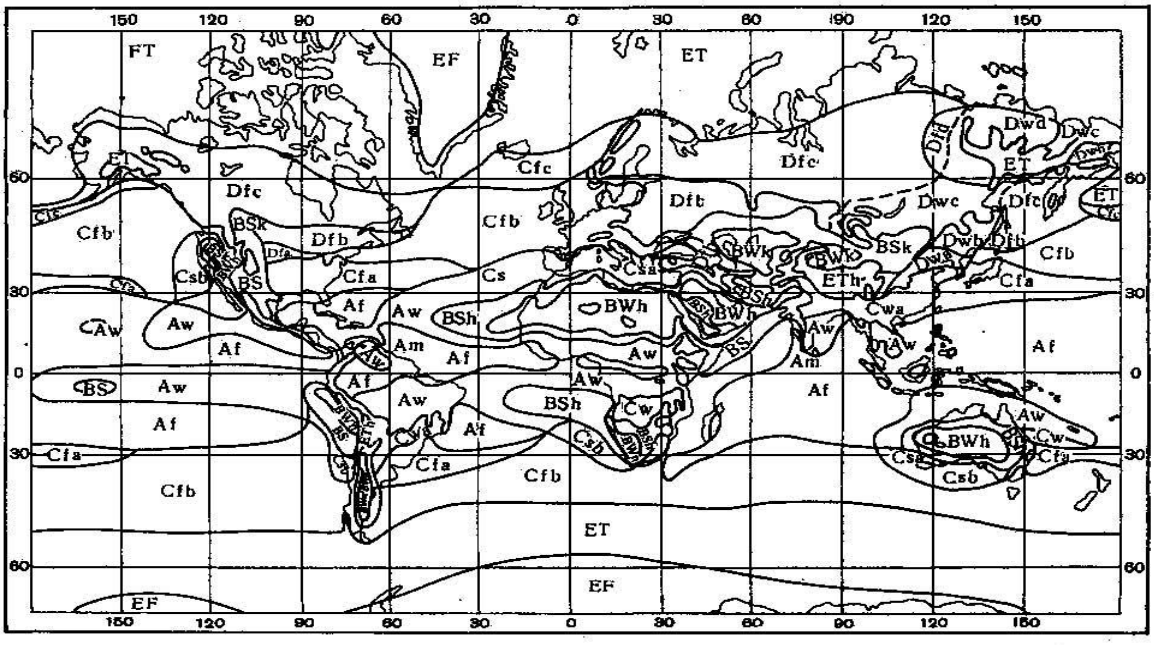


Рисунок 6.1 – Клімати земної кулі (за Кеппеном)

A – *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.

B – *зона сухого клімату* (в кожній півкулі). Середня температура найбільш теплого місяця вище 10°C. Межі цієї зони визначаються співвідношенням середньої річної температури і 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:

1. **Bs** – *клімат степів* (r = *25 – 50 см)* ;
2. **Bw** – *клімат пустель* (r < *25 см)*.

В цих типах при однаковій температурі кількість опадів в степах в середньому вдвічі більша, ніж в пустелях.

C – *зона помірно теплих кліматів з достатнім зволоженням* без регулярного снігового покриву (в кожній півкулі). Середня температура найхолоднішого місяця тут від -3°С (північна межа) до 18°С (південна межа). Річна кількість опадів r при цьому повинна бути $r \geq 2\, t_p$, ^oC. В цій зоні виділяють три типи:

3. **Cw –** *клімат помірно теплий з сухою зимою* (в мусонних областях, наприклад, Південний Китай);
4. **Cs –** клімат помірно теплий з сухим літом (*середземноморський);*
5. **Cf –** *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°С найхолоднішого місяця, на півночі – положення ізотерми +10°С найтеплішого місяця, кількість опадів вище межі 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. **Dw –** *клімат помірно холодний з сухою зимою* (Східний Сибір, в мусонних областях помірних широт);
9. **Df –** *клімат помірно холодний з рівномірним зволоженням* протягом року.

E – *зона холодних (снігових) кліматів*. Її межа – положення ізотерми +10°С найтеплішого місяця, яка разом з тим є і межею поширення лісу. Цю зону підрозділяють на два типи кліматів:

10. **ET –** *клімат тундри* (середня температура найбільш теплого місяця від 0° до 10°С);
11. **EF –** *клімат вічного морозу* (середня температура найбільш теплого місяця нижче 0°С).

Додатково для зон **C** і **D** були введені підрозділи:

a – температура найбільш теплого місяця вище 22°С;

b – температура найбільш теплого місяця нижче 22°С, але не менше ніж в чотирьох місяцях температура повітря вище 10°С;

c – лише від 1 до 3 місяців мають температуру вище 10°С;

d – температура найбільш холодного місяця нижче -38°С.

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°С (**h**), і холодні пустелі,

середня річна температура в яких нижче 18°С (**k**).

Класифікація Кеппена, яка має достатньо чіткі кількісні характеристики різних типів клімату і краще від інших відповідає ландшафтним зонам (тундра, ліс, степ, пустеля), отримала широке застосування в багатьох державах світу. Але вона має і суттєві недоліки. Так, недостатньо розроблені показники для врахування вертикальної кліматичної зональності і не робиться різниця між кліматом рівнин і високогір'їв; не завжди витримано принцип широтної зональності, характерний для клімату взагалі, тому в зону **B** попадають такі різні за кліматичними умовами і широтним положенням області, як пустелі Середньої Азії і 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 (клімати океанів, клімати суші) і клімати височин (клімати верховин і плато, клімати гірських систем і 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 льодових плато Гренландії, крім її вузької прибережної полоси, і на островах) і Антарктиці. Клімат цих місць дуже суворий (лютий).

Клімат тундр. У північній півкулі ця зона поширюється на південь до північної межі зростання лісу, яка співпадає з липневою ізотермою 10-12°С. Клімат характеризується тривалою і холодною зимою і коротким холодним літом: середня температура найтеплішого місяця не перевищує 10-12°С, але вища за 0°С. 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 і порівняно теплим літом. Його підтипи: *західний* з хмарною і порівняно багатою опадами зимою; *східносибірський* – з суворою, ясною і малосніжною зимою.

Ця кліматична зона в північній півкулі займає великі простори. В Північній Америці вона охоплює значні області Аляски, Канади і півострова Лабрадор. В Євразії – Скандинавський півострів, окрім

південної його частини, Фінляндію, Європейську територію Росії (до лінії С.-Петербург – Н.Новгород – Катеринбург), Західний Сибір, окрім південних його районів, Східний Сибір (без середнього Амура і Усурійського краю), Камчатку 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 холодна, але менше, а літо тепліше, ніж в кліматі тайги. Переважають літні опади, з річною сумою ≥ 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.

Мусоний клімат помірних широт. Зима тут холодна, суха: температура повітря в січні може доходити до -20°С, сніговий покрив незначний; літо тепле, дощове: середня температура повітря в липні дорівнює 20-25°С. Річна сума опадів досягає 600 – 1000 мм. Клімат цієї зони відрізняється від клімату попередньої тим, що через малосніжні зими і інтенсивні літні дощі повінь спостерігається тут не восени, а влітку.

Ця зона клімату охоплює Далекий Схід Росії (середню течію р. Амур, Усурійський край), Сахалін, північну половину Японії, північну частину Кореї, Північно-Східний і Північний Китай.

Клімат степів. Зона характеризується посушливим кліматом. Річна кількість опадів звичайно не перевищує 450 мм з літнім максимумом. Літо в степах жарке, сухе. Температура повітря літніх місяців сягає 20-24°С.

Степи поділяють на два підтипи: *степи помірних широт* з прохолодною або холодною зимою, літо тепле; *степи субтропічних* і *тропічних широт* з теплою зимою і жарким літом. До першої категорії відносять степи південної полоси Східної Європи (Азово-Чорноморські степи), степи Середнього Поволжя, Передкавказзя, північного Казахстану, Забайкалля, Монголії, західних штатів Північної Америки. Степи з теплою зимою розташовані в тропічних і субтропічних широтах по периферії пустель.

Клімат середземноморський. Цей 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, без стійкого снігового покриву, літо жарке: середня температура літніх місяців складає 23 - 28°С. 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 і Африки, Південного берега Криму, Чорноморського узбережжя (від Новоросійська до Туапсе).

Клімат зони субтропічних лісів. Клімат характеризується відносно теплою зимою: середня температура найхолоднішого місяця не нижче +2°С. 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, на південному березі Каспійського моря, в північній Індії, в південному Китаї, південній половині Японії, південній Кореї і на північно-східному узбережжі Австралії.

Клімат позатропічних пустель (помірного поясу). Для клімату цієї зони характерна велика сухість. Опадів випадає менше 250-300 мм за рік. Літо жарке, сухе. 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 до 3°С.

В цю зону входять Терсько-Кумська і Астраханська напівпустелі, середньоазіатські пустелі і напівпустелі, пустеля Гобі в Азії, пустелі Південної 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, місцями 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 місцями – менше 100 мм. В окремих місцях інколи за декілька років не буває жодного дощу.

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 (Південна 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. 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 і 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.

Клімат вологих тропічних лісів. Для цієї зони характерна висока постійна температура: середня температура найхолоднішого місяця року не нижче 18°С, а 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 Філіпінських островах, в Новій Гвінеї.

Для характеристики клімату високих плато (плоскі височини не менше 1000м абсолютної висоти) Берг використовує ті ж типи кліматі. 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 льодових плато* (плато Гренландії, Антарктиди, північний острів Нової Землі), тобто клімат вічного морозу (нема місяцю з температурою вище 0°С).

2. *Тип високих степів і напівпустель помірного клімату* (північно-західна Монголія, Армянске нагір'я).

3. *Тип пустель помірних широт* (Китайський Туркестан).

4. *Тип Тибетський* (Тибет, Памир). Літо прохолодне, великі річні та добові амплітуди.

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 Чилі, Перу, Болівії, Еквадору, Мексики, Ефіопії).

Така в загальних рисах класифікація кліматів Берга. У ній клімати низин розроблені краще, ніж клімати високих плато. Мабудь 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 зачіпають причин, що обумовлюють різні типи клімату.

Б.П.Алісов запропонував (1936 – 1952 рр) прийняти за основу поділу земної поверхні на кліматичні зони *географічні типи повітряних мас,* беручи до уваги їхнє просторово-часове положення. Такий поділ нерозривно пов'язаний з умовами формування того чи іншого клімату, тому що він враховує загальні умови циркуляції, тобто перенос тепла морськими і повітряними течіями, переродження або трансформацію повітряних мас під дією підстильної поверхні (суші і моря), що визначає їхні фізичні властивості, і фронтальну діяльність. І такий підхід до класифікації дає уявлення не тільки про зовнішні риси клімату, але і про його г е н е з и с, тобто походження і умови формування. Ця класифікація і має назву *генетичної.*

В обох півкулях Алісов виділяє чотири основні пояси (зони) за ознаками переваги в кожному з них протягом року однієї з основних повітряних мас. Це *екваторіальний* (ЕП), *тропічний* (ТП), *помірний* (ПП) і *арктичний* (*антарктичний* АП) пояси.

У зв'язку з переміщенням основних повітряних мас і районами їхнього формування виділяють три перехідні кліматичні пояси: *субекваторіальний* (пояс екваторіальних мусонів), розташований між екваторіальним і тропічним поясами; *субтропічний,* розташований між тропічним і помірним поясами; *субарктичний* (*субантарктичний),* розташований між помірним і арктичним (антарктичним) поясами.

В кожному з перехідних поясів переважаюча повітряна маса змінюється в залежності від пори року: протягом одного сезону або півріччя переважає повітряна маса, яка є панівною в одному з основних поясів, а протягом протилежного сезону або півріччя переважає інша повітряна маса, яка є панівною в іншому із сусідніх поясів.

В 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 обумовлені особливостями атмосферної циркуляції в цих районах. Складні форми рельєфу можуть формувати особливий високогірний клімат.

Межі кліматичних поясів визначаються літнім і зимовим положенням кліматичних фронтів (тропічного, полярного або фронту помірних широт, арктичного і антарктичного). Схема положення кліматичних фронтів і меж кліматичних поясів вздовж меридіана показана на рис.6.2 , а на рис.6.3 представлена карта кліматичних поясів.

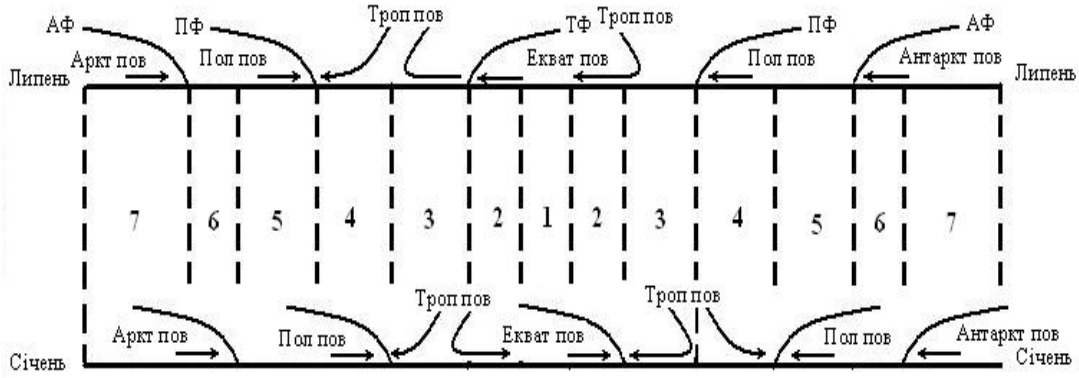
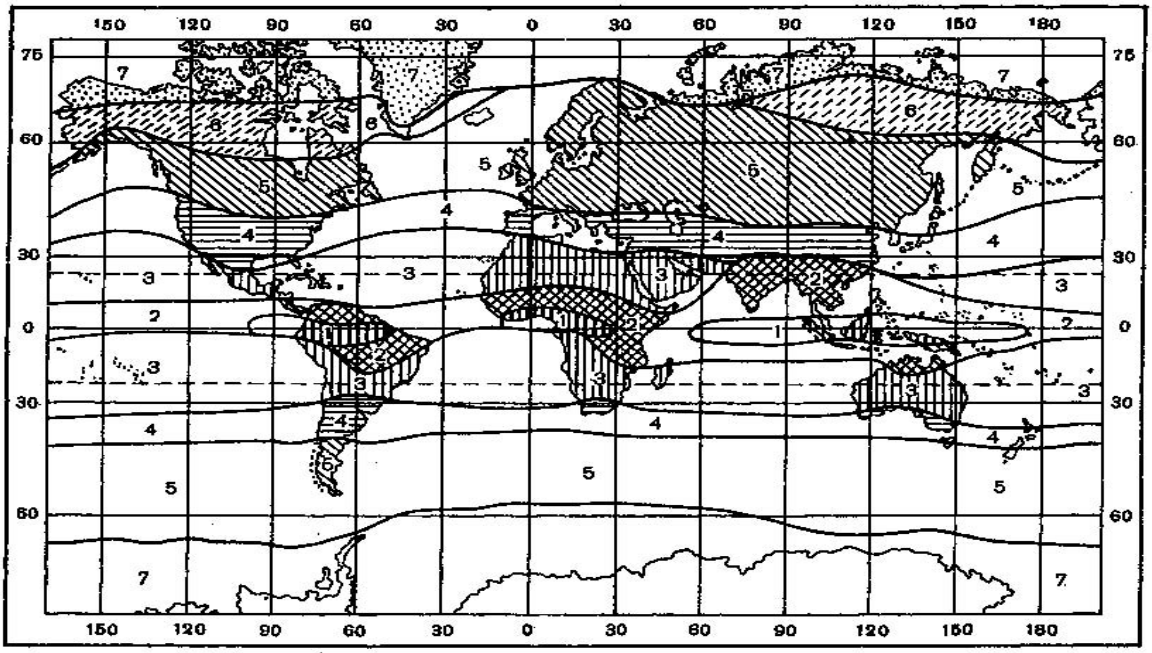


Рисунок 6.2 – Схема розташування кліматичних поясів



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)

Стисла характеристика кліматичних поясів наступна.

Екваторіальний пояс. Протягом року панує екваторіальне повітря, яке формується тут завдяки трансформації тропічного повітря пасатів. Межами цього пояса є зимове положення тропічного фронту в кожній півкулі. Клімат поясу екваторіального повітря відповідає клімату вологого тропічного лісу (за Бергом).

Субекваторіальний пояс (або пояс екваторіальних мусонів). Межами цього поясу служать літнє і зимове положення тропічного фронту. Влітку тут переважає екваторіальне повітря, взимку – тропічне. 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 наступні 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 наступні 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. 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 і 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. В основу своєї класифікації автори поклали співвідношення тепла і 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 *К*. 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 латинського алфавіту – зимові умови. Класифікаційні ознаки кліматів наведені в таблиці 6.1.

Таблиця 6.1 – Класифікаційні ознаки кліматів
(за Будиком – Григор'євим)

Умови зволоження		Термічні умови теплого періоду		Умови зими	
Хар-ка кліматів	Індекс сухості	Хар-ки термічних умов	Сума тем-р земн. пов-ні за період з тем-рою >10° С	Хар – ка	Метеорологічні умови
I. Надмірно зволожені	Менше 0,45	1. Дуже холодні	Тем-ра повітря весь рік не перевищує 10°С	А. Сувора малосніжна	Т-ра січня нижче -32°С,найбільша сер. декадн. Висота снігов. покр.< 50см
II. Вологі	0,45–1,00	2. Холодні	0–1000°С	В. Сувора сніжна	Т-ра січня нижче -32°С,найбільша сер.декадн. висота снігов.покр.<50 см
III. Недостат. зволожені	1,00–3,00	3. Помірно теплі	1000–2000°С	С. Помір-но сувора, малосніжна	Т-ра січня від -13° до -32°С, найбільша сер.декадн. висота снігов. покр.< 50 см
IV. Сухі	Більше 3,0	4. Теплі	2200–4400°С	Д. Помір-но сувора, сніжна	Т-ра січня від -13° до -32°С, найбільша сер.декадн. висота снігов. покр. менше 50 см
		5. Дуже теплі	Більше 4400°С	Е. Помір-но м´яка М´яка	Температура січня від 0 до -13°С. Температура січня вище 0°

Згідно з цією класифікацією клімат України III 4 Е: недостатньо вологий з помірно теплим періодом і помірно м`якою зимою, що відповідає клімату лісостепу і степу.

7 МЕЗО- ТА МІКРОКЛІМАТ

7.1 Поняття про мезо- та мікроклімат

Кліматичні умови місцевості в значній мірі 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 і степової зон можуть бути виділені заплавні (пойменні), 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 і 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 і інші.

О.О.Дроздов вважав, що через (внаслідок) 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 обгрунтованим 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, викликаних 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.

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, ріки, озера, різнобарвність грунтово – рослинного покриву, великі міста.

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		
Ріки	Ширина > 1 км		
Озера, моря, океани	Площа дзеркала 50-100км^2		
Грунтово-рослинний покрив	Масиви площею ≥ 100 км^2		
Велике місто	Райони міста		
Мікроклімат			
Гірський рельєф	Окремі ділянки	≤ 10км	100-200 м
Пагорбкуватий	Окремі пагорби або група пагорбів		
Ріки	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 перепа-дом висоти, що вимірюєть-ся одиницями і десятками сантиметрів	1 – 3 м	≤ 0,5 м

Мікронеоднорідність підстильної поверхні (пагорби, гребені, борозни), що існують у природі, також впливають на метеорологічний режим нижнього приземного шару повітря і верхніх шарів грунту. Такі варіації метеорологічного режиму запропоновано називати *нанокліматичними*. Розбіжності ці можуть бути дуже суттєвими і це треба мати на увазі при дослідженні росту і 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 ув'язані з екологічними дослідженнями: проведення значних будівельних робіт у великих містах, вирубка лісонасаджень, забруднення значних ділянок моря і суші потребує оцінки впливу цих дій на стан навколишнього середовища і клімату взагалі. Розглянемо деякі типи мезо- і 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 і т.ін.

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 в 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", що підтверджується багатьма дослідниками. Інтенсивність і розміри острова тепла змінюються з часом і в просторі під впливом фонових метеорологічних умов і місцевих особливостей міста.

Велика шорсткість підстильної поверхні і 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, уі відносній вологості – 11 – 20 %. Ці контрасти характеристик вологості місто – околиця в річному ході мають максимальне значення у літній період, а в добовому ході – у вечірні години.

Суперечлива точка зору щодо впливу міста на опади, відбиває складність дослідження цього питання. При цьому доцільно розглядати цей вплив окремо на тверді і рідкі опади. В 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 їхнє 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 і вологості системи місто – околиця накладають свій відбиток і на розподіл атмосферних явищ. Існує думка (погляд), 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 і 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 і 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°С в порівнянні з межею ареалу впливу водойми (10 - 22 км), а нічні температури підвищені на 3 – 5°С. 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 і інших водойм спостерігається значний контраст розподілу всіх метеорологічних величин. Вони мають добовий хід і сильно залежать від мінливості швидкості і напрямку вітру в районах з добре розвинутою бризовою циркуляцією.

Бризи – це теж особливість клімату узбережних районів. Завдяки різниці в співідношенні 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 і води, а також від будови навколишньої території. Вдень над нагрітою сушею конвективні потоки піднімаються вгору, 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 же, 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 в 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 рельєфа. 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 і вільній атмосфері на тій же висоті виникають місцеві вітри. Ці циркуляції можуть мати мезо- і мікромасштаб.

Вплив пагорбкуватого рельєфу на вітер більш чітко прослідкується в умовах антициклональної погоди і невеликих швидкостей основного потоку. Вночі в такій формі рельєфу з вершини і схилів повітря стікає вниз під впливом сили тяжіння, отримуючи ще додаткове прискорення за рахунок горизонтальної термічної неоднорідності схил – атмосфера. На зміну охолодженому повітрю, 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 продуваємих вітром долинах більші в порівнянні з відкритою рівнинною місцевістю, а на

підвітряних схилах і в долинах, замкнутих 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 грунту на схилах різної експозиції зумовлює неоднакове поглинання грунтом талої води. На північних схилах грунт зазвичай розмерзається раніше, ніж сходить сніг, тому тут поглинається більше талої води, ніж на південному схилі, де сніг сходить раніше, ніж розмерзається грунт.

Враховуючи мікрокліматичні особливості, можна більш повно використовувати кліматичні ресурси при плануванні економічного і соціального розвитку конкретного регіону.

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 (п. 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 <u>однонаправлені</u> (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, обумовлені 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.

В той же час, якщо відбуваються однонаправлені незворотні зміни або зовнішніх, або внутрішніх кліматоутворювальних чинників, то треба казати про «незворотні зміни клімату».

Оскільки кліматичні коливання, як вже згадувалось, мають дуже широкий часовий діапазон, то при подальшому вивченні доцільною є їх градація:

- 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 непрямими даними – органічними останками (рослинними і 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 і т.д. В першій половині XX століття з'явився новий метод вивчення складу рослинності у третичний і, головним чином, у четвертичний період плейстоцену – метод пилкового аналізу. Значне поширення в сучасній палеокліматології знайшли геохімічні та радіоізотопні методи дослідження.

Потрібно розуміти, що непрямими методами можливо реконструювати тільки дуже обмежену кількість характеристик минулих кліматів, тому у якості індикатора кліматичних змін у минулому практично завжди використовують зміни тільки *середньої температури повітря поблизу земної поверхні*.

Крупні зміни та коливання клімату, що відбувались протягом історії Землі є проявом складної взаємодії змін та коливань кліматоутворювальних факторів (п. 1.2), як зовнішніх (світність Сонця, еволюція бінарної системи Земля-Луна тощо) так й внутрішніх (варіації вмісту CO_2, інших парникових газів та аерозолю в атмосфері, зміни конфігурації материків та океанів, висоти та положення гірських систем, глибин Світового океану тощо). Але питання які з перерахованих кліматоутворювальних факторів були визначальними при формуванні тих чи інших кліматичних епох та коливань досі є дискусійним.

Реконструкції клімату в глибині історії Землі виявляють тільки найяскравіші і крупніші об'єкти. Це епохи заледенінь – "зими нашої планети", які тривали десятки і сотні мільйонів років, і ще триваліші теплі епохи.

В *археє* (3,8 – 2,5 млрд. років тому) глобальний клімат не був холодним, незважаючи на понижену на 30% у порівнянні з сучасною світністю Сонця. Згідно сучасним уявленням це було наслідком впливу парникового ефекту за рахунок значно більшого вмісту парникових газів (CO_2 та CH_4) у давній атмосфері Землі.

У геологічних відкладах більш пізніх епох до початку *палеозою* (600 млн. років тому) знаходять прояви зледеніння та холодного клімату, що пояснюється поступовим зменшенням вмісту парникових газів и в першу чергу вуглекислого газу на фоні зниженої сонячної світності. В період 2,5 - 1,95 млрд. років відмічена *Гуронська епоха заледеніння*. Приблизно через мільярд років почалася нова *Гнейсеська епоха заледеніння* (950 - 900 млн. років), а ще через 100-150 років – *Стерська льодовикова епоха*. Завершує докембрій *Варангська епоха заледеніння* (680-570 млн. років).

Фанерозой починається з теплого кембрійського періоду, але через 110 млн. років від його початку відмічаються два періоди суттєвих похолодань – *Ордовікське заледеніння* (460-410 млн. років) та *Гондванське заледеніння* (340-240 млн. років).

Причини цих зледенінь є дискусійними, але найбільш вірогідною є інша ніж сучасна конфігурація материків та океанів, яка обмежувала приток теплих вод з низьких у високі широти на фоні меншої (приблизно на 5-10% світності Сонця). Епоха великих зледенінь закінчилася приблизно 230 млн. років тому.

У *мезозої* (235 – 70 млн. років тому) температури повітря були суттєво вищими ніж сучасні (майже на 10^0 С). Однією з важливих причин цього явища було те, що вміст вуглекислого газу був значно вище, а світність Сонця була практично на сучасному рівні. Додатковим фактором стало те, що нова конфігурація материків забезпечувала вільний міжширотний обмін теплом за рахунок океанських течій.

Епоха *кайнозою*, яка почалася приблизно 67 млн. років тому, характеризується поступовим зниженням температури повітря у земної поверхні. Але цей процес не був монотонний, на нього суттєвий вплив, на думку багатьох дослідників, вчиняли процеси альпійського тектогенезу та орогенезу, які супроводжувалися підняттям континентів та регресію океанів. Прогресуюче похолодання кайнозойської ери привело до того, що у відповідний момент часу (приблизно 30 млн. років тому) температури у високих широтах знизилися нижче деякого температурного рубежу (т.зв. „*четвертинний льодовий поріг*"). Це привело до виникнення кріосфери, яка зразу активізувала наступне похолодання за рахунок розвитку

позитивних зворотних зв'язків в кліматичній системі. При появі кріосфери кліматична система перейшла до режиму швидких кліматичних флуктуацій з великими амплітудами.

Принциповим поясненням таких змін є те, що крижані щити, які з'явилися стали другим (після Світового океану) інерційним компонентом кліматичної системи та саме взаємодія цих двох компонентів з атмосферою вірогідно породжує режим автоколивань.

В *пліоцені* (5,3-1,8 млн. років тому) виявлені коливання з періодом 2 - 2,5 млн. років, які в свою чергу включають коливання меншого періоду. Так початок пліоцену пов'язаний з потеплінням, яке привело до підвищення рівня океану та формуванням Середземного моря. Приблизно 2,7 млн. років почалася епоха похолодання.

Кліматичні коливання в останню геологічну епоху – *четвертинний період кайнозою* (менше 1,8 млн. років тому) складався із серії потужних льодовиково-міжльодовикових коливань із періодом ~ 100 тис. років, включаючи міжльодовикове потепління у голоцені, яке продовжується.

8.3 Зміни клімату у голоцені та у сучасну епоху

Останні 10 тис. років можна характеризувати як міжльодовикове потепління. Цей проміжок часу називають *історичним періодом*, інформація про клімат якого більш повна, особливо в останні 2-3 тис. років, де існують хроніки видатних явищ погоди (посухи, повені, скресання і замерзання річок, морів і ін.). А в останні 2-3 століття є в наявності навіть інструментальні спостереження за невеликим переліком характеристик кліматичної системи.

Незважаючи на загальну тенденцію до потепління у цей період виявлені кліматичні флуктуації з різною амплітудою. Так в післяльодовиковий "кліматичний оптимум" (8÷5,5 тис. років тому) в середньому за рік в Європі було тепліше, ніж зараз, приблизно на 2-3^{0}С, причому в основному в літній період, а крижаний покрив Північного Льодовитого океану скоротився за площею майже удвічі в порівнянні з сучасним, відповідно рівень Світового океану був вищий за сучасний на 1-3 м у різних регіонах.

Приблизно 5,5 тис. років тому "кліматичний оптимум" змінився похолоданням "*залізного віку*" з кульмінацією близько 4 тис. років тому, що позначилося зменшення рівня океану до відмітки -22м. Вслід за ним почалося нове потеплення, що продовжувалося і в першому тисячолітті нашої ери, відоме як "*малий кліматичний оптимум*", що супроводжувалося підняттям рівня Світового океану з початку нашої ери.

У першій чверті нашого тисячоліття почалось нове похолодання („*малий льодовиковий період*"), що тривало до середини XIX в. Вже у XVI в. морський лід відрізав Гренландію від Ісландії і привів до загибелі

поселень норманів. Останні відомості про нормандських поселенців у Гренландії відносяться до 1500р.

Дуже суворими в XVI-XVII сторіччях стали умови в Ісландії. Достатньо сказати, що з початку похолодання до 1800р. населення країни через голод скоротилося удвічі. На рівнинах Європи, в Скандинавії частими стали суворі зими, раніше не замерзаючі водоймища стали замерзати, почастішали неврожаї, падіння худоби, окремі айсберги досягали побережжя Франції, розрослися гірські льодовики в Альпах і на Кавказі.

Максимальне настання гірських льодовиків в Північній півкулі почалося на рубежі XVI і XVII ст. і продовжувалося принаймні до 1616 р. Наприклад, в долині Шамоні біля підніжжя Монблану деякі селища були залишені жителями, а три з них були стерті льодовиком, що з лиця землі насувався. До своєї загибелі вони існували близько 300 років. У Австрійських Альпах шахти, в яких з середини XV ст. здобували золото, виявилися похороненими шаром льоду до 20 м.

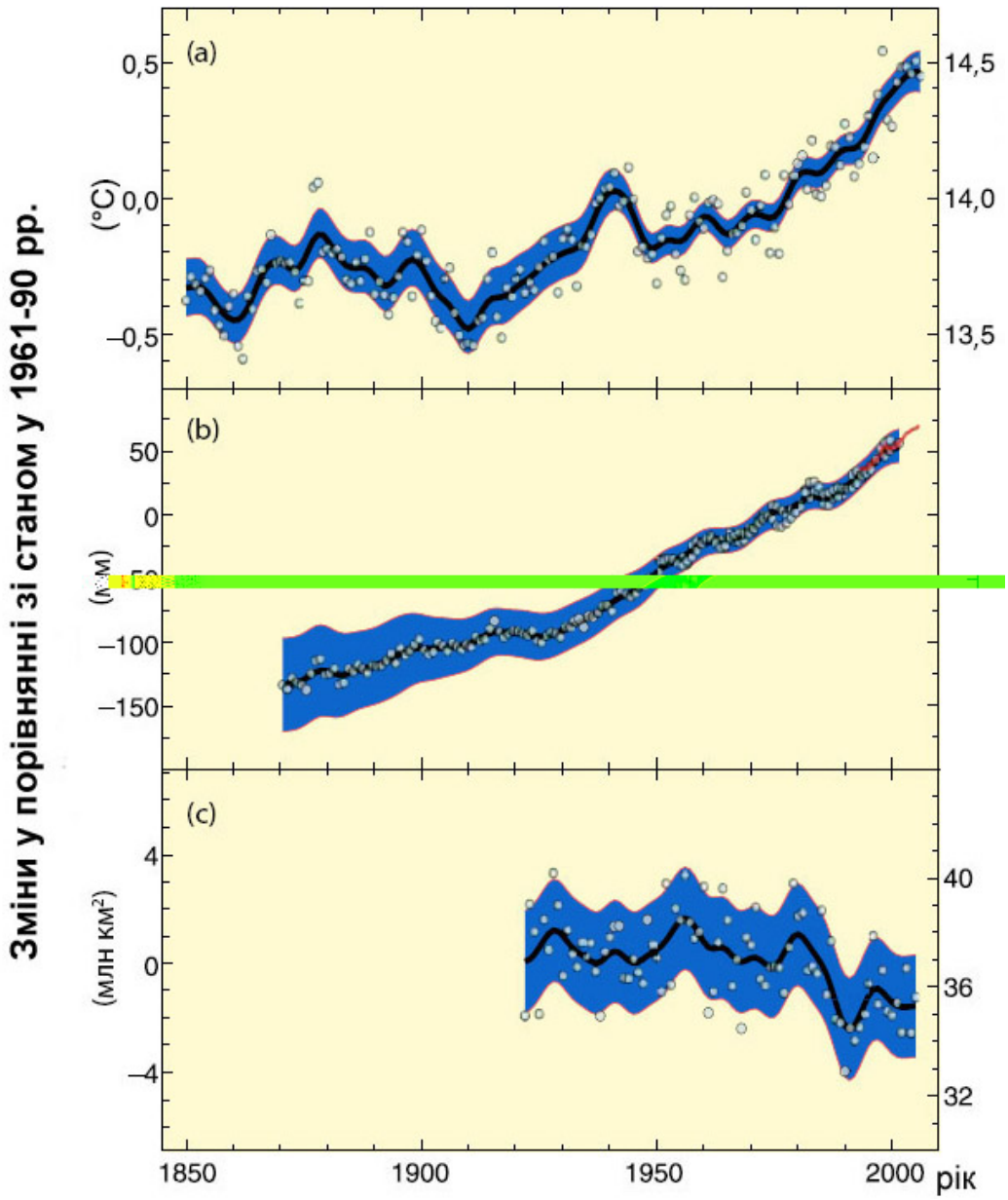
Наступні максимуми розростання гірських льодовиків в Північній півкулі регіструвалися у 1720, 1820 і 1850 рр. Щонайдовші наявні ряди інструментальних спостережень за температурою, наприклад для Центральної Англії, показують, що максимальні пониження середньої річної температури в малому льодовиковому періоді звичайно не перевищували 1-2^0 С. Такі ж результати одержані й по інших ознаках.

Малий льодовиковий період був явищем глобальним, що особливо чітко виявився в 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 воно досліджено більш детально в порівнянні з ранніми похолоданнями подібного ж роду.

Потеплення, що наступило за малим льодовиковим періодом, почалося наприкінці XIX в**.** (рис. 8.1а)**,** але увагу кліматологів як явище крупного масштабу воно привернуло лише в 20-30х роках XX століття, коли було виявлено значне підвищення температури води в Баренцовому морі. Ще раніше, наприкінці XIX в., гляціологами був відмічений значний відступ льодовиків в Альпах, на Кавказі, в Скелястих горах.

У 30-х роках температура повітря в помірних і особливо у високих північних широтах була значно вище, ніж наприкінці XIX в. Так, зимові температури в західній Гренландії підвищилися на 5^0 С, а на Шпіцбергені – навіть на 7-8^0 С.

Найбільше глобальне підвищення середньої температури у поверхні Землі під час кульмінації потеплення складало всього 0,4^0 С, але навіть з такою невеликою зміною – у декілька разів меншим, ніж під час малого льодовикового періоду – була зв’язана помітна зміна кліматичної системи.



а) середня приземна температура повітря; б) середній рівень моря; в) площі крижаного покрову.

Рисунок 8.1 – Зміни стану компонентів кліматичної системи Північної півкулі в індустріальну епоху відносно середніх значень за 1961-1900 рр. (Climate Change 2007)

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 в льодовиках зменшилася на 50-100 м. Існуючі в Арктиці складені кригою острови зникли. Тільки в Радянському Секторі Арктики з 1924 по 1945 рр. площа криги в період навігації в цей час

скоротилася майже на 1 млн. км^2, тобто наполовину. Це дозволило звичним судам запливати у високі широти і здійснювати наскрізні плавання по Північному морському шляху на протязі однієї навігації. Зменшилася кількість криги і в Гренландському морі, не дивлячись на те, що винесення криги з Арктичного басейну посилилося. Тривалість льодової блокади берегів Ісландії скоротилася з 20 тижнів в кінці XIX століття до двох тижнів в 1920-1939 рр.

Повсюди відбувався відступ меж багаторічної мерзлоти на північ до сотень кілометрів. Збільшилася глибина протаювання мерзлих ґрунтів, а температура мерзлої товщі підвищилася на 1,5-2,0^{0}С. Посилилася посушливість в районах недостатнього зволоження.

Потепління торкнулося і Південної півкулі, але в значно меншої мірі. Найчіткіше воно виявилося в 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 в настання або уповільнили відступ. Дослідження 73 невеликих, а отже швидко реагуючих на зміни клімату льодовиків в горах США в 1953-1955 рр. показало, що 50 з них знаходилися у стадії настання, 14 збільшили свою потужність, а 7 знаходилися в стаціонарному стані.

Після 1945р. відбулося деяке збільшення площі розповсюдження арктичної криги. Вони стали частіше з'являтися біля берегів Ісландії, між Норвегією і Ісландією. З початку 40-х і до кінця 60-х років площа криги в Арктичному басейні зросла на 10%.

Тенденції зниження температури між 1940 і 1965 рр., так само як і попереднього потеплення, яскраво виявляються в даних за січень, крім низьких широт, і майже відсутні в липні. Причому довготривале потеплення, а потім похолодання більше виявилося над континентами – Євразією і Північною Америкою, ніж над Атлантикою і Тихим океаном.

З кінця 60-х років минулого століття почалося сучасне потепління, яке проявилося у підвищенні середньої глобальної приземної температури повітря на 0,6-0,7^{0}С, а з урахуванням потепління першої половини XX століття загальне підвищення температури з кінця малого льодовикового періоду складає 0,7-0,9^{0}С. Ще більші значення потепління відзначаються у високих широтах (Аляска, Сибір, Антарктида) – до 1,5^{0}С.

Середня швидкість потепління, розрахована для останніх 50 років (приблизно 0,13^0 С за 10 років) у 2,5 разів більше такої ж величини, розрахованої для останніх 100 років. Два останніх десятиліття стали самими теплими з 1860-х років, причому найбільш теплими стали 1998, 2004 та 2005 роки.

Ці глобальні зміни у 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. 8.1b). За період з 1961 по 2003 рік 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.

Середня за рік площа крижаного покрову у Північній півкулі зменшилася з 1978 року на 7% (рис. 8.1c) зі швидкістю біля 2,7% за десятиріччя. У Гренландії останніми роками різко швидшав рух льодовиків, що спускаються до моря. Арктичні льоди відступають влітку значно далі на північ, ніж раніше. На Антарктичному півострові, який витягнувся у бік Південної Америки, також йде швидке руйнування льодовиків. У перше за час спостережень у 2007 році відкрився для судноплавства Північно-західний прохід.

З 1970-х років збільшилася у глобальному вимірі площа посушливих земель та пустель.

Британські вчені повідомляють про зміщення на північ ареалів деяких видів птахів. Канадці відзначають, що північні річки залишаються замерзлими в середньому на два тижні менше, ніж півстоліття назад. Спостерігаються посування у ареалах та зміни у чисельності водорості, риб та планктону Світового океану. За деякими даними, став уповільнювати свою течію Гольфстрім.

Згідно з останньою аналітичною доповіддю, яка була представлена у червні 2008 року на засіданні Економічної та Соціальної Ради ООН природні катастрофи стали частіше в 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, в результаті яких загинуло, принаймні, 2,5 млн. чоловік, переважно, в світі, що розвивається. Число жертв стихійних лих в цих країнах в 20-30 разів перевищує число загиблих в розвинених країнах.

8.4 Причини змін та коливань клімату

8.4.1 Зміни та коливання астрономічних кліматоутворювальних факторів

Як відзначалося раніше (п. 1.2), на клімат безпосередній вплив мають, перш за все, *зміни світності Сонця* як 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 Сонця збільшилась приблизно на 40%. Крім цих однонаправлених змін світності, Сонце, як складна фізична система, повинна мати 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. Посередні данні різної природи свідчать про наявність т.зв. „*багатоциклічності*” сонячної активності, тобто коливань з періодами порядку від сотень млн. років до років і навіть менше. Природа цих коливань досі є дискусійною та її обговорення виходить за межи цього підручника.

Найбільш широко відомий 11-річний цикл сонячної активності, виявлений у часових змінах *числа Вольфа* – кількості темних плям та їх груп на сонячному диску. З кінця 2007 року розпочався 24-й (після історичного Маундеровського мінімуму) цикл сонячної активності.

Крім того, статистично підтверджені коливання сонячної активності з періодами біля 22 (*цикл Хейла*), 50, 100 та 200 років.

Останній, 200-річний цикл відомий за історичними мінімумами чисел Вольфа – *мінімуми Вольфа* (1280-1340 роки), *Шперера* (1420-1530 роки), *Маундер* (1640-1710 роки) та *Дальтона* (1800-1830 роки), яким відповідають зафіксовані глобальні похолодання.

В 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.

У 1920-ті роки М. Міланкович запропонував гіпотезу про зв’язок кліматичних змін з періодичними змінами параметрів орбіти Землі на значних проміжках часу – т.зв. „*цикли Міланковича*”. Наприклад, *ексцентриситет* земної еліптичної орбіти коливається у межах від 0,0022 до 0,0620 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 кута 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 в Північній і Південній півкулі від зими до літа. Крім того, з періодичністю біля 41 тис. років відбуваються зміни *куту нахилу земної осі до площини її орбіти*.

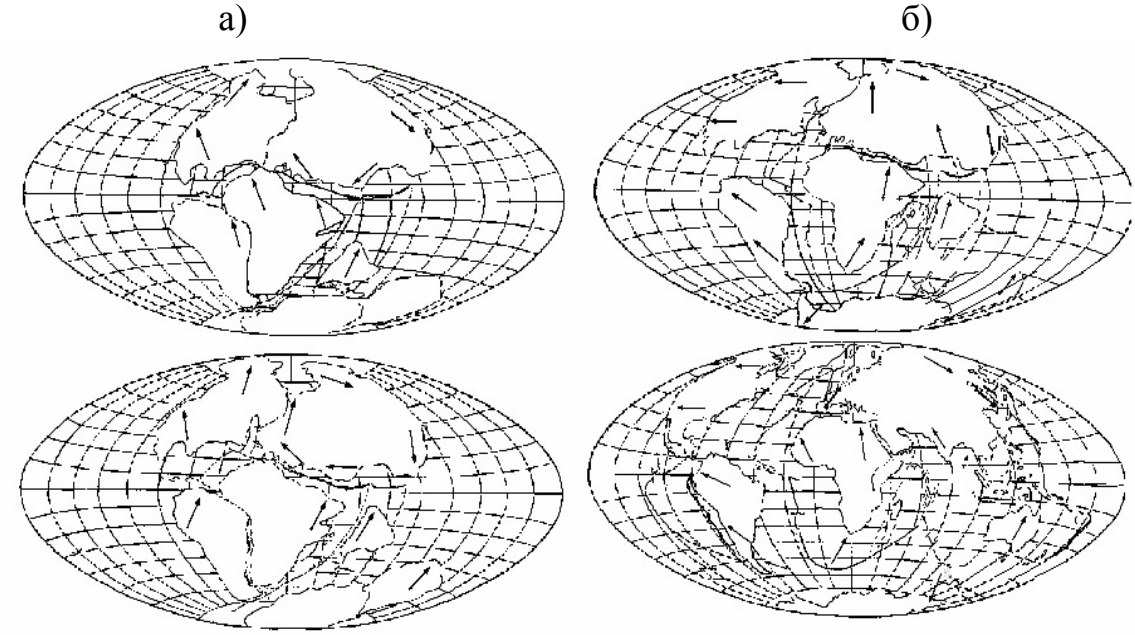
У відповідності з *теорією М. Міланковіча* комбінація цих змін орбіти Землі впливає на кількості сонячної енергії, яку отримує наша планета та на характері розподілу цієї енергії по поверхні планети. Зменшення

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 на протязі останніх 800 тис. років з періодами, що співпадають з циклами Міланковича.

Крім вищезазначених астрономічних кліматоутворювальних факторів дискутуються й можливі інші причини, наприклад:

- коливання положення Сонячної системи відносно галактичної площини Чумацького шляху з періодом майже 66 млн. років, що змінює густину космічного простору;
- коливання густини потоку космічних галактичних промінів;
- астрокатастрофи (наприклад, падіння на Землю астероїдів та великих комет).



а) 180 млн. років та 135 млн. років тому;
б) 65 млн. років тому та сучасний стан. (Монин, 1977)

Рисунок 8.2 – Історичні зміни розташування материків (зверху вниз та справа наліво):

8.4.2 Зміни та коливання внутрішніх кліматоутворювальних факторів

У геологічній історії Землі також відбувалися значні зміни геологічних та геохімічних кліматоутворювальних факторів. По-перше, це

процеси зміни місцезнаходження материків („*теорія дрейфу материків*”), які суттєво впливали в першу чергу на міжширотний обмін теплом за рахунок океанських 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.

В історії клімату суттєвим чинником також була *вулканічна активність*, яка змінювала як хімічний склад атмосфери (на початку історії Землі, коли вулканічна активність була значна більшою), так й впливала через викиди в атмосферу аерозолів на оптичну прозорість атмосфери, альбедо та перерозподіл складових радіаційного балансу Землі.

Звісно дуже тяжко оцінити вплив цього чинника на кліматичні зміни на значних проміжках часу, але існуючи історичні свідоцтва, як наприклад похолодання, які відмічалися у 1783-1785 рр. після виверження вулкану Лакі (Ісландія), в 1816 році після виверження вулкану Тамбора (Індонезія), в середині 80-х років XIX століття після виверження у 1883 р. вулкану Кракатау (Індонезія) засвідчують можливість суттєвих змін клімату за рахунок цього фактору.

Є наукові свідоцтва, що вулканічна активність також має циклічний характер, пов’язаний з астрофізичними факторами та внутрішньою геодинамікою.

За час існування Землі відбулися суттєві *зміни газового складу атмосфери* – від первинної вуглецево-азотної до азотно-кисневої, які стали наслідком біогеохімічної діяльності живих організмів. Такі зміни в історичному плані привели до суттєво зниження середньої температури повітря у земної поверхні через зменшення впливу *парникового ефекту*. Таким чином протягом історії нашої планети біогеохімічна функція біоти була і залишається значним кліматоутворювальним фактором.

8.4.3 Парниковий ефект

Відомо, що парниковий ефект – це поглинання інфрачервоного випромінювання земної поверхні оптично активними газами атмосфери (т.зв. „*парникові гази*”), серед яких водяна пара, метан, вуглекислий газ, озон, оксиди азоту, хлорфторвуглеці та фторвуглеці тощо. Парникова ефективність практично всіх оптично активних газів та домішок значно вища за вуглекислий газ. Але, вуглекислий газ в атмосфері досить добре перемішаний, тому у цілому відхилення концентрації CO_2 від середнього значення незначні, а його вміст найбільший серед всіх парникових газів. Природні зміни його вмісту в атмосфері відбуваються за рахунок газообміну з іншими природними середовищами.

В той же час водяна пара, озон та й інші парникові гази, на відміну від вуглекислого газу, дуже мінливі як у просторі, так і за часом в залежності від географічного району. 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%, хлорфторвуглеців – 14%.

Активну роль у динаміці вуглецю на Землі відіграють процеси у біосфері, які разом з процесами перетворення неорганічного вуглецю об'єднанні у *глобальний біогеохімічний цикл вуглецю*. У цьому сенсі еволюція біосфери та кліматичної системи відбувалися взаємообумовлено, взаємопов'язано. Планетарний вуглецевий цикл є складною системою, його функціонування на різних масштабах часу визначається різними природними процесами, яким відповідають різні швидкості кругообігу CO_2.

На перших етапах розвитку Землі вуглекислий газ, як й азот та водяна пара, поступали 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 вулканічною активністю. За рахунок газообміну між атмосферою та біотою суші, атмосферою та Світовим океаном формувалися рівноважні розподіли вуглецю у біосфері.

Інтенсивність цього природного механізму була нерівномірною за час існування Землі та пов'язаною вулканічною активністю. За рахунок газообміну між атмосферою та біотою суші, атмосферою та Світовим океаном формувалися рівноважні розподіли вуглецю у біосфері.

Таким чином, саме *глобальний біогеохімічний цикл вуглецю* є механізмом, який об'єднує в єдину систему частини біосфери – біоту, атмосферу, літосферу та Світовий океан, так саме він об'єднує й компоненти глобальної кліматичної системи. Тому в 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.

З кінця XVIII століття все помітну роль починає відігравати ще одне джерело оксидів вуглецю – їх вивільнення в атмосферу за рахунок людської діяльності. 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 2005р.

Найбільш важливим та актуальним є відповідь на питання, чи обумовлений цей приріст антропогенними викидами або природними змінами швидкості газообміну між резервуарами вуглецю. Дійсно,

викиди оксидів вуглецю за рахунок спалювання органічного палива 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. У якості доказів вони наводять факти збільшення вмісту вуглецю вже після потепління, які відмічалися в історії клімату.

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 при його природному процесі зменшення.

З 1990 року Міжурядова група експертів з питань змін клімату (МГЕЗК), яка була створена у 1988 році Всесвітньою Метеорологічною Організацією (ВМО) та Програмою ООН з навколишнього середовища (ЮНЕП), оприлюднює розрахунки можливих змін вмісту вуглекислого газу. Достатньо широкий розкид майбутніх значень концентрації CO_2 пояснюється наявністю декілька сценаріїв поведінки людства – від сценарію „бізнес як звичайно" (тобто невжиття будь-яких обмежень на антропогенні викиди оксидів вуглецю), до сценарію суттєвих обмежень викидів, обумовлених світовою кліматичною політикою.

Згідно останньої (2007р.) оцінки МГЕЗК викиди вуглецю в атмосферу зросли в середньому за рік з 8,0 Гт у 1990-ті роки до 9,2 Гт у 2000-2005 роки, хоча в цих оцінках існує досить велика невизначеність.

Наступним парниковим газом, який суттєво впливає процеси поглинання інфрачервоного випромінювання земної поверхні є *метан*. Його концентрація в атмосфері складала біля 1,78 $млн^{-1}$. Увага до цієї складової атмосфери пояснюється сильним парниковим ефектом метану – є розрахунки, що при подвоєнні вмісту CH_4 в атмосфері глобальна температура повітря може збільшитися на $0,2\text{-}0,4^0$ С.

Але метан відрізняється від вуглекислого газу значно більшою невизначеністю наявних кількісних даних, а також розуміння причин його динаміки в атмосфері. За останні 250 років відбулося значне (синхронне, але значно більше ніж CO_2) зростання вмісту метану в атмосфері.

В останні 2-3 десятиліття темпи зростання вмісту метану в атмосфері складають 0,8-1,2% в рік.

Серед природних джерел метану загальною потужністю біля 200-260 млн. тон в рік виділяють водно-болотні екосистеми (біля 80% всіх природних викидів), геологічну активність, відходи життєдіяльності комах та диких тварин, викиди зі океанів та лісні пожежі. Антропогенна діяльність, серед якої найбільшими джерелами є відходи життєдіяльності домашнього рогатого скоту, рисові поля, звалища, видобування вугілля,

газова та нафтова промисловість, оцінюється за останніми розрахунками в 350-430 млн. тон в рік (рис. 8.3). Тобто життєдіяльність 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.

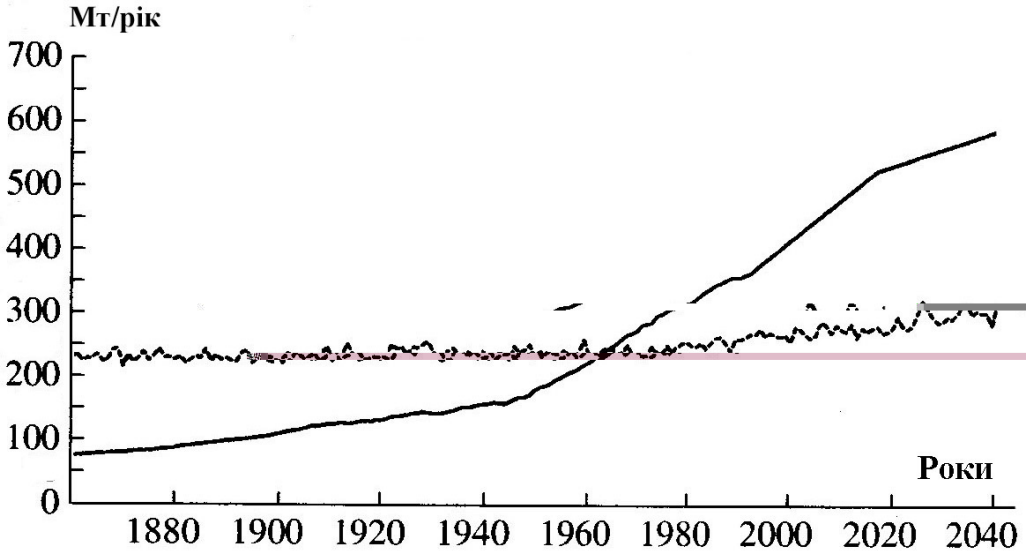


Рисунок 8.3 – Викиди метану (млн. тон в рік) за рахунок антропогенної діяльності (гладка лінія) та із водно-болотних екосистем (штрихова лінія) (Володін, 2008).

Характерний час перебування метану в атмосфері складає по різним оцінкам 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 CO_2.

У сучасну епоху також відбуваються зміни вмісту в атмосфері й інших парникових газів –- двооксиду азоту (з 270 ppb у до індустріальну епоху до 315 ppb у 2005 році), причому вже біля третини всіх викидів NO_2 носять антропогенний характер. Основне джерело цих викидів – сільське господарство.

ЛІТЕРАТУРА

1. Алисов Б.П., Дроздов О.А., Рубиштейн Е.С.. Курс климатологии. Ч.1. – Л.: Гидрометеоиздат, 1952. –
2. Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 350 с.
3. Будыко М.И. Изменения климата. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 320 с.
4. Гончарова Л.Д., Серга Е.М., Школьний Є.П.. Клімат і загальна циркуляція атмосфери. – Київ: КНТ, 2005. – 251 с.
5. Климатология / Научн. ред. Дроздова О.А., Кобышевой Н.В. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 568 с.
6. Клімат України / За ред. Ліпінського В.М., Дячука В.А., Бабіченко В.М. – Київ: Видавництво Раєвського, 2003, - 343 с.
7. Кобышева Н.В., Костин С.И., Струнников Э.А. Климатология – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 340 с.
8. Матвеев Л.Т. Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991.
9. Монин А.С. Введение в теорию климата. – Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 245 с.
10. Наровлянский Г.Я. и др. Климатология, ч.2. – Л.: ЛВИКА, 1971. – 195 с.
11. Погосян Х.П. Общая циркуляция атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – 252 с.
12. Метеорологія і кліматологія./ За ред. Степаненка С.М. – Одеса: ТЕС, 2008. – 534 с.
13. Хромов С.П. Метеорология и климатология / для географических факультетов/ - Л.: Гидрометеоиздат, 1993.
14. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. 7-е издание. – М.: Изд-во МГУ: Наука, 2006. – 582 с.
15. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 568 с.

Навчальне видання

Врублевська Олександра Олександрівна
Катеруша Галина Павлівна

КЛІМАТОЛОГІЯ

Конспект лекцій

Підп. до друку	Формат	Папір
Умовн. друк. арк.	Тираж	Зам. №

Надруковано з готового оригінал-макета

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