

**Міністерство освіти і науки України**  
**Одеський державний екологічний університет**

**Є.А. Галич**

**Прикладна метеорологія та кліматологія**  
**модуль «Загальна циркуляція атмосфери та теорія клімату»**

**Конспект лекцій**

для дистанційної форми навчання на кафедрі  
метеорології та кліматології

Рекомендовано методичною радою Одеського державного екологічного університету Міністерством освіти і науки України як конспект лекцій (протокол № від \_\_\_\_\_ .2020 р.)

**Одеса 2020**

**Галич Є.А.**

Прикладна метеорологія та кліматологія (модуль «Загальна циркуляція атмосфери та теорія клімату»): конспект лекцій / Одеський державний екологічний університет. Одеса, 2020 р. - 75 с.

Прикладною кліматологією слід вважати сукупність спеціальних розділів кліматології, які забезпечують попит різних галузей господарчої діяльності людини та оборони держави.

Відомо, що кліматологія – наука, яка вивчає фізичні закономірності формування та змін клімату, оцінює кліматичні ресурси різних районів земної кулі, а також їх вплив на життєдіяльність людини.

Прикладні аспекти використання кліматичних даних різноманітні, проте всі вони припускають найбільш повне врахування позитивних сторін клімату та запобігання або передбачення можливого впливу негативних його сторін.

У конспекті лекцій міститься необхідний обсяг навчальної інформації, який забезпечує засвоєння основ курсу Прикладна метеорологія та кліматологія (модуль «Загальна циркуляція атмосфери та теорія клімату») та поглиблення знань, які необхідні студентам.

Змістовний модуль «ЗЦА і теорія клімату» є складовою частиною дисципліни «Прикладна метеорологія та кліматологія» і належить до циклу вибіркового в системі природничо-наукових дисциплін і є однією з важливих частин кліматології для спеціальності – 103 Науки про Землю РПД «Атмосферні науки».

Зараз вивчення та прогнозування клімату залишається однією з найважливіших задач гідрометеорології. Особливий інтерес до цієї проблеми виникнув у минулому столітті у зв'язку з потеплінням глобального клімату.

© Одеський державний  
екологічний університет, 2020

## ЗМІСТ

ВСТУП.....	3
1 КЛІМАТИЧНА СИСТЕМА І ГЛОБАЛЬНИЙ КЛІМАТ. КЛІМАТОУТВОРЮВАЛЬНІ ФАКТОРИ.....	4
1.1 Поняття глобального клімату, кліматичної системи та її складових.....	4
1.2 Кліматоутворювальні фактори.....	8
1.2.1 Астрономічні кліматоутворювальні фактори.....	9
1.2.2 Геофізичні кліматоутворювальні фактори.....	14
1.3 Глобальні кліматичні моделі .....	21
1.4 Зміни газового складу атмосфери Землі .....	24
2 ПОНЯТТЯ ПРО ЗАГАЛЬНУ ЦИРКУЛЯЦІЮ АТМОСФЕРИ.....	31
2.1 Характеристика загальної циркуляція атмосфери.....	31
2.2 Основні складові загальної циркуляції атмосфери.....	33
2.2.1 Особливості глобального зонального і меридіонального переносу в атмосфері Землі.....	33
2.2.2 Основні струминні течії тропосфери та стратосфери....	47
2.2.3 Циклонічна діяльність, поле тиску та циркуляція повітря біля земної поверхні.....	50
2.2.4 Циркуляція атмосфери у тропічній зоні.....	54
2.2.5 Мусонна циркуляція.....	58
3 ЕНЕРГЕТИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗАГАЛЬНОЇ ЦИРКУЛЯЦІЇ АТМОСФЕРИ.....	60
4 ОСОБЛИВОСТІ ВЗАЄМОДІЇ АТМОСФЕРИ І ОКЕАНУ.....	63
4.1 Характеристика циркуляції в океані. Складові загальної циркуляції океану.....	63
4.2 Особливості взаємодії атмосфери і океану.....	67
ЛІТЕРАТУРА.....	74

## ВСТУП

Клімат є фізичним чинником життя на Землі та має суттєвий вплив на життєдіяльність людини, а зміни клімату, які людина відчуває через сталі зміни погодних умов, вимагають проведення різноманітних заходів, щодо пом'якшення їх впливу на життя людини.

Зараз вивчення клімату та загальної циркуляції атмосфери залишається однією з найважливіших проблем гідрометеорології.

Життя і діяльність як окремої людини, так і суспільства у цілому, протікає в оточуючому середовищі. Одним його компонентом є атмосфера. Стан атмосфери визначають комплексною характеристикою – погодою. Як відомо, *погодою* називають стан нижнього шару атмосфери (тропосфери) у визначеному географічному районі у певний термін часу. Цей стан характеризують комплексом метеорологічних величин, який залежить від потреб користувача. Наприклад, пересічну людину цікавить, головним чином, температура повітря, вологість повітря й опади. Для авіації погода характеризується кількістю, формою та висотою хмар, явищами погоди, дальністю видимості, напрямком і швидкістю вітру, атмосферним тиском та температурою повітря.

Виходячи з цього, *кліматом* можна назвати характерні для визначеного регіону сукупність і повторюваність умов погоди з їх сезонними змінами. Таке визначення клімату сформульоване відомим російським кліматологом Е.К. Федоровим.

# 1 КЛІМАТИЧНА СИСТЕМА І ГЛОБАЛЬНИЙ КЛІМАТ. КЛІМАТОУТВОРЮВАЛЬНІ ФАКТОРИ

## 1.1 Поняття глобального клімату, кліматичної системи та її складових

Погодні умови тих чи інших територій цікавили людство ще з давніх часів. Але особливий інтерес до цієї проблеми виникнув у минулому столітті у зв'язку з потеплінням глобального клімату. Під *глобальним кліматом* розуміють статистичний режим системи атмосфера-океан-суходіл, який встановлюють за даними спостережень за тривалий інтервал часу. Всесвітня Метеорологічна Організація рекомендувала для визначення клімату 30-ти річний проміжок часу. Але при вивченні *палеоклімату*, тобто клімату геологічних епох, розглядаються інтервали у тисячі й мільйони років.

При аналізі умов формування погоди і клімату доцільно розширити визначення цих уявлень. По-перше, ясно, що стан нижнього шару атмосфери залежить і від процесів, що відбуваються у її верхніх шарах. Отже, *погодю* краще називати миттєвий стан усієї товщі атмосфери. По-друге, наступні змінування погоди у деякій точці від її попереднього стану, тим більші, чим більшим є період наступного часу, який розглядається. Наприклад, при західному переносі повітря зі швидкістю 10 м/с (36 км/год) воно у помірних широтах обійде навколо земної кулі за один місяць. Отже, є сенс розглядати глобальну погоду, тобто миттєвий стан атмосфери у цілому. По-третє, за тривалий період часу атмосфера взаємодіє з океаном та верхнім шаром суші, тобто обмінюється з ними значними кількостями імпульсу, тепла, вологи й інших субстанцій. Отже, на еволюцію атмосфери чинить вплив початковий їх стан. Таким чином, при аналізі довготермінових змінювань погоди і клімату необхідно розглядати всю атмосферу, океан та діяльний шар суші як взаємодіючі частини єдиної системи. Її називають системою атмосфера - океан - суша (АОС) або *кліматичною системою* (рис. 1.1). У деяких випадках до кліматичної системи відносять кріосферу і біосферу як окремі ланки кліматичної системи, хоча біосферу та кріосферу можна розглядати як частини суші та океану. Взаємодія усіх ланок єдиної кліматичної системи повністю визначає еволюцію цієї системи за часом [1].

Складові або ланки кліматичної системи суттєво різняться за своїми фізичними властивостями, а це визначає складність взаємодії між ними. Дамостислу 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<sup>3</sup>. Маса повітря у ньому становить  $5,2 \cdot 10^{18}$  кг.

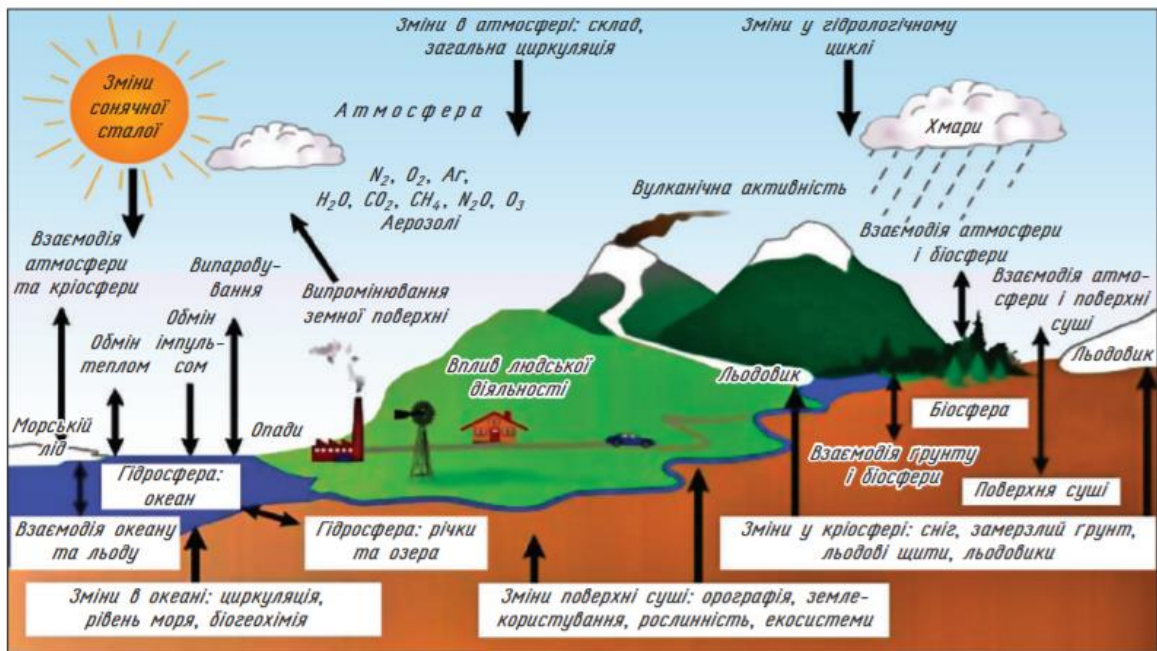


Рисунок 1.1 – Схематичне зображення складових глобальної кліматичної системи [2]

**Гідросфера.** Основну частину гідросфери складають води Світового океану (97,2%). Вона має об'єм  $1,37 \cdot 10^9$  км<sup>3</sup> і масу  $1,43 \cdot 10^{21}$  кг. Отже, маса гідросфери у 275 разів більша за масу 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 низки параметрів атмосфери набагато більші, ніж гідросфери. Так, середня швидкість вітру біля земної поверхні становить кілька метрів за секунду, у вільній атмосфері може досягати кількох десятків метрів за секунду, у той час як середня швидкість океанічних течій дорівнює 3,5 см/с, тобто швидкість переміщення речовини в гідросфері на два порядки менша, ніж в атмосфері. Але в порівнянні з іншими ланками кліматичної системи гідросферу слід вважати також дуже рухливим середовищем.

**Кріосфера** як ланка кліматичної системи, складається із льодовиків, морської криги та снігового покриву. В сучасну епоху об'єм льоду кріосфери Землі становить близько  $24 \cdot 10^6$  км<sup>3</sup>, а площа, яку вона займає, у середньому становить 10% земної поверхні, тобто майже  $59 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup> (за даними ШСЗ). Загальна площа, яка припадає на льодовики, дорівнює  $16 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>, 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 досягає площі  $26 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup> . Великі простори вкриті сніговим покривом, який у Північній півкулі поширюється взимку на значну частину Північної Америки і Євразії.

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

*Біосфера*, 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 17 в результаті вирубки тропічних лісів, яке інтенсивно відбувалось у другій половині двадцятого століття, безперервно змінює межі рослинного покриву і призводить, до запустелювання (як це мало місце в деяких районах Африки та Азії).

Таким чином, у системі АОС відношення А:О:С по масах складає 1:16,4:0,55, а у теплоємніях – 1:68,5:0,45. Звідси видно, що і у механічному, і у тепловому відношеннях океан відіграє у системі АОС роль найбільш інерційної ланки, а атмосфера – найбільш рухливої [1].

Складові кліматичної системи перебувають у взаємозв'язку і складній взаємодії, які характеризуються прямими і оберненими зв'язками. Прикладів таких взаємодій багато. Так, обмін кількістю руху атмосфери з океаном спричиняє більшу частину рухів вод Світового океану – океанічні течії, які здійснюють міжширотний обмін тепла в океані, 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 та особливостей атмосферних циркуляційних процесів. Атмосфера, у свою чергу, впливає на температуру поверхні океану, особливо в полярних районах. Відомо, що стан біосфери зумовлюється ресурсами тепла і вологи, які формуються внаслідок перетворення сонячної радіації в процесі взаємодії між складовими кліматичної системи. З іншого боку, біосфера істотно впливає на стан цієї системи: рослинний світ значною мірою визначає відбивальну здатність планети, бере участь у процесах

вологообміну, є основним джерелом кисню, регулює разом з океаном вміст вуглецю в атмосфері, формуючи її температурний режим. Обернений зв'язок в рамках кліматичної системи являє собою лише одну зі сторін її складного характеру, яка в той же час допомагає підкреслити, наскільки важко дати опис її теперішнього стану, а тим паче прогнозувати майбутній стан. Зміни в одній з ланок кліматичної системи можуть мати наслідки, які характеризуються тенденцією до посилення з часом. Наприклад, скорочення снігового покриву внаслідок підвищення температури може зменшити відбиття сонячної енергії назад в атмосферу, що, в свою чергу, призведе до підвищення об'єму енергії, яку поглинає поверхня Землі. Це може знову призвести до підвищення температури повітря і, одже, до більш активного танення – такий приклад позитивного оберненого зв'язку.

Особливу роль у процесах взаємодії між ланками кліматичної системи відіграє *хмарність*. Поля хмар утворюються в результаті конденсації водяної пари в атмосфері під дією визначених циркуляційних процесів макро- і мезомасштабів. При цьому виділяється велика кількість тепла, яке суттєво впливає на температурний режим атмосфери і, як наслідок, на формування особливостей циркуляції повітря.

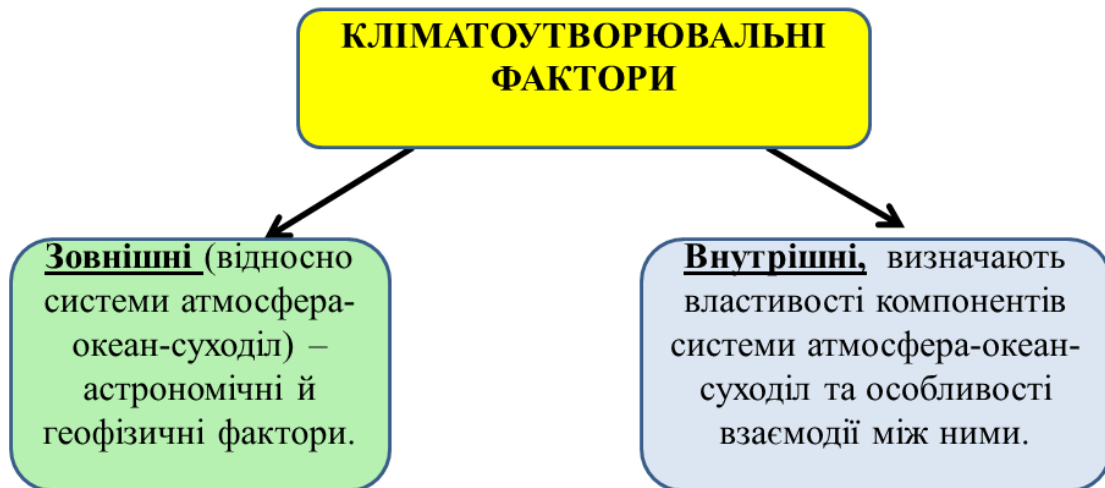
Прикладом від'ємного оберненого зв'язку є збільшення хмарності, яке може бути спричинено більш високими температурами, зменшить, зокрема, інтенсивність сонячної радіації, що досягає земної поверхні і, як наслідок, зменшення температури біля земної поверхні.

Отже, ланки кліматичної системи знаходяться у дуже складному взаємозв'язку і обумовлюють одна одну. Існує припущення, що складність і неоднозначність зв'язків усередині кліматичної системи, постійна еволюція кліматичної системи, постійна еволюція її компонентів з різною інертністю є причиною багатьох кліматичних змінювань на планеті. Інакше кажучи, стан кліматичної системи визначається не тільки зовнішніми діями, але й складними взаємодіями між її ланками. Усі ці фактори обумовлюють неоднорідність клімату. У результаті чого при однакових зовнішніх умовах на Землі можуть існувати декілька типів клімату.



## 1.2 Кліматоутворювальні фактори

Глобальний клімат формується під впливом факторів, які мають назву *кліматотворювальних факторів* – фізичні механізми, що визначають зовнішні впливи на кліматичну систему, а також основні взаємодії між ланками кліматичної системи.



Ці фактори можна поділити на три групи [1]:

**Перша група** – це зовнішні астрономічні фактори. До них відносяться світність Сонця, положення і рух Землі у Сонячній системі, нахил її осі обертання до площини орбіти та форма орбіти, швидкість обертання навколо Сонця. Ці фактори визначають впливи на Землю з боку інших тіл Сонячної системи, тобто гравітаційні впливи Сонця, Місяця і планет, утворюючих як припливи, так і коливання орбітальних характеристик й власного обертання, а тому й коливання у розподіленні інсоляції на зовнішній межі атмосфери.

**Друга група** – зовнішні (по відношенню до кліматичної системи) геофізичні фактори. Це розмір і маса Землі, швидкість її обертання навколо осі, власні гравітаційне й магнітне поля, внутрішні джерела теплоти (геотермічні потоки теплоти й вулканізм).

**Третя група** – внутрішні фактори, що складають властивості гілок самої кліматичної системи: маса і склад атмосфери, у тому числі основні складові її гази й змінні термодинамічно активні домішки, особливості підстильної поверхні, у тому числі географічний розподіл континентів та океанів, рельєф суші, рельєф дна океанів, маса й склад Світового океану, структура діяльного шару суші.

Серед внутрішніх кліматоутворювальних факторів слід виділити *загальну циркуляцію атмосфери*. З одного боку, особливості загальної циркуляції атмосфери характеризують стан атмосфери як одного зі складових кліматичної системи. З другого боку, циркуляція атмосфери у великій мірі чинить вплив на циркуляційні процеси в іншій компоненті

кліматичної системі – океані. Ця взаємодія відіграє вирішальну роль у перерозподілі тепла, вологи, кількості руху у кліматичній системі й тим самим формує великомасштабні складові загальної циркуляції атмосфери, які у великій мірі визначають особливості формування регіональних кліматів. Тому фізичним процесам, під дією котрих ці гілки загальної циркуляції атмосфери виникають і розвиваються, у навчальному посібнику приділяється велика увага. Крім того, у ньому наводиться й досконалий опис їх характеру.

Відомо, що деякі динамічні системи мають такі властивості, що траєкторія, яка визначає їх еволюцію, за часом проходить по всіх точках фазового простору (*фазовим* називається *простір*, точки якого затримують можливі стани системи). Такі системи називаються *ергодичними* або *транзитивними*. Отже для таких систем статистика станів, які проходяться системою за нескінченно великий час, визначається імовірною мірою на усьому фазовому просторі. У *неергодичних* або *інтранзитивних* динамічних системах, навпаки, фазові траєкторії, що виходять із різних початкових точок, обходять різні множини точок у фазовому просторі. Це означає, що статистики станів, що проходить система за нескінченно великий час при різних початкових станах можуть бути різними. Е. Лоренц висловив припущення, що кліматична система є майже інтранзитивною, тобто її фазовий простір розпадається на ряд множин  $A_i$  з визначеними імовірносними мірами  $P_i(A)$ ,  $A \subset A_i$ , а фазові траєкторії цієї системи можуть тривалий, але скінченний час, перебувати у кожному з цих множин, відтворюючи відповідний клімат й зрідка переходити з однієї з цих множин у іншу.

### 1.2.1 Астрономічні кліматоутворювальні фактори

Як вже зазначалося, астрономічні кліматоутворювальні фактори визначають впливи на Землю з боку інших планет Сонячної системи, а також центрального небесного тіла системи – Сонця, що приводить до змінювання характеристик орбітального руху Землі як планети, і, як наслідок, до коливання у розподіленні інсоляції на зовнішній межі атмосфери.

Нагадаємо, що інтенсивність сонячної радіації на верхній межі атмосфери заведено характеризувати сонячною сталою  $I_0^*$ . *Сонячна стала* – це кількість сонячної радіації, яка надходить на верхню межу атмосфери за одиницю часу до одиничної площадки, перпендикулярної до сонячних променів при середній відстані між Сонцем і Землею. Ця середня відстань дорівнює 149,5 млн. км у той час, коли найбільша відстань (Земля в афелії своєї орбіти) – 152 млн. км, а найменша (перигелій орбіти Землі) – 147 млн. км (рис.1.2).

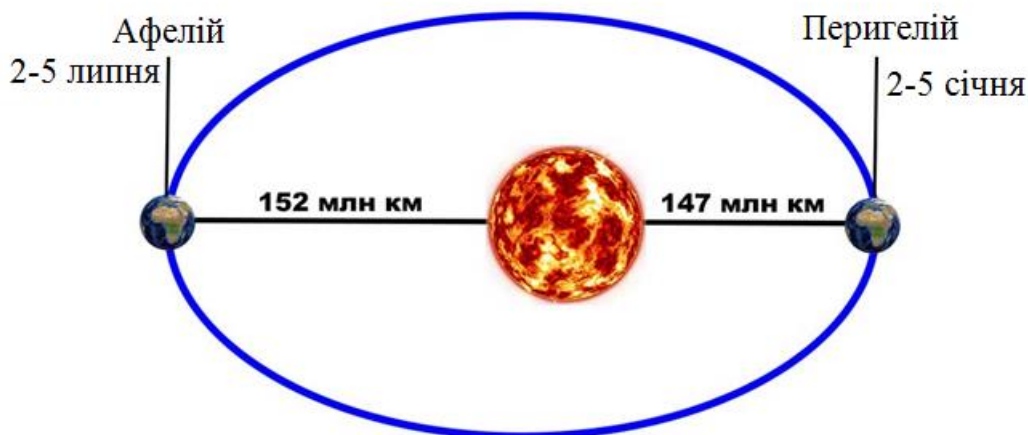


Рисунок 1.2 – Афелій та перигелій орбіти Землі

За рекомендацією Міжнародної комісії з радіації стандартним значенням сонячної сталої визначено  $I_0^* = 1,37 \text{ кВт/м}^2$ . Інтенсивність сонячної радіації, що надходить на одиничну горизонтальну площадку на верхній межі атмосфери за одиницю часу називають *інсоляцією*.

Розрахунки показують, що добова інсоляція має зональний характер, а залежність її від пори року та широти місця представлена на рис. 1.3.

У зимовій півкулі в полярних зонах ( $\varphi > 66,5^\circ$ ) інсоляція дорівнює нулю, тому що Сонце не показується над горизонтом. У період зимового сонцестояння вона на екваторі дорівнює  $36 \text{ МДж/м}^2$ .

Улітку у відповідній півкулі зональність добової інсоляції суттєво зменшується порівняно з зимовими місяцями. У період літнього сонцестояння (для північної півкулі) добова інсоляція на полюсі досягає максимуму, який дорівнює  $46 \text{ МДж/м}^2$ . Найбільше значення добової інсоляції на екваторі спостерігається у дні весняного та осіннього рівнодення. У ці часи вона досягає  $37,7 \text{ МДж/м}^2$ .

Відстань від Землі до Сонця змінюється протягом року. Тому виявляється асиметрія у розподілі інсоляції по півкулях. Літня добова інсоляція у північній півкулі більша, ніж у південній, а зимова – менша. Проте у цілому за рік асиметрія у розподілі добової інсоляції згладжується й на однакових широтах обох півкуль на верхню межу атмосфери надходить однакова кількість сонячної радіації.

Залежність інсоляції від пори року виражається через схилення  $\delta$  та через відстань  $r$  від Землі до Сонця. Коли довгота Сонця на екліптиці дорівнює нулю (21 березня), до точки осіннього рівнодення, коли довгота Сонця дорівнює  $\pi$  (23 вересня).

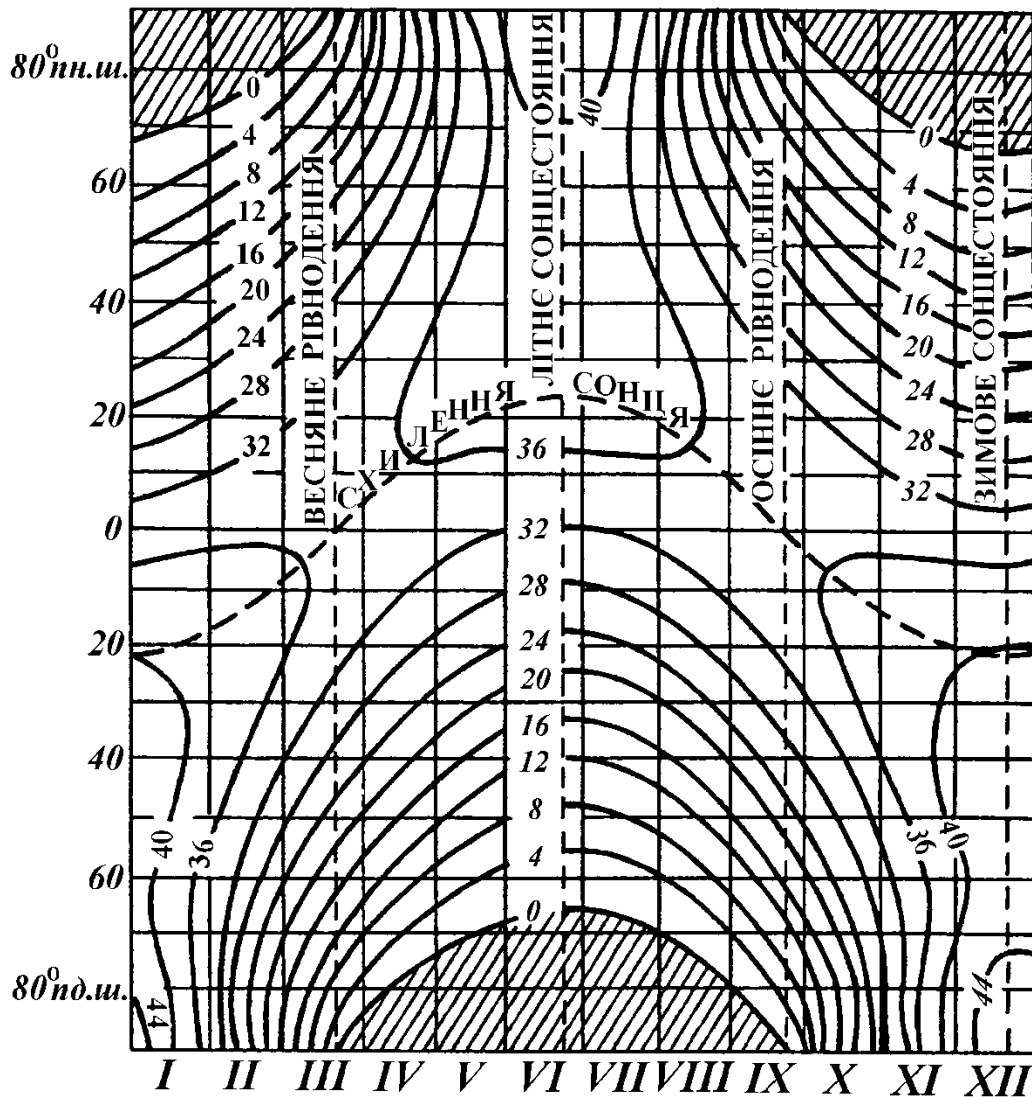


Рисунок 1.3 – Додаток інсоляція на верхній межі атмосфери (МДж/м<sup>2</sup>)  
за умови  $I_0^* = 1,37 \text{ кВт/м}^2$  як функція широти та пори року

Для цих значень елементів орбіти Землі літні та зимові інсоляції, а також річні її значення для різних широт утримуються в табл.1.1.

Таблиця 1.1 – Інсоляція в літнє, зимове півріччя та за рік на різних широтах ( $10^3 \text{ МДж/м}^2$ )

$\varphi$	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
$Q_s$	6,72	7,12	7,31	7,33	7,12	6,74	6,24	5,80	5,63	5,57
$Q_w$	6,72	6,15	5,40	4,52	3,52	2,47	1,40	0,56	0,13	0
$Q_0$	13,4	13,2	12,7	11,8	10,6	9,21	7,64	6,36	5,76	5,57
	4	7	1	5	4					

З таблиці 1.1 видно, що інсоляція за рік на екваторі у 2,5 рази більша, ніж на полюсі.

Одним із найбільш важливих елементів орбіти є *ексцентриситет*. На рис. 1.4 зображується крива змінювання ексцентриситету орбіти Землі у найближчий мільйон років.

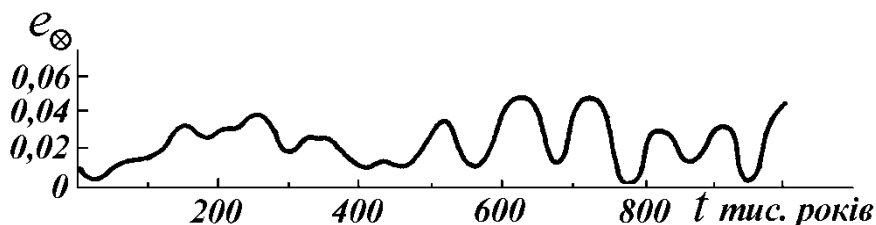


Рисунок 1.4 – Коливання ексцентриситету земної орбіти за найближчий 1 млн. років

Змінювання ексцентриситету земної орбіти приводить до змінювання відстані між Землею і Сонцем (рис. 1.5), як наслідок, до змінювання кількості енергії, що надходить у одиницю часу на одиничну площадку, перпендикулярну до сонячних променів на верхній межі атмосфери  $I^*$ .

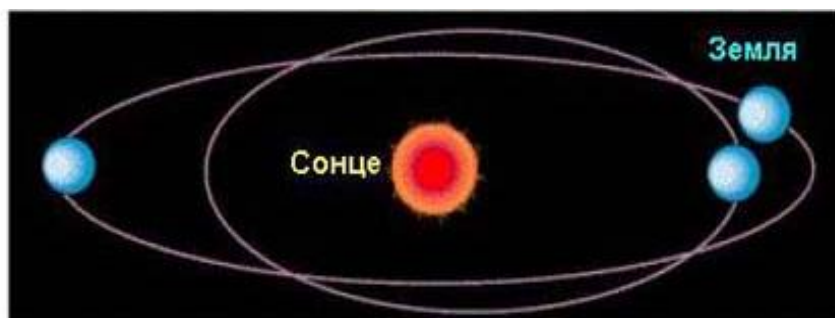


Рисунок 1.5 – Змінювання ексцентриситету земної орбіти

Можна підрахувати, що при змінюванні ексцентриситету від 0,0007 до 0,0658 величина  $\Delta I$  змінюється від 0,3 до 26% сонячної сталої. З цього випливає, що при малих ексцентриситетах кількість сонячної енергії, що надходить на верхню межу атмосфери у перигелію мало відрізняється від її кількості, коли Земля розташовується в афелію. При найбільшому ексцентриситеті у перигелію надходить енергії більше, ніж в афелію, на величину, що складає чверть сонячної сталої. Це у великій мірі чинить вплив на стан кліматичної системи при різних значеннях ексцентриситету. Коливання кута  $\varepsilon$  означає, що географічні широти тропіків й полярних кіл коливаються у границях  $2,5^\circ$ . Але найбільш суттєвим впливом гравітаційних збурень на стан кліматичної системи, поряд зі змінюваннями

ексцентриситету орбіти, є *прецесія* земної осі відносно перпендикуляра до екліптики (рис. 1.6).

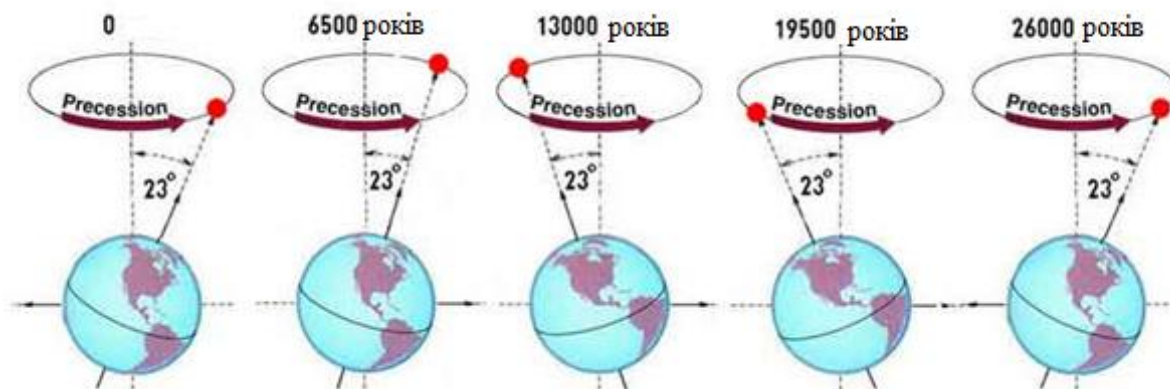


Рисунок 1.6 – Повний цикл прецесії земної осі відносно перпендикуляра до екліптики

На рис. 1.7 зображається прецесія земної осі у найближчі 400 тис. років. Прецесія земної осі призводить до взаємного змінювання положення точок зимового та літнього сонцестояння відносно перигелію орбіти. Період, з яким повторюється взаємне положення перигелію орбіти і точки зимового сонцестояння, дорівнює, як зазначалося вище, 21 тис. років. Ще порівняно недавно, у 1250 році, перигелій орбіти співпадав із точкою зимового сонцестояння. Тепер Земля проходить перигелій 4 січня, а зимове сонцестояння відбувається 22 грудня. Різниця між ними складає 13 діб або  $12^{\circ}50'$ .

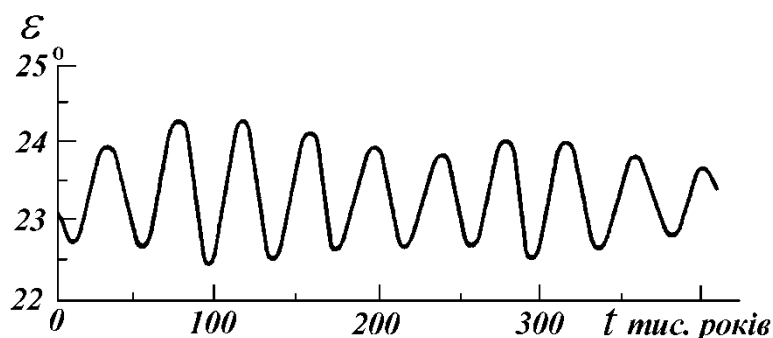


Рисунок 1.7 – Прецесія земної осі за найближчі 400 тис. років

Наступний збіг перигелію з точкою зимового сонцестояння відбудеться через 20 тис. років, а попередній був 22 тис. років назад. Однак між зазначеними подіями з перигелієм збігалася точка літнього сонцестояння. Це відбувалося 11,2; 33,2 і т.д. тисяч років назад. При малих ексцентриситетах положення точок літнього і зимового сонцестояння відносно перигелію орбіти не приводить до суттєвого змінювання кількості тепла, що надходить на Землю протягом зимового й літнього сезонів. Картина різко змінюється,

якщо ексцентриситет орбіти виявляється великим, наприклад, 0,06. Таким ексцентриситет був 230 тис. років назад і буде через 620 тис. років.

При великих ексцентриситетах Земля частину орбіти поблизу перигелію, де кількість сонячної енергії найбільша, проходить швидко, а частину витягнутої орбіти, що залишилася, через точку весняного рівнодення до афелію – повільно, тривалий час знаходячись на великій відстані від Сонця. Якщо у цей час перигелій і точка зимового сонцестояння співпадають, у північній півсфері буде спостерігатися коротка тепла зима і тривале прохолодне літо, у південній півсфері – коротке тепле літо й тривала холодна зима. Якщо з перигелієм орбіти буде співпадати точка літнього сонцестояння, то у північній півсфері буде спостерігатися жарке літо і тривала холодна зима, у південній півсфері навпаки. Тривале прохолодне й вологе літо є сприятливим фактором для зростання льодовиків у півсфері, де знаходиться основна частина суші. Таким чином, змінювання кількості сонячної енергії, що надходить до Землі, які виникають завдяки малих гравітаційних збурень розглянутих астрономічних кліматоутворювальних факторів, чинять суттєвий вплив на умови формування кліматів.

### *1.2.2 Геофізичні кліматоутворювальні фактори*

Комплекс геофізичних, океанологічних і палеокліматичних досліджень, що проводилися в останні десятиріччя, свідчать про те, що при поясненні причин кліматичних змінювань у минулому треба враховувати змінювання за часом не тільки астрономічних, але й геофізичних кліматоутворювальних факторів. Найбільший вплив серед останніх чинять особливості розподілення континентів і океанів на поверхні Землі. Як зазначалося вище, вони є складовими кліматичної системи, володіють специфічними фізичними властивостями, чинять великий вплив на процеси взаємодії зі ще однією ланкою кліматичної системи – атмосферою і тим самим у великій мірі впливають на характер термодинамічних процесів, які в ній розвиваються.

На перший погляд розподілення континентів і океанів є сталим. Це так, якщо вести мову про короткий проміжок часу порівняно з часом існування Землі як планети. Але цього неможливо стверджувати, якщо розглядати існування Землі протягом геологічних епох.

Ще спочатку ХХ століття німецьким геофізиком А. Вегенером була висловлена гіпотеза про відносне переміщення континентальних мас на поверхні Землі. Однак фізичні механізми, якими він обґрунтував цю ідею, виявилися неслухними, і запропонована ідея не отримала визнання. Пізніше гіпотеза Вегенера була відроджена на новому більш високому рівні, що привело до розвитку *глобальної тектонічної теорії* або *тектоніки літосферних плит*. Підґрунтям для розробки цієї теорії виявилися результати геолого-геофізичних досліджень у комплексі з палеокліматичними даними.

Велике значення у цьому зв'язку мали роботи по вивченню дна океанів, особливо глибоководне його буріння. Виявилося, що *океанічна кора* має структуру, що значно відрізняється від геологічної структури материків. Характерним для океанічної кори є тришарова її структура. Перший шар має товщину, яка коливається у границях від декількох сотень метрів до 2-3 кілометрів і складається з осадочних порід. Під ним розташовується базальтовий шар. Він має товщину 3-5 км, а під окремими вулканічними грядками і острівними дугами – від 5 до 10 км. Третій шар складається з повнокристалічних порід й залягає на утворюваннях верхньої мантії Землі. Товщина *материкової кори* дорівнює 40-50 км, а іноді збільшується до 70-100 км. Вона складається з двох шарів: верхнього - гранітоморфометричного й нижнього - базальтового.

Верхній шар океанічної кори має найменшу товщину у зоні центральних частин серединно-океанічних хребтів, планетарна система яких була відкрита в 60-х роках. Уздовж їх центральних рифтових зон спостерігається активна вулканічна діяльність, а також розташовуються інтенсивні лінійні магнітні аномалії, що мають орієнтацію паралельно осям серединно-океанічних хребтів. Ці осі є границями розділу жорстких сферичних літосферних плит. Такі межі розділу між плитами відкриті й на континентах. Усього налічується *8 великих літосферних плит* (рис. 1.8).



Рисунок 1.8 – Вісім великих літосферних плит

При трасуванні бокових границь сучасних літосферних плит важливим критерієм є пояси сейсмічної активності. Тому світова карта сейсмічності визначає контури найбільш великих літосферних плит. Ця карта міститься на рис. 1.9.



Найбільш великою за площиною є Тихоокеанська літосферна плита. Вона цілком складається з океанічної кори й займає більшу частину дна від осі Східно-Тихоокеанського підняття до системи глибоководних жолобів північного й західного обрамлення цього океану. Меншу площу займає друга літосферна плита Тихого океану, що має назву Наска.

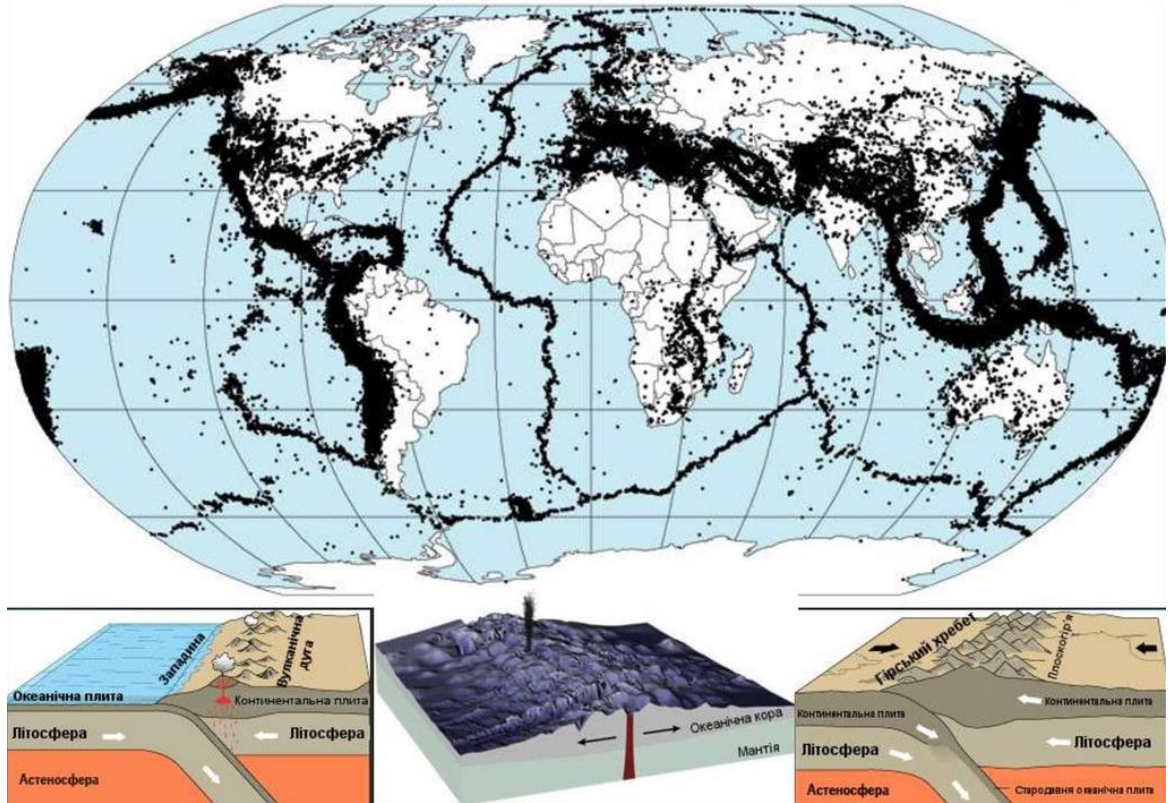


Рисунок 1.9 – Світова карта сейсмічності

Вона також складається виключно з океанічної літосфери й займає дно Тихого океану на схід від осі Східно-Тихоокеанського підняття до осі Перуансько-Чилійського жолоба. Тихоокеанська плита на півночі граничить з континентальною Північно-Американською літосферною плитою. Ця плита на півдні окреслюється трансформними розломами Кайман і Барракуда. Східна границя Північно-Американської плити проходить по осі Серединно-Атлантичного хребта. Отже ця літосферна плита складається не тільки з континентальної, але й з океанічної кори західної частини дна Атлантичного океану.

Четверта значна плита – Південно-Американська. По осьовій зоні Серединно-Атлантичного хребта Південно-Американська літосферна плита граничить з Африканською плитою. На півночі ця плита обмежена Азорсько-Гібралтарською трансформною розколиною, яка на сході переходить у конвергентну границю між Африканською плитою й західною частиною Альпійсько-Гімалайського поясу стиску літосфери.

Африканська плита безпосередньо граничить з Євразійською плитою лише по Азорсько-Гібралтарській трансформній розколинні. Далі на схід південна границя Євразійської плити проходить по північному краю Піренеїв, Альп, Кавказу й Копетдагу.

Сьомою плитою є велика Індо-Австралійська плита. Вона утримує як материкову літосферу Індостана й Австралії, так і океанічну літосферу північно-східної частини Індійського океану. На півночі й сході ця плита підсовується під Гімалаї, західний край Південно-Східної Азії та Малайський архіпелаг. Зі сходу під Індо-Австралійську плиту підсовується Тихоокеанська і тут границя цих плит проходить по жолобах Тонга й Кармадек.

Восьма велика літосферна плита – це Антарктична. Вона майже зі всіх сторін оточується дивергентними й трансформними границями.

В останні десятиріччя окрім перерахованих великих плит були виділені декілька десятків дрібних плит, з яких найбільш великими є Аравійська, Філіппінська, Скотта й Карибська. Майже усі малі плити належать до складу Альпійсько-Гімалайського й Циркумтихоокеанського поясів стиску літосфери.

Тектоніка літосферних плит свідчить про те, що відбувається їх розсовування від рифтових зон серединно-океанічних хребтів під дією висхідних рухів і розтікання конвективних течій речовини мантії. Роздвиг уздовж осей серединно-океанічних хребтів заповнюється базальтовою мантією, що призводить до утворення нової океанічної кори. Зазначені *зони* носять назву *дивергентних*. В області глибоководних жолобів, а також на границях континентальних літосферних плит, що зазначалися вище, відбувається підсовування плит одна під одну. Результатом цього є пресування літосферних плит. Крім того, плити пересовуються й уздовж трансформних розломів, що утворюються перпендикулярно до серединно-океанічних хребтів.

Періодичні виливання базальтової мантії в області рифтових зон океанів супроводжуються утворенням магнітних аномалій, які розташовуються симетрично відносно рифтової осі. Палеомагнітні дані дають можливість реконструювати геометрію пересування літосферних плит і, таким чином, допомагають визначити положення границь плит.

По характеру структури аномального магнітного поля, отриманого у результаті геомагнітних зйомок був визначений вік дна Світового океану, а також кайнозойських й пізньомезозойських відкладень на суші. Крім того, з'явилася можливість визначити основні геометричні закономірності формування дна океанів.

Суттєвою особливістю розростання дна Атлантичного й більшої частини площі Індійського океанів порівняно з Тихим полягає у тому, що розростання цих молодих океанічних западин жорстко пов'язане з переміщенням материків, що їх оточують. Тому, відновлюючи за смуговими магнітними аномаліями картину кінцевої відносної кінематики розростання окремих

басейнів у границях кожних із цих западин, можна й визначити геометрію відносного кінцевого переміщення тих пар материків, що належать до літосферних плит по різні сторони від загальної рифтової осі.

Ці дані свідчать про те, що у східній півкулі існував один континент Гондвана, який складався з Африканської, Південно-Американської, Австралійської, Індостанської й Антарктичної літосферних плит (рис. 1.10). У західній півкулі поблизу від екватора розташовувалися Північно-Американська, Східно-Європейська, Сибірська й Китайська плити. Біля 400 млн. років назад утворилася Євроамериканська плита. Приблизно через 100 млн. років до цього континенту приєдналися Сибірський та Китайський материки й виник другий суперматерик – Лавразія. Гондвана і Лавразія роз'єдналися з одного боку океаном Тетіс, а з іншого боку – Тихим океаном.

У подальшому (270 млн. років назад) відбулося об'єднання Гондвани і Лавразії у єдиний суперконтинент – Пангею. Існував і єдиний океан – Тихий. Через 50 млн. років після об'єднання Пангея почала розпадатися й 200 млн. років назад знову з'явилися Гондвана й Лавразія, які роз'єднувалися океанами Тетіс і Тихим.

У подальшому процес дроблення цих континентів продовжувався. Приблизно 100 млн. років назад відбулося відокремлення Африки, Південної Америки й Антарктико-Австралійської плити, закриття океану Тетіс й перетворення його у Середземне море, з одного боку, й утворення Атлантичного океану, з іншого. Ще через 50 млн. років відбулося розділення Північно-Американської й Євроазіатської літосферних плит, приєднання до останньої Індійської плити й відокремлення Австралійської. Цей процес закінчився утворенням Панамського перешийка, який став бар'єром для Атлантико-Тихоокеанської тропічної океанської течії. У результаті сформувалися в океанах системи океанічних течій: Гольфстрім й Канарська – в північній Атлантиці; Куросіо, Ойясіо й Каліфорнійське – в північній частині Тихого океану. Відповідні кругообіги океанічної води утворилися у південних частинах цих океанів і в Індійському океані.

Ясно, що перерозподіл суші й океану на поверхні Землі, змінювання географічних широт континентів спричинило змінювання характеру циркуляції атмосфери й клімату планети. Оскільки материки на відміну від океану мають велике альbedo, переміщення континентів у полярні широти привело до похолодання клімату й утворенню великих льодовиків.

У результаті цього рівень Світового океану знижувався. Навпаки, при їх таненні у процесі переміщення континентів в низькі широти, рівень океану збільшувався на десятки метрів. У залежності від швидкості розсовування літосферних плит об'єми серединно-океанічних хребтів, а також і глибини океанічних западин змінювалися за часом, що також приводило до періодичного затоплення великих частин континентів або зменшення рівня океану. Таким чином, змінювалася не тільки площа суші, але й

співвідношення між площами суші й океану, що також чинило великий вплив на стан кліматичної системи у цілому.

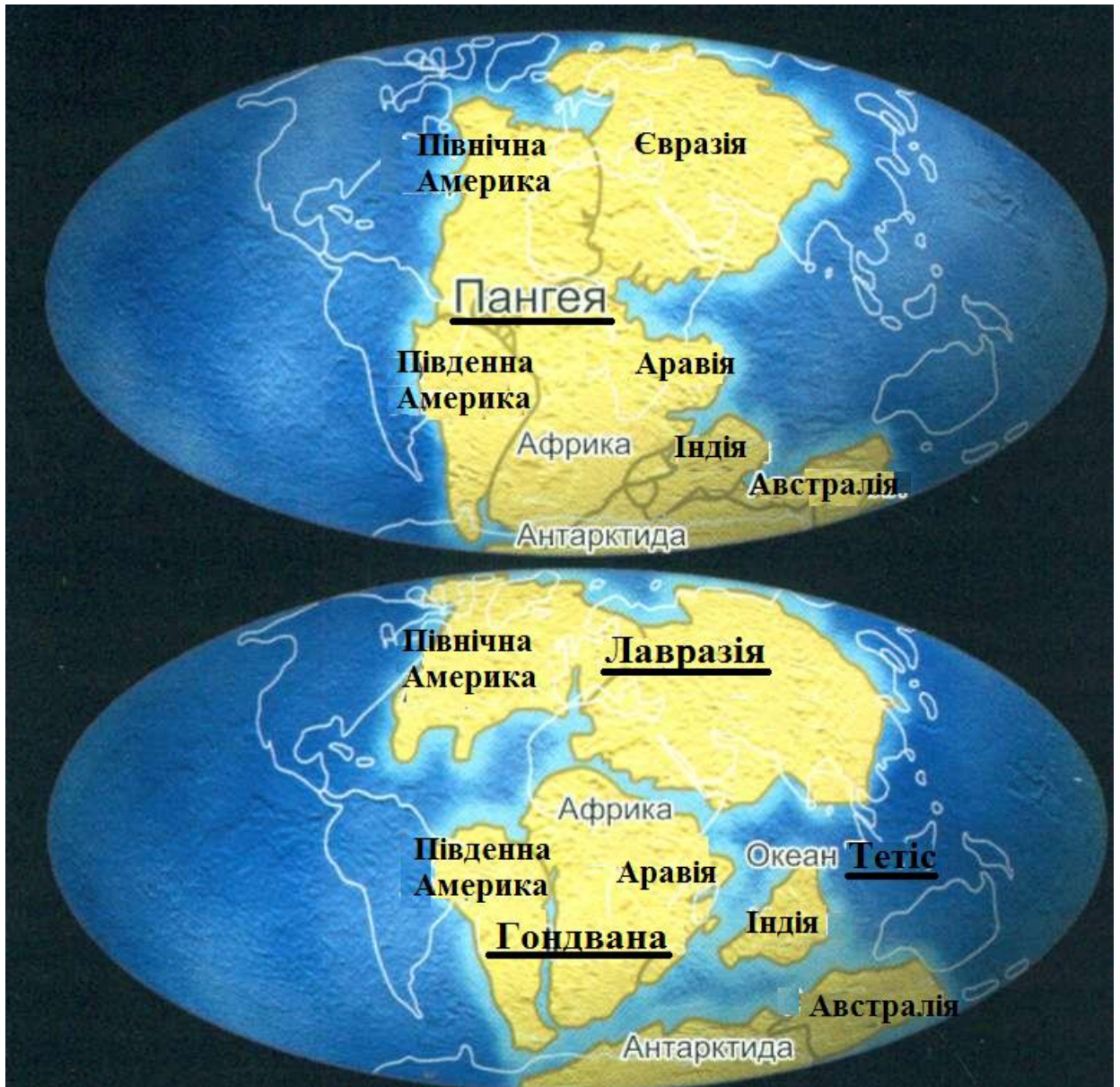


Рисунок 1.10 – Дрейф континентів

Дослідження свідчать про те, що пересування літосферних плит відбувається безперервно. Геодезичні вимірювання на Гармському геофізичному полігоні на Памірі показали, що за останні 20 років відстань між реперами по різні боки Вахшського насуву зменшилася майже на 40 см й продовжує скорочуватися зі середньою швидкістю біля 2 см/рік. За плейстоцен, а точніше за 1 мільйон років, Гренландія відсунулася від Європи у середньому на 20 км, а у районі Північного полюса підводний хребет Ломоносова відсунувся від Європи на відстань біля 10 км. Північна Атлантика між Америкою й Європою розширилася за плейстоцен на 23-

25 км, а між Африкою й Північною Америкою – на 26-28 км. Африка й Південна Америка розійшлися за останній мільйон років на відстань від 30 км на 10<sup>0</sup> півн.ш. до 40 км на 20-30<sup>0</sup> півд.ш. Континенти Африка й Антарктида розсунулися один від одного на 16 км, а Австралія відійшла на північ від Антарктиди на 70-75 км.

За останній мільйон років під Південно-Американський континент підсуналася частина океанічної літосфери плити Наска (друга велика океанічна плита Тихого океану) шириною біля 100 км, а під Курило-Камчатською дугою за цей час мантія заковтнула смугу океанічної літосфери шириною від 90 до 100 км.

Із великих плит Антарктична рухається найбільш повільно. Самі великі лінійні швидкості абсолютного переміщення виявилися у границях Тихоокеанської плити, де за плейстоцен величини лінійного переміщення на північний захід змінюються від 70 км у субпомірних районах плити і до 100 км поблизу від екватора.

У процесі розвитку Землі відбувалося змінювання не тільки розподілу суші й океану, але й атмосфери планети. Маса атмосфери спочатку зростала дуже повільно. Тому температура Землі визначалася умовами радіаційної рівноваги, а жорстке випромінювання Сонця доходило до земної поверхні, що перешкоджувало зародженню біологічного життя. На 6-20% атмосфера складалася з CO<sub>2</sub>, на 35% з H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub>, CO, CH<sub>4</sub> та інших хімічних сполук.

У газовидних продуктах викидів вулканів у великій кількості була водяна пара, яка за умови інтенсивної розвинутої вулканічної діяльності стала основою формування гідросфери. Первинна атмосфера виявлялась майже без кисневого компоненту й утримувала мало вільного азоту. Деяка кількість кисню могла надходити до атмосфери за рахунок дисоціації вод під впливом ультрафіолетового випромінювання Сонця. При розпаді аміаку виділилася деяка кількість азоту. Цей процес суттєво прискорився після виникнення в океанічних масах води життя, а з переходом до аеробного існування бактерій, тобто з появленням фотосинтезу, ще швидше.

Після того, як вміст кисню в атмосфері досяг 10% від сучасного, утворився ефективний озоновий екран проти жорсткого випромінювання Сонця. Це дало змогу життю вийти на сушу. Розвиток рослинності привів до зростання кисню в атмосфері до значень, що перевищують сучасний вміст, а вміст вуглекислоти в атмосфері різко знизився. Завдяки цьому, знизилася температура Землі у карбоні, що призвело до виникнення зледеніння й утворення для рослинності процесу живлення. У подальшому в залежності від надходження вуглекислоти в атмосферу за рахунок вулканізму й дихання організмів як температура Землі, так й розвиток рослинності почали зазнавати великих коливань, які виявляються, починаючи з фанерозою (останні 650 млн. років). На цьому фоні продовжувала діяти більша частина кліматоутворювальних факторів, які охарактеризовані вище. Склад атмосфери, розподіл на планеті суші й океану, положення географічних

полюсів Землі і характеристики її орбітального руху установилися подібними до сучасного у плейстоцені. У наслідок цього утворилися подібні до сучасних процеси взаємодії між ланками кліматичної системи, а саме атмосфери з океаном і сушею.

### 1.3 Глобальні кліматичні моделі

На сьогодні розроблено багато кліматичних моделей, які розраховують траєкторії (проекції) змін клімату, що дозволяють оцінити та зрозуміти можливі зміни клімату, наприклад, як відгук на емісію парникових газів і аерозолів. Крім того, моделі можуть бути визначальними інструментами для розширення наших знань про найголовніші характеристики глобальної кліматичної системи і причини коливань клімату. Звісно, для виявлення впливу того чи іншого природного процесу або перевірки гіпотез кліматологи не можуть проводити фізичні експерименти на реальній кліматичній системі. Однак це можна виконати у віртуальному світі кліматичних моделей. Для суттєво нелінійних систем розробку таких випробувань, які часто називаються *експериментами на чутливість*, доводиться дуже ретельно планувати. Проте в простих експериментах нехтування деяким процесом або складовою кліматичної системи, що моделюється (наприклад, впливом зростання концентрації CO<sub>2</sub> на випромінювальні властивості атмосфери), може часто забезпечити першу (грубу) оцінку впливу цього процесу або цієї складової на поведінку кліматичної системи в цілому [2].

При розробці будь-якої кліматичної моделі неминучі спрощення, тому що в ній необхідно враховувати природні процеси, просторовий масштаб яких простирається від сантиметрів (наприклад, для атмосферної турбулентності) до розмірів самої землі. Часові масштаби розвитку цих процесів також змінюються від порядку секунд для деяких хвиль до мільярдів років при аналізі еволюції клімату, починаючи з моменту утворення землі. Вибір цих спрощень — важлива складова майстерності розробників кліматичних моделей, які на основі здобутих наукових знань в змозі вибрати з цього спектра ті процеси, які повинні явно включатися в модель, та ті, якими можна знехтувати або представити в спрощеному вигляді (*параметризувати*). Цей вибір базується на вибраній меті наукового дослідження. Проте він також залежить від технічних проблем, оскільки найскладніші моделі потребують значних обчислювальних потужностей: навіть на найбільшому сучасному доступному комп'ютері складні кліматичні моделі не можуть використовуватися для розрахунків на часові періоди, більші за декілька сторіч, максимум до тисячоліть. На довших проміжках

часу або коли потрібна дуже велика кількість експериментів доводиться використовувати більш прості і тому більш швидкі в розрахунках моделі. До того ж часто для того, щоб глибоко розібратися в природі будь-якого зворотного зв'язку або комплексної взаємодії між різними складовими системи, достатньо розробити модель, яка включає тільки її найголовніші властивості. Це є однією з причин, чому прості моделі часто використовуються для аналізу результатів більш складних моделей, в яких фундаментальні характеристики системи могли бути приховані за великою кількістю представлених процесів і деталей.

Розробникам доводиться також відразу вирішувати, які змінні або процеси моделюються та які задаються як зовнішні параметри (константи). Такий підхід може бути покладений в основу методу класифікації моделей як функції складових кліматичної системи, які представлені в моделі в явному вигляді (*інтерактивні компоненти моделі*). У більшості досліджень клімату в явному вигляді повинна описуватися фізична поведінка, як мінімум, атмосфери, океану і морської криги. Все більшу кількість сучасних моделей, які мають назву *моделей системи Земля*, включається опис вуглецевих циклів на суші та в океані, динаміка рослинності, а також вплив льодяних щитів.

Другий шлях класифікації кліматичних моделей пов'язаний з врахуванням складності процесів, які до них включаються (рис. 1.11). в одному кінці спектра розташовані *моделі загальної циркуляції (GCM)*, до яких намагаються включити всі важливі властивості системи з найвищим можливим розділенням [2].

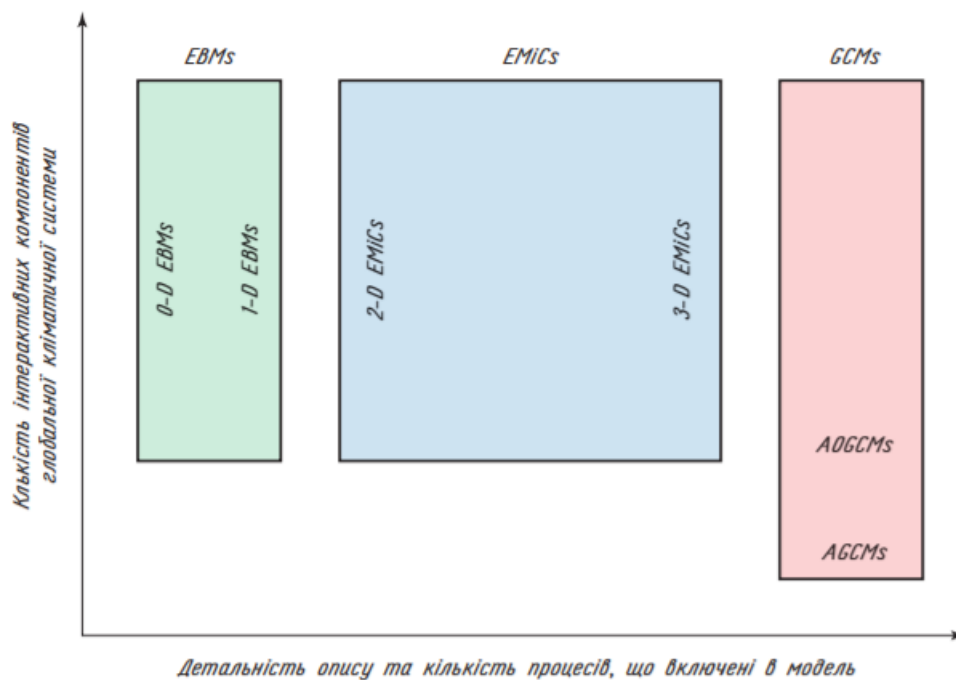


Рисунок 1.11 – Види кліматичних моделей [2]

Сам термін GCM було введено, тому що одна з головних цілей таких моделей — реалістично змоделювати тривимірну структуру вітрів і течій. Вони поділяються на *моделі загальної циркуляції атмосфери* (AGCM) і *моделі загальної циркуляції океану* (OGCM). В дослідженнях клімату, в яких враховуються взаємодія атмосферних та океанічних компонентів, використовуються скорочення AOGCM (*модель загальної циркуляції атмосфери та океану*) і більш широке CGCM (*зв'язана або об'єднана модель загальної циркуляції*).

В іншому кінці спектра розташовані прості кліматичні моделі (наприклад, *моделі балансу енергії* (*енергобалансові моделі*) або EBM, які пропонують надзвичайно спрощену версію динаміки кліматичної системи. В них використовуються осереднені над великими регіонами або по всій земній кулі змінні, багато процесів або не представлено зовсім, або задано у параметризованому вигляді. тому EBM-моделі включають відносно невелику кількість степенів вільності.

Між описаними вище двома крайнощами розташовуються моделі EMiC (*моделі системи планети Земля проміжної складності*). Вони базуються на більш складному представленні кліматичної системи, ніж EBM, але включають спрощення і параметризації для деяких процесів, які явно описуються в GCM. EMiC-моделі є найпоширенішою категорією кліматичних моделей. Їх спектр простирається від моделей, які відносно близькі до EBM, до моделей, які небагато простіші за GCM.

Моделі загальної циркуляції забезпечують найточніший і комплексний опис кліматичної системи. Зараз їх сіткове розділення становить від 100 до 200 км. В результаті у порівнянні з EMiC-моделями (які мають сіткове розділення від 300 до тисяч кілометрів) вони забезпечують набагато більш детальну інформацію на регіональному масштабі. Ще декілька років тому *GCM-моделі* включали представлення тільки атмосфери, поверхні суші, іноді океанічної циркуляції та найпростіший опис морської криги. Сьогодні GCM-моделі включають все більше елементів та складових кліматичної системи, в т. ч. складні моделі морської криги, вуглецевого циклу, динаміки льодяних щитів і навіть хімічні процеси в атмосфері.

#### **1.4 Зміни газового складу атмосфери Землі**

Зміни складу атмосфери є одним з найважливіших чинників глобальних змін клімату. Думку про те, що зміни концентрації вуглекислого газу в атмосфері можуть бути причиною кліматичних змін, було висловлено ще 150 років тому. Атмосфера, як відомо, нагрівається, поглинаючи як сонячну радіацію, так і власне випромінювання земної поверхні, і випромінює



інфрачервону (довгохвильову) радіацію. Значна частина (майже 70%) випромінювання атмосфери надходить до земної поверхні (зустрічне випромінювання), яка практично повністю її поглинає (95-99%). По аналогії з процесами, які відбуваються в оранжереях, коли проникаюча крізь захистну плівку радіація нагріває землю, випромінювання якої затримується плівкою, забезпечуючи додаткове нагрівання, цей процес взаємодії земної поверхні з атмосферою називають парниковим ефектом (рис. 1.12).

Поглинання інфрачервоного випромінювання земної поверхні відбувається оптично активними газами атмосфери (так званими «парниковими газами»), серед яких водяна пара  $\text{H}_2\text{O}$ , вуглекислий газ  $\text{CO}_2$ , метан  $\text{CH}_4$ , озон  $\text{O}_3$ , закис азоту  $\text{N}_2\text{O}$ . Якби цих газів взагалі не було в атмосфері, то середня за рік глобальна температура повітря біля земної поверхні дорівнювала приблизно  $-19\text{ }^\circ\text{C}$ . Це означає, що існування живих організмів і біосфери було б неможливе на більшій частині Земної кулі.

Парниковий ефект існує з тих пір, як у Землі з'явилась атмосфера. Природними джерелами і поглиначами парникових газів є багато природних систем і процесів, до того ж деякі з них виступають одночасно в обох ролях (наприклад, океан, рослини). Одним з джерел викидів є горіння речовин, які містять вуглець, в тому числі вуглецеводневого викопного палива (вугілля, нафти і природного газу).



Рисунок 1.12 – Парниковий ефект

У доіндустріальну еру викиди і стоки парникових газів, пов'язані з природними джерелами і поглиначами, були достатньо збалансованими і, відповідно, їх концентрація та парниковий ефект змінювались повільно.

Основним парниковим газом є водяна пара і її внесок у парниковий ефект становить 36-72 % з сильним додатним зв'язком (рис. 1.13).

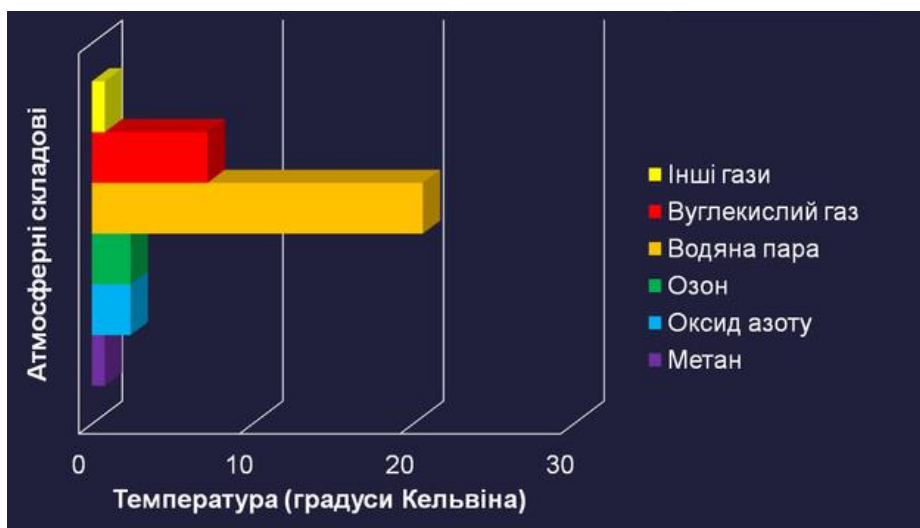


Рисунок 1.13 – Внесок у парниковий ефект атмосферних газів

Так, підвищення температури повітря сприяє збільшенню вологовмісту атмосфери за приблизного збереження відносної вологості, що призводить до посилення парникового ефекту і тим самим спричинює подальше підвищення температури повітря. Вплив водяної пари може також проявлятися через збільшення хмарності та зміну кількості опадів. Водяна пара поглинає інфрачервону радіацію у широкому інтервалі довжин хвиль – від 4,5 мкм до 80 мкм, за винятком довжин хвиль 8,5- 12 мкм – це так зване «атмосферне вікно». Вона також є джерелом ОН-радикалів, які є надзвичайно активними окисниками і у значній мірі (не зважаючи на дуже малі концентрації – приблизно  $10^5 - 10^7 \text{ см}^{-3}$ ) визначають хімічний склад атмосфери. Вуглекислий газ ( $\text{CO}_2$ ) та інші гази, які поглинають енергію в діапазоні хвиль 7-15 мкм, тобто там, де енергія земного випромінювання близька до максимуму. Навіть порівняно невеликі зміни концентрації  $\text{CO}_2$  в атмосфері можуть впливати на температуру земної поверхні. Час життя парникових газів в атмосфері визначається низкою факторів, таких як швидкість їх засвоєння океаном, рослинним покривом, ґрунтом, хімічними взаємодіями з іншими газовими складовими атмосфери або дисоціацією під впливом сонячного випромінювання. Під часом життя газу в атмосфері розуміють період, протягом якого концентрація одного разу емітованого в атмосферу парникового газу може зменшитись в «e» разів. Довго живуть в атмосфері гази  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NO}_2$ , які є хімічно стійкими і існують від десятиліть до століть та більше. Так, наприклад, дослідження показали, що після

потрапляння  $\text{CO}_2$  в атмосферу знадобиться приблизно 30 років, щоб лише 30% цього газу було виведено з атмосфери в результаті природних процесів; ще 30% може бути видалено за декілька сторіч, а 20% може залишатись в ній протягом багатьох тисяч років. Разом з тим середній час життя  $\text{CO}_2$  приймається таким, що дорівнює 100 років. Що стосується інших газів, то час їхнього життя змінюється у доволі широких межах:  $\text{CH}_4$  – 12 років,  $\text{NO}_2$  – 120 років.

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  $\text{CO}_2$  в історичному плані призвели до суттєвого зниження середньої температури повітря біля земної поверхні через зменшення впливу парникового ефекту (рис. 1.14).

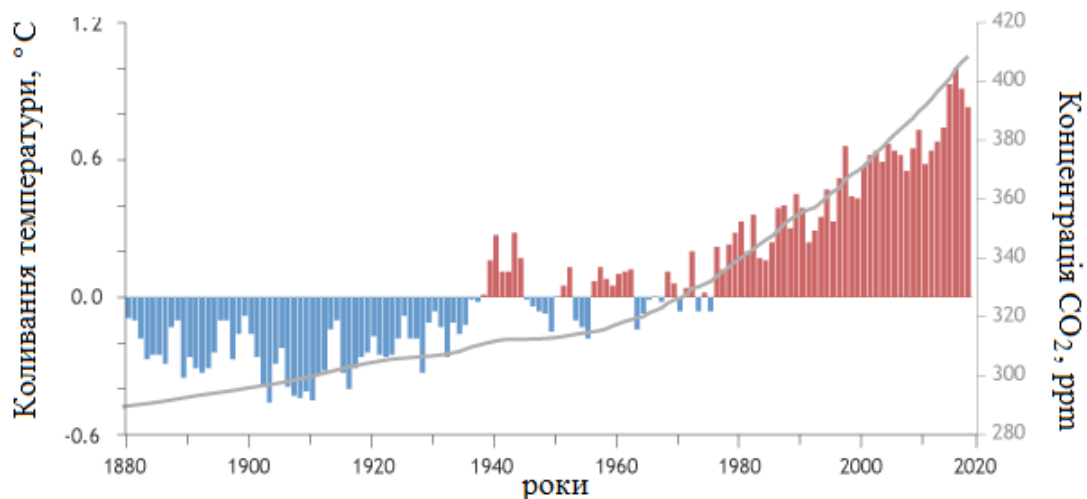


Рисунок 1.14 – Зміни  $\text{CO}_2$

Глобальний біогеохімічний цикл вуглецю є механізмом, який об'єднує в єдину систему частини біосфери – біоту, атмосферу, літосферу та Світовий океан, так само він об'єднує і компоненти глобальної кліматичної системи. Тому у сучасних кліматичних моделях цей цикл є однією з головних складових поряд з моделями атмосфери або Світового океану. Саме з цих позицій глобальний клімат можна розглядати як одну з характеристик стану біосфери планети Земля.

Протягом тисячоліть господарча діяльність людини пристосовувалась до навколишніх кліматичних умов, але не зважала на те, як вона впливає на клімат: позитивно чи негативно. Коли кількість населення Землі була порівняно малою, здавалось, що антропогенний вплив на природу, як

результат господарчої діяльності, не може впливати на стійкість клімату. Але у ХХ ст. діяльність людини все більше набувала таких масштабів, що постало питання про неумисну дію господарчої діяльності людини на клімат. Впливають на клімат такі процеси, які надбали вже глобального характеру:

- спалювання викопного органічного палива і надходження в атмосферу  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ;

- викид в атмосферу промислових відходів, які змінюють склад атмосфери, збільшують вміст радіаційно-активних газів і аерозолей. Обидва ці процеси збільшують парниковий ефект;

- розпакування величезних масивів землі, які сприяють зміні альbedo, швидкій втраті вологи, підйому пилу в атмосферу;

- знищення лісів, особливо тропічних, які впливають на відтворення кисню, зміні альbedo і випаровування;

- перевипасання худоби, яке перетворює степи і савани у пустелі, через що змінюється альbedo, висушується ґрунт.

Таким чином, у теперішній час людина змінює не лише характер поверхні Землі, але й хімічний склад атмосфери, а також її фізичні властивості. Вплив людини на клімат на стільки збільшився, що господарчу діяльність її розглядають як особливий антропогенний фактор клімату. Зростаючим виробництвом енергії, що спричиняє додаткове надходження в атмосферу тепла, вуглекислого газу і аерозолів при спалюванні у величезній кількості палива. Це теплове і аерозольне забруднення повітря охоплює не лише тропосферу, але й стратосферу, на яку тепер впливають надзвукові літаки, вихлопні продукти яких постійно зменшують вміст озону в ній і цим посилюють інтенсивність короткохвильової радіації Сонця, що надходить до поверхні землі. Така радіація негативно впливає на тканини тваринних і рослинних організмів.

Особливе занепокоєння викликає прогресуюче зростання діоксиду вуглецю  $\text{CO}_2$ , метану  $\text{CH}_4$ , закису азоту  $\text{N}_2\text{O}$ , діоксиду азоту  $\text{NO}_2$  і тропосферного озону  $\text{O}_3$ , які утворюють парниковий ефект. При цьому концентрація головного парникового газу в атмосфері – водяної пари – не змінюється. Так, з 1750 по 2000 рр. концентрація вуглекислого газу в атмосфері збільшилась на 31%, метану – на 151%, закису азоту – на 17%. Виявлено, що такого зростання  $\text{CO}_2$  не було за останні 20 000 років, а такої високої концентрації  $\text{CO}_2$ , як тепер, не було 420 тис. років. За даними Міжнародної групи експертів по змінах клімату (МГЕЗК) 2001 року з імовірністю 66-90% можна стверджувати, що такого зростання  $\text{CO}_2$  не було і протягом останніх 20 млн років. У середні віки спостерігались більш теплі і

холодні періоди; приблизно 9 тис. років тому, закінчився льодовиковий період, після якого стало швидко теплішати. Але на відміну від сучасної ситуації, концентрації парникових газів так не змінювались, а температура не підвищувалась так швидко.

Приблизно 3/4 антропогенної емісії CO<sub>2</sub> в атмосферу протягом останніх 20 років зумовлене спалюванням органічного палива. Решта емісії пов'язана зі змінами землекористування і, особливо, зі скороченням площі лісів. У теперішній час океан і континенти поглинають половину антропогенного вуглекислого газу. Швидкість зростання концентрації вуглекислого газу в атмосфері була приблизно 1,5 млн<sup>-1</sup> (0,4%) за рік протягом двох минулих десятиліть. У 1990-х роках концентрація CO<sub>2</sub> збільшилась на 0,9- 2,8 млн<sup>-1</sup> (або 0,2-0,8%) за рік.

Парникові гази, як вже згадувалось, достатньо довго живуть в атмосфері (від 10 до 50 000 років – малі газові складові) і добре там перемішуються завдяки атмосферній циркуляції. В результаті парниковий ефект не залежить від місця конкретного викиду CO<sub>2</sub> або іншого газу. Фактично будь-який локальний викид спричиняє лише глобальну дію, і вже глобальний ефект породжує вторинні ефекти, які впливають на клімат того або іншого конкретного місця.

Ще одним парниковим газом, який суттєво впливає на процеси поглинання інфрачервоного випромінювання земної поверхні, є метан. Увага до цієї складової атмосфери пояснюється сильним парниковим ефектом метану (парникова активність метану приблизно в 21 раз вища, ніж вуглекислого газу). Є розрахунки, що при подвоєнні вмісту CH<sub>4</sub> в атмосфері глобальна температура повітря може збільшитися на 0,2-0,4 °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<sub>2</sub>) зростання вмісту метану в атмосфері.

Аналіз бульбашок повітря у льоді свідчить про те, що тепер в атмосфері Землі більше метану, ніж у будь-який час за останні 400000 років. Слід зазначити, що в період з 1000 по 1700 рр. концентрація метану зменшилась на 40 %, але в наступному знову стала зростати (імовірно через збільшення орних земель, пасовищ і випалювання лісів, використання деревини для опалення, збільшення поголів'я худоби, кількості нечистот, вирощування рису). Деякий внесок у надходження метану дають витoki при розробці родовищ кам'яного вугілля, а також емісія метану у складі біогазу, який утворюється на полігонах захоронення відходів. За останнє десятиріччя

швидкість зростання концентрації метану уповільнилась. Наприкінці 1970-х років темпи зростання становили майже 20 ppbv на рік; у 1980-х роках вони уповільнилися до 9-13 ppbv на рік; у період з 1990 по 1998 pp. зростання відбувалось в межах 0-13 ppbv на рік. Тобто, в останні 2-3 десятиріччя темпи зростання вмісту метану в атмосфері становлять 0,8-1,2% на рік.

Характерний час перебування метану в атмосфері за різними оцінками становить від 5 до 12 років. На відміну від вуглекислого газу метан не повертається з атмосфери у те середовище, в якому він утворився. Хімічні перетворення метану в атмосфері досліджені недостатньо детально, але відомо, що його окислення йде у фотохімічних реакціях з участю гідроксильних радикалів. Метан в атмосфері ступенево окислюється спочатку до CO, а потім до CO<sub>2</sub>.

Тропосферний озон здійснює як прямий вплив на клімат через поглинання довгохвильової радіації Землі, так і непрямий – через хімічні реакції, які змінюють концентрації інших парникових газів, наприклад, метану (тропосферний озон необхідний для утворення важливого окисника парникових газів – радикала OH). Основною причиною підвищення концентрації тропосферного озону є зростання антропогенної емісії попередників озону – хімічних сполук, необхідних для формування озону, – головним чином, вуглеводнів і окислив азоту. В цілому вміст озону у тропосфері визначається процесами його утворення та руйнування в ході фотохімічних реакцій за участю попередників озону, які мають як природне, так і антропогенне походження, а також процесами переносу озону з стратосфери і поглинанням озону поверхнею землі. Час життя тропосферного озону становить до декількох місяців, що значно менше, ніж у інших парникових газів (CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub>). Концентрація тропосферного озону значно змінюється в часі, просторі та висоті. З 1995 року тривало збільшення концентрації малих домішок газів, які теж мають парникові властивості і сприяють зменшенню вмісту озону (хлористі агенти, активні гази двоокису сірки тощо).

За існуючими розрахунками за останні 20 років внесок CO<sub>2</sub> в сумарні глобальні викиди парникових газів становить біля 50%, CH<sub>4</sub> – 18%, N<sub>2</sub>O – 6%.

## 2 ПОНЯТТЯ ПРО ЗАГАЛЬНУ ЦИРКУЛЯЦІЮ АТМОСФЕРИ

### 2.1 Характеристика загальної циркуляції атмосфери

*Загальною циркуляцією атмосфери* називають сукупність основних повітряних течій, які втілюють горизонтальний та вертикальний обмін мас повітря. Це великомасштабні компоненти атмосфери.

Під *великомасштабними компонентами* розуміють просторові неоднорідності глобальних полів, що описують стани атмосфери, які мають масштаби, набагато більші за ефективну товщину атмосфери  $H = \frac{P_s}{g\rho_s} \sim 10$

км. Такими компонентами є глобальні циркуляції – зональні, мусонні й синоптичні процеси, тобто хвилі Россбі-Блінової – баротропічні з типовими

горизонтальними масштабами Обухова  $L_o = \frac{\sqrt{gH}}{f}$  і барокліні – з

масштабами порядку радіуса деформації Россбі  $L_o = \frac{NH}{f}$ . У цих рівностях

$P_s$ ,  $\rho_s$  – тиск і густина атмосфери біля земної поверхні  $g$  – прискорення вільного падіння,  $f$  – параметр Коріоліса,  $N$  – частота Вейселя-Брента.

Виникає питання про те, чи є загальна циркуляція атмосфери кліматоутворювальним фактором, чи характеристикою клімату. З одного боку загальна циркуляція атмосфери породжується зовнішніми астрономічними і геофізичними кліматоутворювальними факторами, оскільки цими факторами обумовлюється потік сонячної радіації, що нерівномірно розподіляється по поверхні Землі завдяки особливостям її орбітального руху, структури Землі як планети, швидкості обертання Землі навколо своєї осі. З іншого боку, вона генерується і під впливом внутрішніх кліматоутворювальних факторів, які визначають характер енергетичної взаємодії між ланками кліматичної системи. До них, як вже зазначалося, відносяться склад та структура атмосфери, особливості підстильної поверхні, у тому числі географічний розподіл океанів і материків, рельєф поверхні суші. Отже, загальна циркуляція атмосфери є однією з характеристик стану кліматичної системи. Однак, основні повітряні течії являють собою механізм обміну масами холодного й теплого повітря і, як наслідок, переносу тепла та вологи, що формує кліматичний режим окремих регіонів і планети у цілому. Вони чинять великий вплив на формування особливостей циркуляції вод у океані. Особливо великий вплив загальна циркуляція атмосфери чинить на хмарність, опади й інші метеорологічні величини, які характеризують кліматичні умови. З цієї точки зору загальну циркуляцію атмосфери слід віднести до внутрішніх геофізичних кліматоутворювальних факторів.

Як зазначалося вище, загальна циркуляція атмосфери включає ряд великомасштабних рухів. Серед них найбільший масштаб має *західний*

*перенос* мас повітря, який охоплює тропосферу і частину стратосфери позатропічних широт улітку й всю стратосферу узимку. Він обумовлюється тим, що із-за наявності температурного контрасту між екватором і полюсом горизонтальна складова баричного градієнта в основному має напрямок від тропіків до полюсів, а також відхиляючою дією обертання Землі навколо своєї осі. Західний перенос спостерігається над більшою частиною позатропічних широт північної і південної півкуль. Температурний контраст між полюсами та екватором Шулейкін назвав *тепловою машиною першого роду*. Тепловою машиною другого роду можна назвати температурні контрасти між більш теплим океаном та більш холодним континентом узимку й між перегрітим континентом і порівняно холодним океаном улітку. Роботою такої теплової машини забезпечується *мусонна циркуляція*, яка має масштаби, порівнянні з розмірами континентів і океанів. У тропічній зоні спостерігається *пасатна циркуляція*. Вона обумовлена наявністю субтропічних антициклонів.

Важливою складовою частиною загальної циркуляції атмосфери є циркуляція повітря у системі позатропічних циклонів і антициклонів, які безперервно виникають і руйнуються, чинячи великий вплив на характер міжширотного обміну мас повітря, результатом якого є перенос тепла з низьких широт у високі та холоду із високих широт у низькі. Міжширотний обмін підтримує визначений розподіл температури повітря, котрий суттєво відрізняється від її розподілу за умов променистої рівноваги в атмосфері.

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

Атмосферні рухи мають вихровий характер і характеризуються нестационарністю. Це приводить до того, що атмосферна циркуляція, її структурні елементи безперервно змінюються. У результаті вертикальної неоднорідності атмосфери, характеристики якої змінюються з широтою, відбувається змінювання напрямку і швидкості повітряних течій, що поряд зі змінюванням у вертикальному та горизонтальному напрямках густини повітря створює нерівномірний розподіл кінетичної енергії як по вертикалі, так і по горизонталі. Енергетичний внесок різних шарів атмосфери змінюється також при переході від одного сезону до іншого.

Закономірності сезонних змінювань циркуляції атмосфери пов'язані з нерівномірним надходженням сонячної енергії до різних півкуль у один і той же сезон і в різні сезони у визначеній півкулі. Особливо інтенсивно цей ефект проявляється у північній півкулі, де великі простори займають материки. Відносно охолодження зимою материків і перегрів їх літом чинять через різниці в енергетичній взаємодії атмосфери з материками і океанами сезонні особливості поля тиску і, як наслідок, поля течій.



Окрім вихрових в атмосфері спостерігаються також хвильові рухи. До них відносяться хвилі у західному потоку з довжиною до 5000 км, що називаються хвилями Россбі, хвилі меншого масштабу, які відповідають окремим циклонам і антициклонам, а також гравітаційні хвилі.

Хвильові рухи притаманні й різного роду поверхням розділу, які утворюються в атмосфері.

Існують різні методи вивчення загальної циркуляції атмосфери: синоптичний, статистичний та гідродинамічний. Синоптичний метод розуміє 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. Нарешті, гідродинамічний метод має в своїй основі математичне моделювання атмосферних процесів за допомогою рівнянь гідродинаміки, які відбивають фізичні закономірності, притаманні атмосфері Землі.

## **2.2 Основні складові загальної циркуляції атмосфери**

### **2.2.1 Особливості глобального зонального і меридіонального переносу в атмосфері Землі**

Як відомо, в обох півкулях розподілення середньої температури характеризуються її зниженням до полюсів у горизонтальному напрямку на всіх рівнях тропосфери, виключаючи лише шари вище 200 гПа у тропіках. Загальний контраст температури між полюсом та екватором у тропосфері обох півкуль у холодну пору року більший, ніж у теплу. Характерними рисами таких середніх вертикальних розрізів є велика бароклинність у помірних широтах та чітке розмежування між тропопаузою низьких широт та тропопаузою помірних та високих широт.

Якщо враховувати змінення параметра Коріоліса з широтою, то поле середнього зонального вітру приблизно узгоджується з меридіональним розподіленням температури. Це добре видно із рис. 2.1, на якому показані середні зональні складові вітру для зими й літа. Характерними рисами цих схем є пояс східного вітру у низьких широтах та західні переноси у помірних та високих широтах.

Тропічний східний перенос охоплює зону, ширина якої у нижніх шарах атмосфери перебільшує  $60^\circ$ , але з висотою зменшується. У річному ході осьові лінії поясу східних вітрів трохи пересуваються на північ улітку та південь узимку разом з екваторіальною улоговиною.

Узимку циркуляційні максимуми західних вітрів особливо добре виявлені біля поверхні 200 гПа та декілька зсунуті до екватора від  $30^\circ$  широти. Ці максимуми улітку пересовуються до полюсів приблизно на  $15^\circ$  широти у північній півкулі. Максимум вітру влітку значно слабкіший, чим



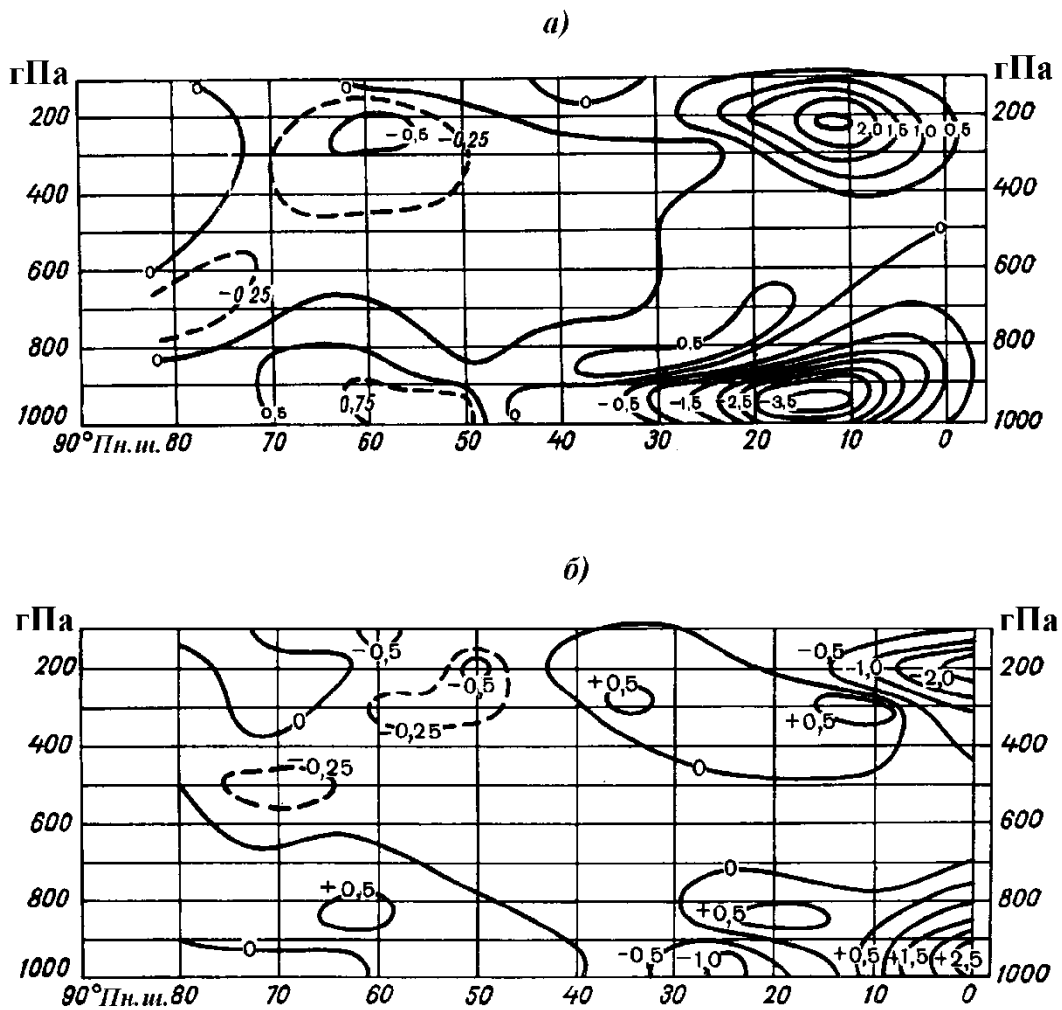


Рисунок 2.2 – Середні меридіональні складові вітру (м/с) у північній півкулі за грудень-лютий (а); червень-серпень (б) [1]

Улітку (рис. 2.2б) у нижніх шарах між 40 та 13° півн.ш. переважають помірні північні вітри до 1 м/с, а у потужному шарі на більш високих рівнях – більш слабкі південні вітри. Близьче до екватора середні південні вітри на нижніх рівнях досягають швидкостей у 2,5 м/с, а північні вітри у високих шарах тропосфери – 2 м/с.

Рисунок 2.3 побудовано на основі рис. 2.2. Він відбиває циркуляцію маси. Узимку середня циркуляція маси значно інтенсивна між екватором та 30° пн.ш., що відповідає добре відомому тропічному «осередку Гадлея» (Хедлі) (рис. 2.4). Цей осередок з його висхідним рухом теплого повітря на півдні та низхідним рухом більш холодного повітря на півночі носить характер «прямої» циркуляції, що генерує кінетичну енергію. Як би дзеркальним його відображенням є значно слабкіша середня меридіональна циркуляція, що має протилежний напрямок, так званий «осередок Ферреля», що спостерігається у помірних широтах.

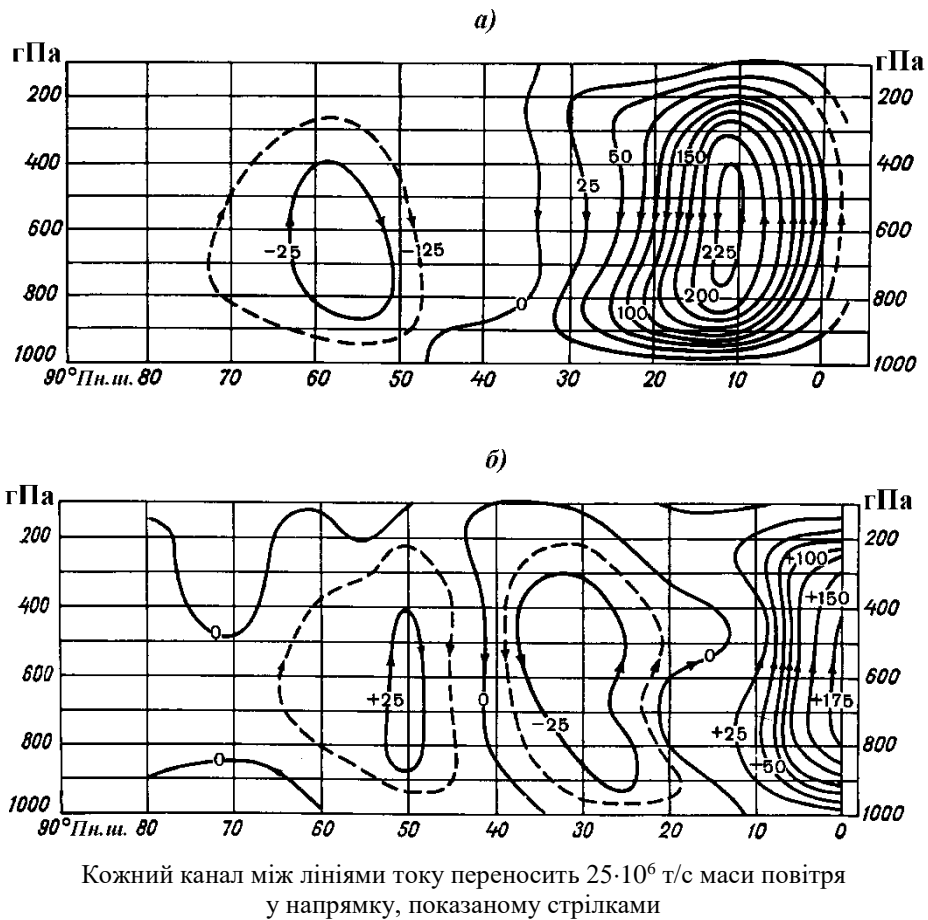


Рисунок 2.3 – Сумарна середня меридіональна циркуляція у північній півкулі узимку (а) та літом (б) [1]

Узимку сумарна циркуляція маси в осередку Гадлея складає  $230 \cdot 10^6$  т/с у той час як циркуляція маси в осередку Ферреля складає лише  $30 \cdot 10^6$  т/с. Улітку осередок Гадлея у північній півкулі пересувається на північ приблизно на  $20^\circ$  широти та переносить порівняно невелику масу, біля  $30 \cdot 10^6$  т/с у той час як осередок Ферреля зберігає приблизно таку ж інтенсивність, як і узимку. Найбільш сильна меридіональна циркуляція улітку пов'язана з розповсюдженням на північ, за екватор, інтенсивного осередка Гадлея південної півкулі, де в цей час зима. Осередок Гадлея є тим механізмом, що підтримує існування субтропічної струминної течії та механізмом, що зберігає характерне поле температури у субтропіках, що пов'язане з цим важливим планетарним явищем. Старр прийшов до висновку, що «розділення поясу високого тиску у тропіках на окремі осередки представляє собою необхідне автоматичне пристосування атмосфери, що забезпечує перенесення абсолютного моменту кількості із поясу східного переносу низьких широт до полюсів».



Із конвекцією в екваторіальній зоні, осіданням у кінських широтах, висхідним рухом у полярно-фронтівій зоні (яка показана без збурень) та осіданням поблизу полюсу. Букви З та С позначають гілки з загальним західним та східним переносом

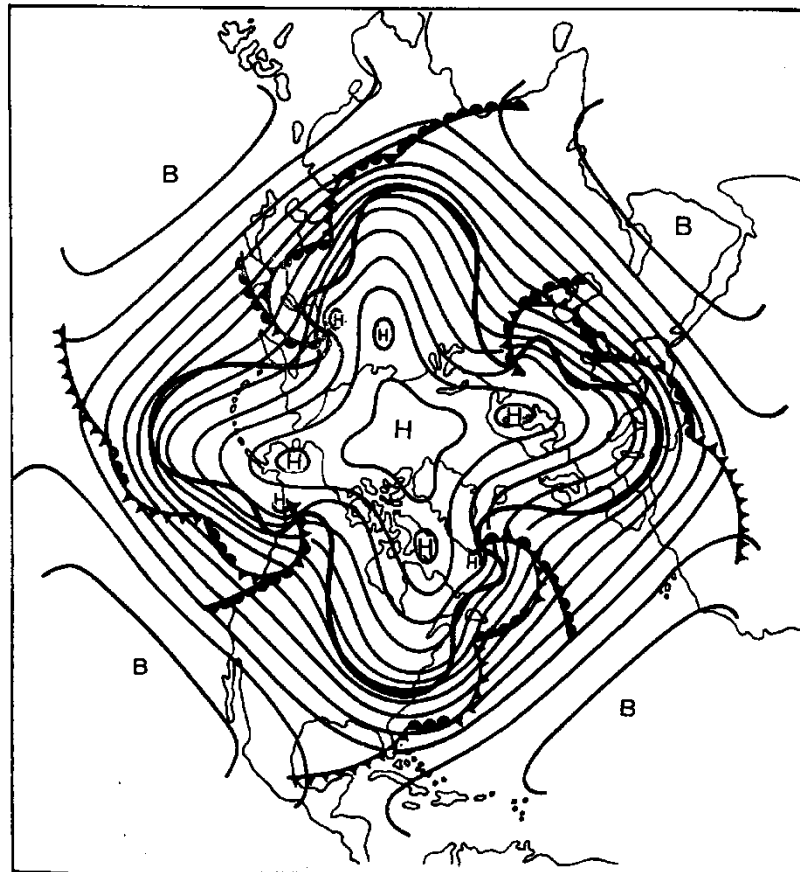
Рисунок 2.4 – Трикоміркова схема системи меридіональної циркуляції [1]

Відхилення від чисто зонального руху пов'язані з особливостями підстильної поверхні та термічними впливами суші й моря, перетворені бароклінічними синоптичними збуреннями. Хоча вплив джерел тепла та орографії відбивається по різному, особливо над Азією, ці впливи разом беруть участь у збереженні середніх улоговин над східними берегами Азії та Північної Америки у холодну пору року.

У обох півкулях пояс західних вітрів розташовується узимку до більш високих широт, ніж улітку. Зональність середньої повітряної течії у південній півкулі зовсім не означає, що синоптичні збурення тут відрізняються малою інтенсивністю. У південній півкулі геострофічна меридіональна течія на висоті 500 гПа, що пов'язана з синоптичними хвильовими системами, узимку у середньому на 10% слабкіша, а улітку на 30% сильніша, ніж у північній. Відносна зональність середньої повітряної течії у південній півкулі пояснюється рухливістю збурень, що володіють меншою тенденцією до інтенсифікації та затримання у відповідних довготах.

Дослідження Фульца (1945) та Кресмана (1948) показали, що є два характерно різних масштаби хвиль у висотному західному переносі. Одні з них – це «довгі» або «головні» хвилі з холодними улоговинами та теплими гребенями, які вільно пересуваються. Інші – це «короткі» або «вторинні» хвилі, що характеризуються системою ізотерм, які, як правло, не у фазі з лініями току. Ці хвилі мають відносно невелику амплітуду у верхній тропосфері та рухаються швидко.

Узимку, коли довгі хвилі виражені особливо добре, навколо північної півкулі спостерігаються 4 або 5 таких хвиль (рис. 2.5).



Тонкі лінії – ізогіпси АТ<sub>500</sub>; жирні лінії – перетинання поверхні полярного фронту з поверхнею 500 гПа.

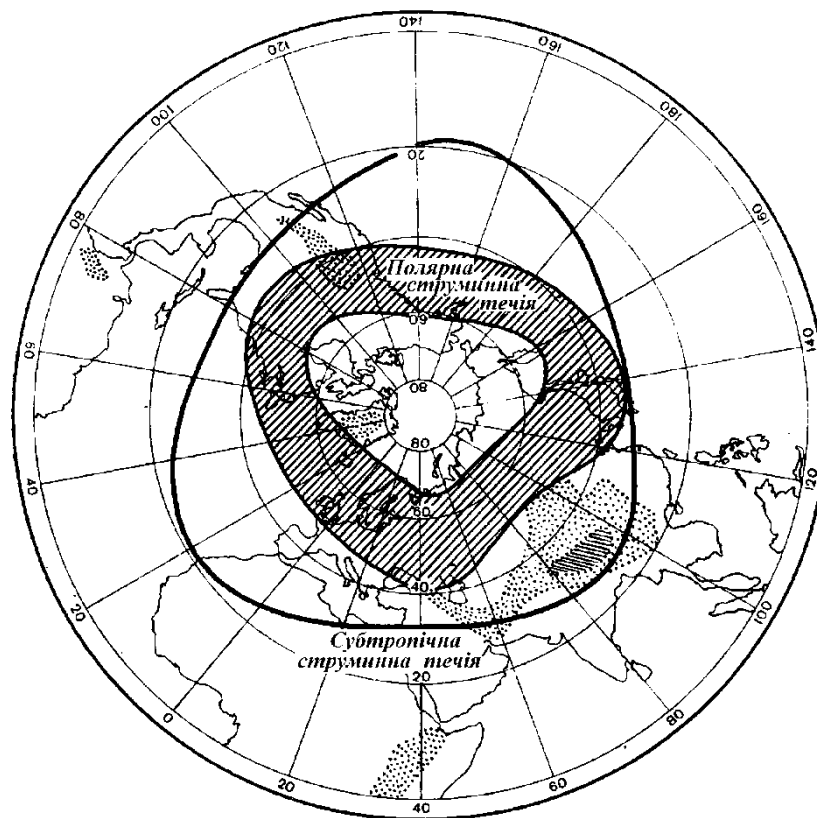
Рисунок 2.5 – Схематична циркумполярна карта, що показує просту чотирьоххвильову систему [1]

Як правило, сімейства циклонів спостерігаються між довгохвильовими улоговинами та передуючими їх гребнями, тобто під областями середньої дивергенції у верхній тропосфері на схід від головних улоговин. На довгі хвилі накладаються короткохвильові збурення, котрі Бьєркнес називає «циклонічними хвилями» через їх тісний зв'язок з приземними циклонами та рухомими гребнями. У наслідок того, що ці хвилі мають меншу довжину, вони рухаються швидше (10-20 м/с), ніж довгі хвилі (0-8 м/с). Таким чином, пов'язані з ними індивідуальні циклони рухаються уперед по відношенню до довгих хвиль і в значній мірі «керуються» великомасштабними системами течій у довгих хвилях. Крім того, короткі хвилі у бароклінній течії характеризуються більшими значеннями дивергенції та швидкості вертикальних рухів, ніж довгі хвилі.

Відомо, що осередки основних міжсезонних змінень температури розташовуються на нижніх рівнях, де вони в основному відбивають реакцію материків на змінення інсоляції, і у стратосфері, де відбуваються потужні радіаційні збитки тепла, коли полярні райони знаходяться у темряві (вплив поглинення озоном збільшується з висотою). Менші змінення у верхній

тропосфері та нижній стратосфері частково можуть бути приписані пом'якшенням зимового охолодження в результаті меридіонального та вертикального переносу тепла. Над океанічними районами сезонні змінення на низьких рівнях менші.

На рис. 2.6 зображені середнє положення осі субтропічної струминної течії узимку та площина (заштрихована) основної активності полярнофронтальної струминної течії.



площина (заштрихована) основної активності полярно-фронтальної струминної течії

Рисунок 2.6 – Середнє положення осі субтропічної струминної течії узимку [1]

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

У південній півкулі середнє поле вітру виглядає порівняно просто. Пояс майже зонального західного переносу між 45 та 55° півд.ш. у обидва

основних сезона значно інтенсивніший на південь від Африки та в Індійському океані, ніж у других довготах. За даними Ван Лона (1964) у січні на АТ<sub>500</sub> максимальна швидкість вітру, осереднена по 80° - градусному секторі Індійського океану, складає 28 м/с у той час як у протилежному секторі південної половини Тихого океану вона не перебільшує 16 м/с. Це відбиває відповідні різниці у меридіональних градієнтах температури поверхні моря у цих районах. На усіх меридіанах найбільші швидкості середнього вітру спостерігаються узимку та найменші – улітку. Крім того, найбільш північне положення пояс західних вітрів займає літом, а найбільш південне – узимку [1].

Атмосферна циркуляція відіграє головну роль в явищах клімату та погоди, бо є проміжною ланкою в передачі взаємодій Сонця на Землю. Своєрідність атмосферних процесів, що розвиваються над різними областями земної кулі, впровадження в оперативну практику регіональних чисельних моделей обумовлюють необхідність мати детальні відомості про просторову та часову структуру полів основних метеорологічних величин.

В області прогнозування погоди на довгий термін успіх залежить від міри пізнання умов формування, розвитку та змін атмосферних макропроцесів. При цьому першорядне значення має вивчення структури поля швидкості вітру. Оскільки осереднені по колах широт швидкості вітру ілюструють лише основні закономірності розподілу вітру в атмосфері, то більш докладну картину зображають поля середніх місячних значень зональної та меридіональної складових швидкості вітру на різних висотах тропосфери та стратосфери.

На рис. 2.9 - 2.11 представлені зимові поля, а на рис. 2.12 - 2.14 літні поля зональної складової швидкості вітру на ізобаричних поверхнях атмосфери 500, 200 та 30 гПа.



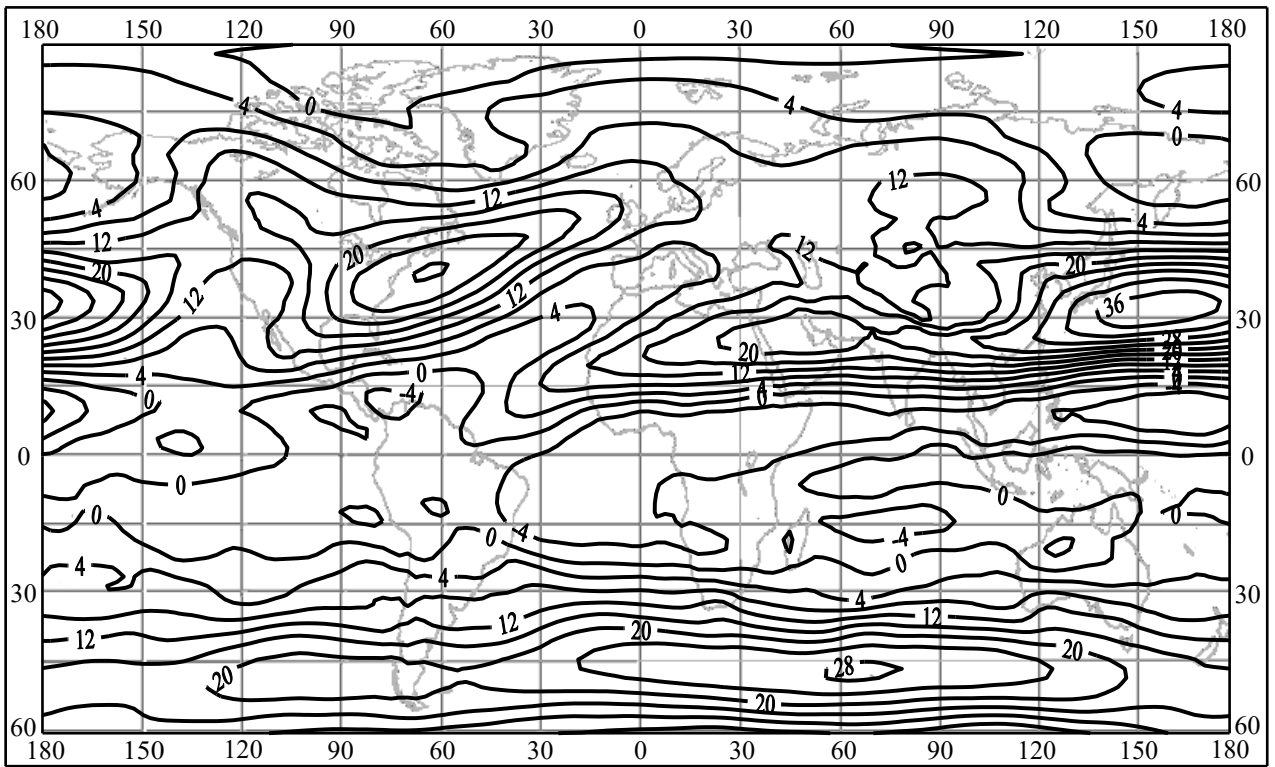


Рисунок 2.9 – Зональна складова швидкості вітру на поверхні 500 гПа (м/с). Січень [1]

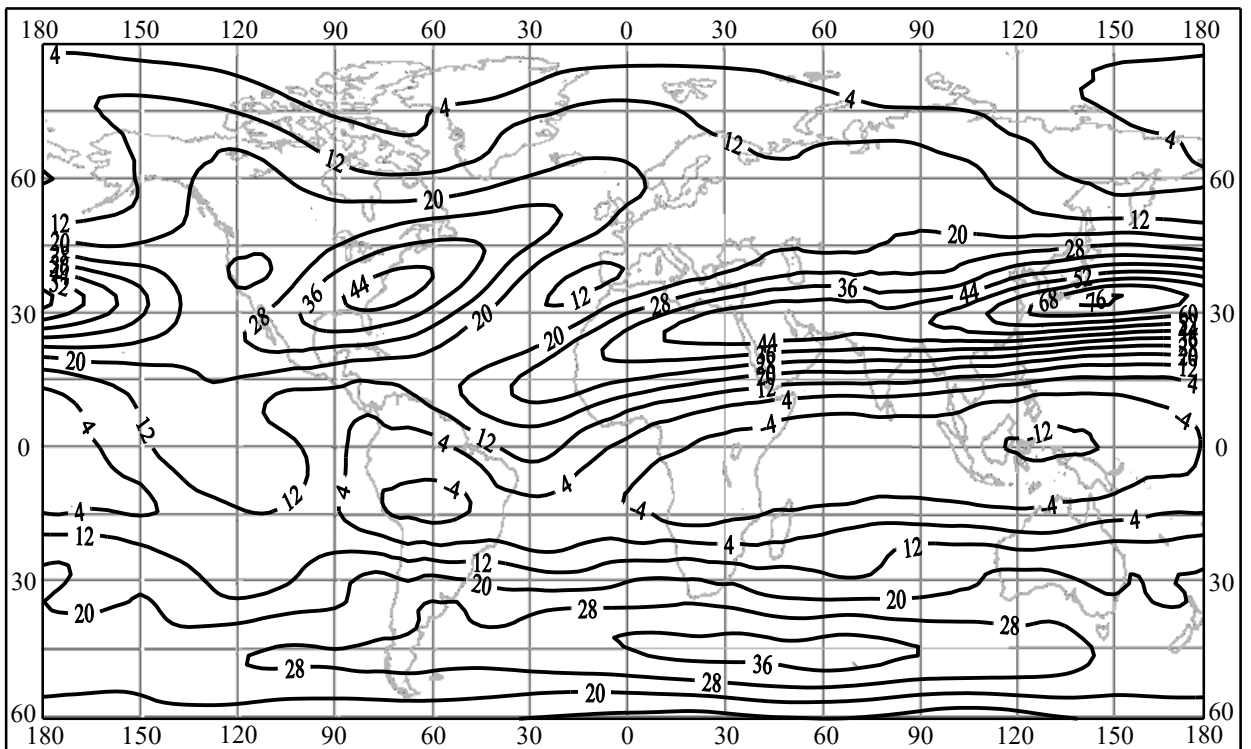


Рисунок 2.10 – Зональна складова швидкості вітру на поверхні 200 гПа (м/с). Січень [1]

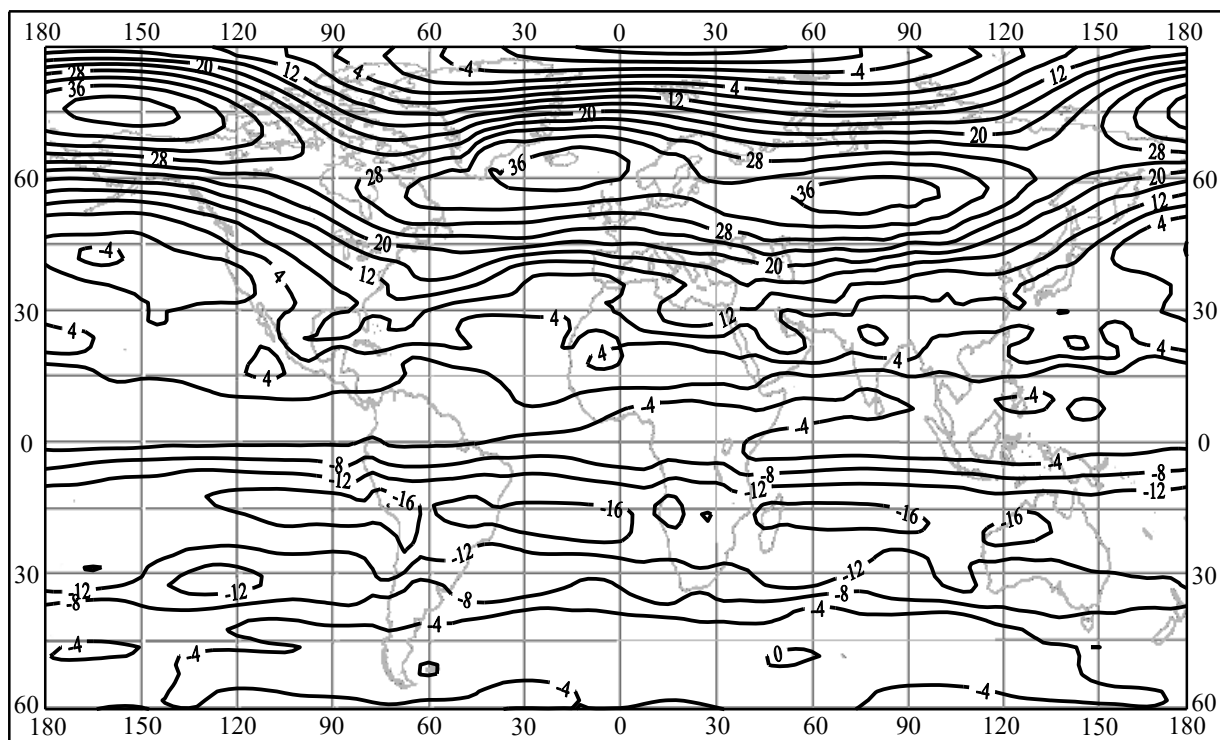


Рисунок 2.11 – Зональна складова швидкості вітру на поверхні 30 гПа (м/с). Січень [1]

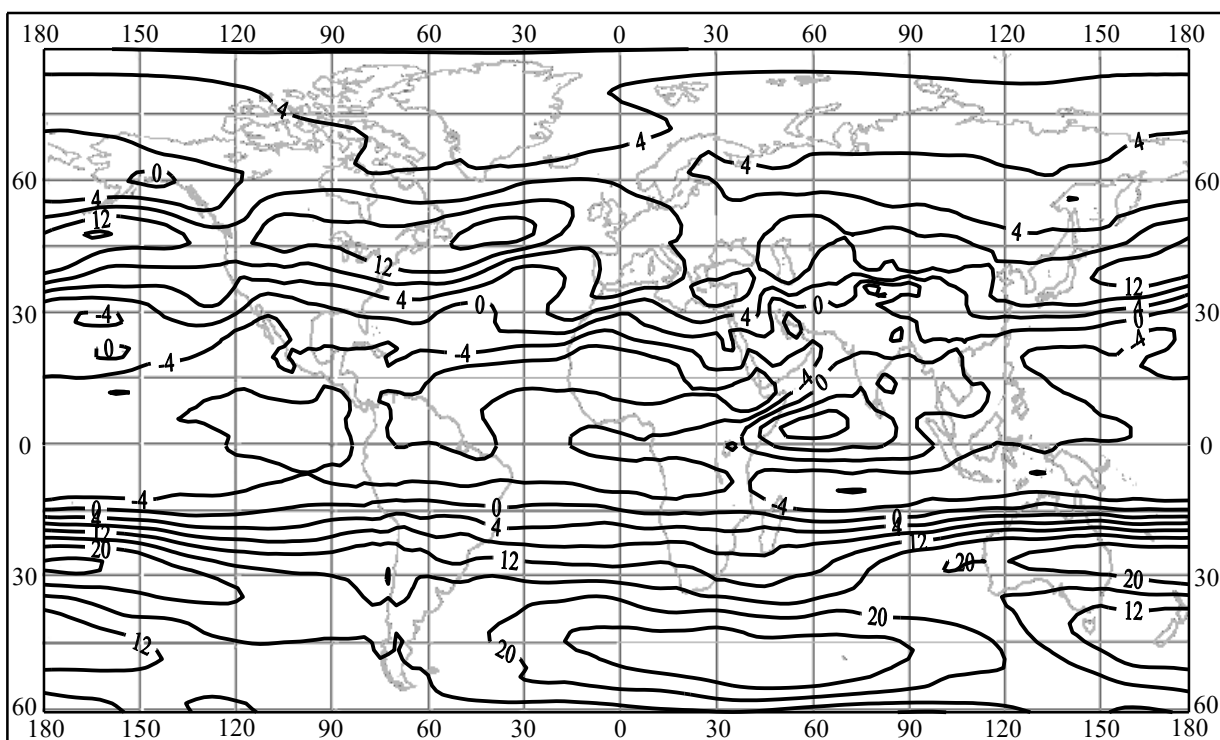


Рисунок 2.12 – Зональна складова швидкості вітру на поверхні 500 гПа (м/с). Липень [1]

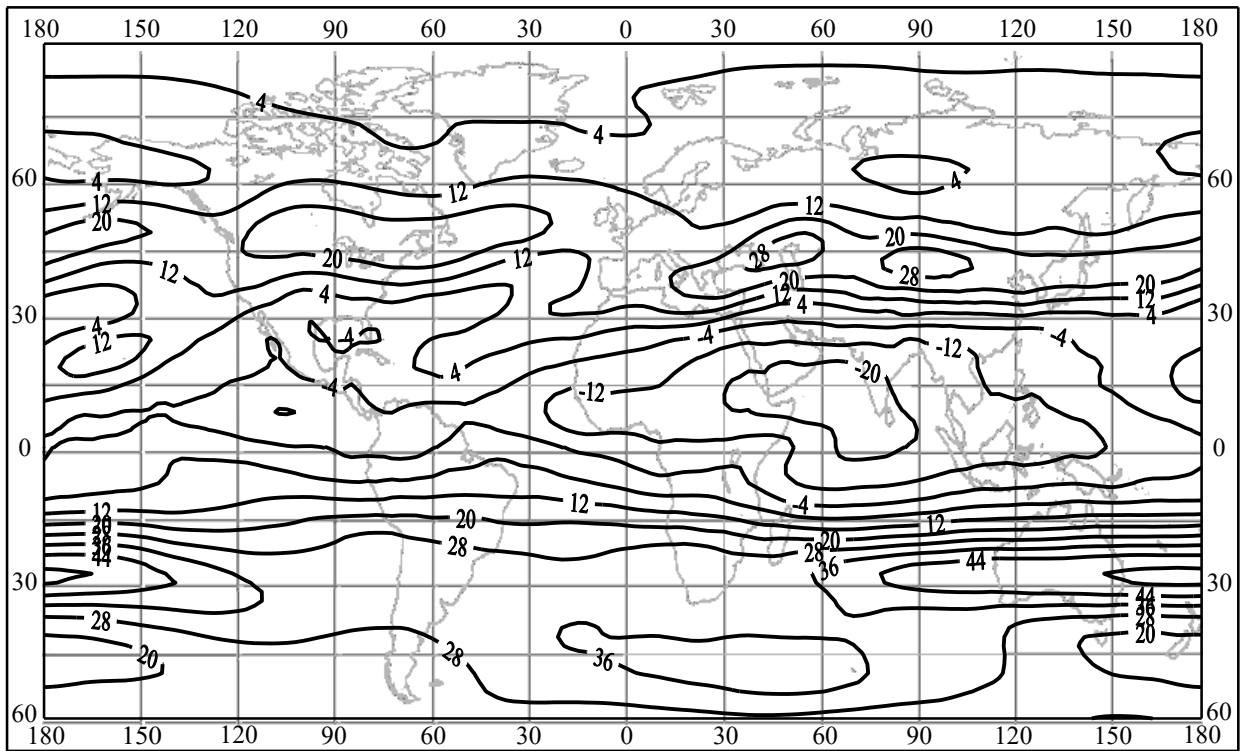


Рисунок 2.13 – Зональна складова швидкості вітру на поверхні 200 гПа (м/с). Липень [1]

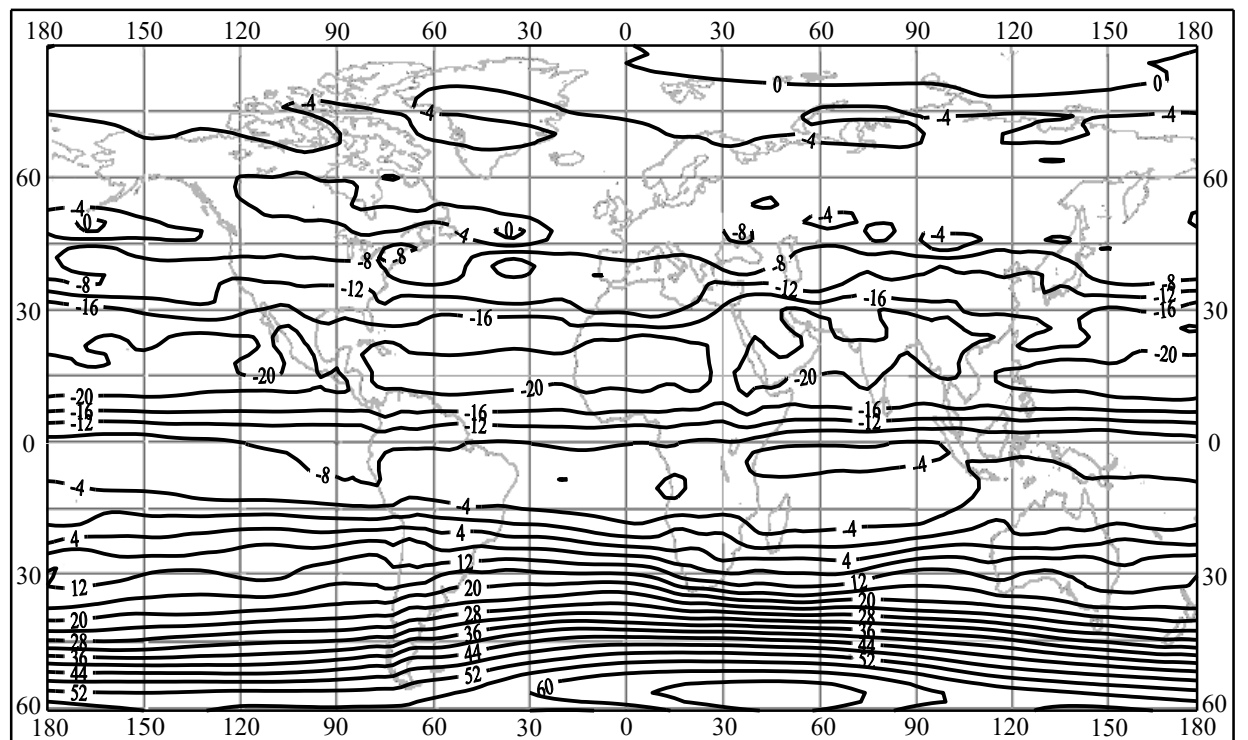


Рисунок 2.14 – Зональна складова швидкості вітру на поверхні 30 гПа (м/с). Липень [1]

Рисунки 2.9, 2.10 та 2.12, 2.13 ілюструють той факт, що північний пояс максимального західного переносу займає крайнє південне положення та досягає найбільшої інтенсивності узимку; літом він займає найбільш північне положення при послабленій інтенсивності. Широти максимальної повторюваності як цикло-, так і антициклогенезу характеризуються такою ж тенденцією. Це узгоджується з загальною тенденцією до переважаючого виникнення збурень там, де спостерігається посилення бароклинності та висотних вітрів.

У протилежність цьому над сходом Північної Америки зсув по широті здійснюється дуже швидко як весною, так і восени. Спостерігається помітне переміщення максимуму вітру у східному напрямку (на  $30^{\circ}$  довготи), яке співпадає з переміщенням поясу максимальних вітрів на північ від зими до літа, де вітри найбільш сильні.

Біля західних берегів Північної Америки та Європи спостерігаються два максимуми швидкості вітру на різних широтах, окрім середини літа.

І над Азією, і над Північною Америкою спостерігається добре виражена тенденція струминної течії до огину найбільш підвищених територій або з півночі, або з півдня. На меридіанах Тибету та Індії ця тенденція виражається у віддачі переваги більш низьким широтам на протязі холодних місяців і більш високим широтам у теплий період року.

Планетарне розподілення зональної складової краще усього розглядати на висоті 200 гПа, тобто трохи нижче середнього рівня максимального вітру субтропічних широт та трохи вище такого ж рівня для більш високих широт. На рівні атмосфери 200 гПа (рис. 2.10 та 2.13) проявляються основні особливості циркуляції, де, як відомо, знаходиться рівень самої найвищої інтенсивності атмосферних процесів. Узимку біля  $30^{\circ}$  півн.ш. розташовується пояс сильних вітрів, що огинає усю півкулю (субтропічна струминна течія). Улітку вона спостерігається лише на схід від Австралії і над Південною Америкою. Узимку основний пояс сильних вітрів перетинає Сполучені Штати та Північну Європу, а також розповсюджується на Північну Африку та Південну Азію, а далі на захід Тихого океану. Виразні максимуми швидкості вітру фіксуються біля східних узбережжів материків та над Далеким Сходом. Від зими до літа відбувається послаблення зональної циркуляції тропосфери, а смуга струминних течій пересувається на південь.

У стратосфері західна циркуляція замінюється східною у теплу половину року (рис. 2.11, 2.14) за рахунок утворення значної області тепла та зміни напрямку температурного градієнта. Узимку зони струминних течій з максимальними швидкостями виходять із материка на океан. Зимове поле зональної складової вітру на ізобаричній поверхні 30 гПа відбиває циркуляцію у системі двох баричних утворень – циркумполярного циклонічного вихору та субтропічного поясу високого тиску. У західному потоці виділяється смуга великих швидкостей, що мають максимальні

значення до 36 м/с у районі 70 – 75° півн.ш. Над Євразією вісь максимальних швидкостей спускається до помірних широт 55 – 60° півн.ш.

Сезонна мінливість геопотенціалу у середній тропосфері північної півкулі достатньо велика, особливо над континентами. У ній має місце добре виражена сезонна мінливість горизонтальних градієнтів геопотенціалу, яка пропорціональна мінливості горизонтальних градієнтів температури у тропосфері. Так як швидкість повітряних течій у свою чергу пропорціональна градієнту тиску, відбуваються сезонні коливання швидкості західного переносу. Також відомо, що градієнти геопотенціалу за усі сезони у південній півкулі перебільшують градієнти геопотенціалу у північній півкулі. Таким чином, швидкості зонального переносу у південній півкулі також більші, ніж у північній. Якщо у північній півкулі в області найбільших градієнтів геопотенціалу середні швидкості вітру дорівнюють 20-25 м/с, то у південній півкулі між широтами 40 і 50° середні швидкості вітру перебільшують ці значення навіть улітку. В інші сезони року у південній півкулі середні швидкості вітру можуть бути більшими за 30 – 33 м/с.

Відомо, що поля зональної складової швидкості вітру не дають повної картини розподілення вітру в атмосфері Землі. Вона відтворюється тільки з урахуванням полів і меридіональної компоненти (рис. 2.15, 2.16).

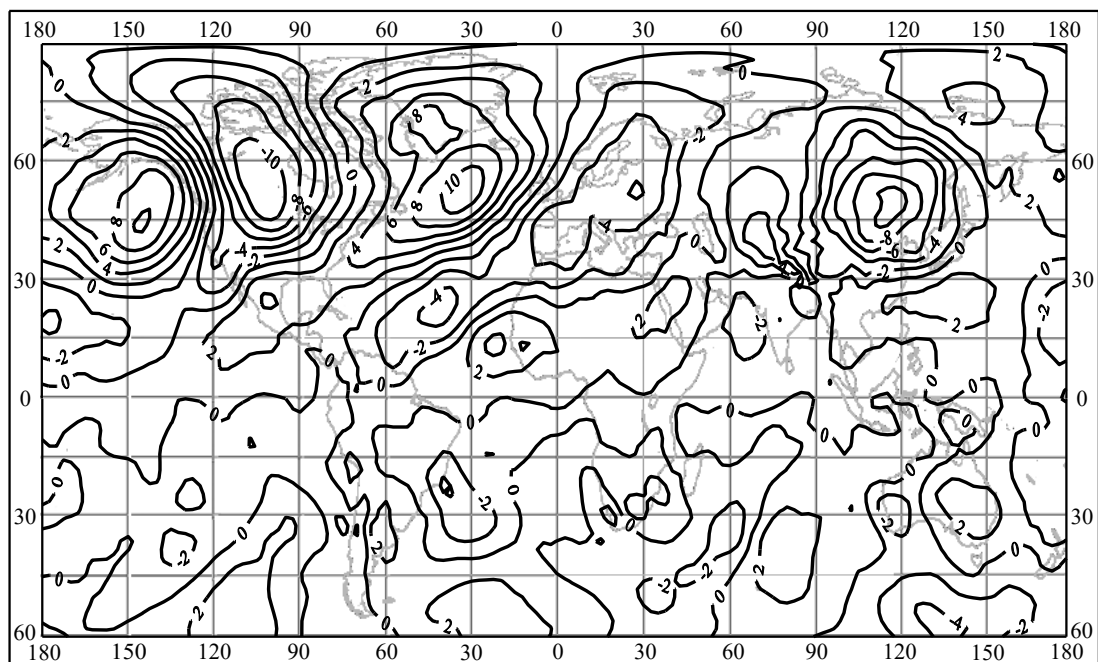


Рисунок 2.15 – Меридіональна складова швидкості вітру на поверхні 500 гПа (м/с). Січень [1]

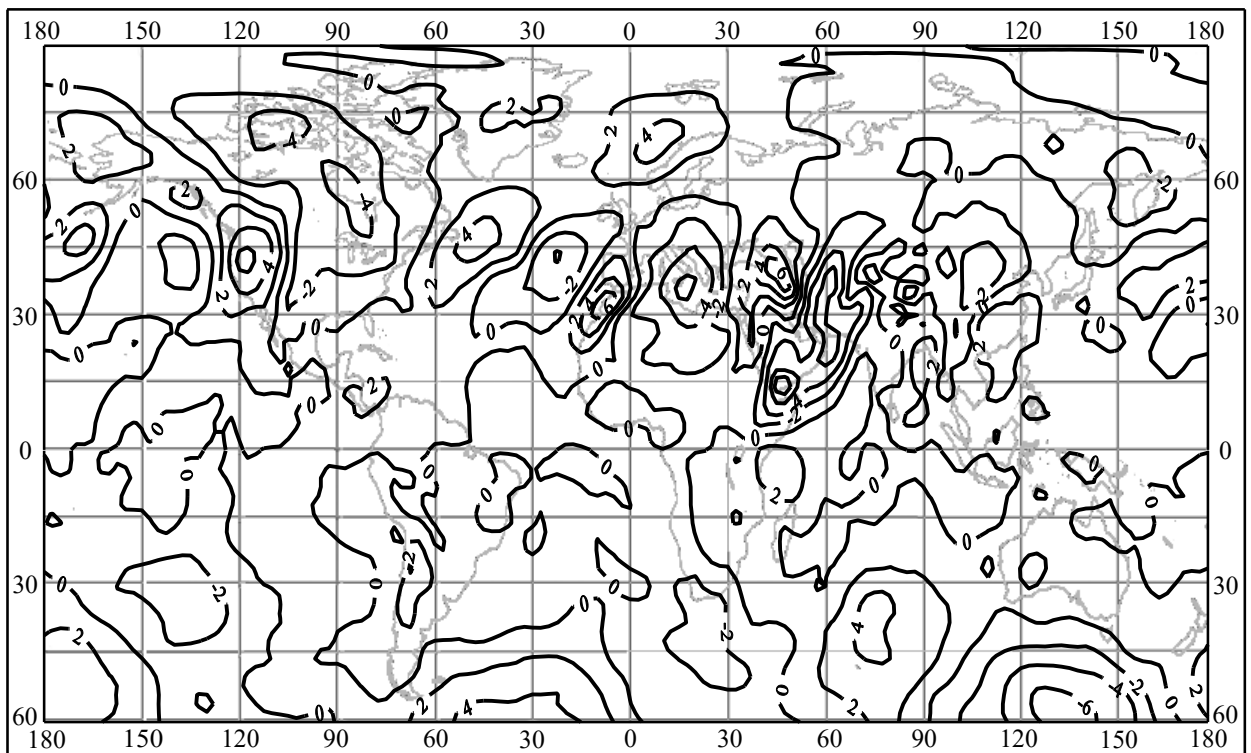


Рисунок 2.16 – Меридіональна складова швидкості вітру на поверхні 500 гПа (м/с). Липень [1]

Меридіональна циркуляція у січні (рис. 2.15) характеризується максимальним розвитком у районі позатропічних широт та слабкістю у тропічній зоні. У високих та помірних широтах вона відображає інтенсивний повітряний обмін у системі потужних баричних улоговин над континентами та гребенів над океанами і виражається у формуванні декількох центрів, що чергуються уздовж широтних кіл північних та південних потоків.

Карти дають змогу більш детально описати особливості великомасштабних повітряних течій обох півкуль, оскільки в складових значно краще проявляються впливи найбільш важливих кліматоутворювальних факторів, таких як нерівномірне розподілення сонячної енергії на земній поверхні, особливості розподілу океанів та материків, рельєф, сезонні особливості поглинання сонячної радіації термодинамічно активними домішками у стратосфері та виникнення під дією перелічених факторів зон високої бароклинності в атмосфері Землі.

Карти зональної складової вітру можуть бути використані при вивченні реальних рухів в атмосфері Землі, в яких переважає зональна циркуляція. Західна та східна складові зонального руху є мірою циркуляції навколо Землі уздовж паралелей й відображають індекс циркуляції у західно-східному напрямку. Меридіональна складова вітру має значення для розрахунків переносу різних параметрів уздовж меридіанів, наприклад, тепла, вологи і т.п.

## 2.2.2 Основні струминні течії тропосфери та стратосфери

У верхній тропосфері та стратосфері формуються відносно вузькі зони великої горизонтальної протяжності зі значними контрастами температури і, як наслідок, великими горизонтальними градієнтами атмосферного тиску. Їх називають *висотними фронтальними зонами*. З ними пов'язані області з сильними вітрами (швидкості більші 30 м/с), які називаються *струминними течіями*. Вони є характерною рисою структури атмосфери та поля повітряних течій.

*Тропосферні струминні течії* розділяють на струминні течії помірних широт, субтропічні й екваторіальні. Рівень максимального вітру у першій з них розташовується на висоті 8-10 км узимку і 9-12 км літом. Максимальні швидкості західного вітру на осі струминної течії можуть досягати 180-220 км/год та більше.

Субтропічні струминні течії мають вісь на висоті 11-13 км. Зимом вісь цієї течії розташовується у зоні 25–35° півн. ш., а літом – у зоні 35–45° півн. ш. Середні швидкості західного вітру на осі субтропічної струминної течії складають у середньому 150-200 км/год, але інколи можуть перевищувати 300-400 км/год. Найбільшу інтенсивність ці струминні течії, як і у помірних широтах, мають узимку, коли у зоні висотних фронтальних зон утворюються максимальні контрасти температур.

Екваторіальні струминні течії формуються на висотах 15-20 км, між 5° півн.ш. і 5° півд.ш., як правило, у східному потоку. Вони є *стратосферними струминними течіями*. Але у стратосфері струминні течії можуть розвиватися й у субтропічних та помірних зонах. Узимку їх вісь розташовується на висотах 25-30 км, вітер на осі течії має західно-східний напрямок та швидкість більше 200 км/год. На цих же висотах струминна течія може формуватися й літом, але напрямок переносу повітря змінюється на протилежний у зв'язку з утворенням у стратосфері, як вже зазначалося, антициклонічного циркумполярного вихора.

Виділяють дві головні системи струминних течій, які мають загальні риси, але відрізняються за їх зв'язками з загальною циркуляцією атмосфери. Одна з цих систем – це *субтропічна струминна течія*, яка має зв'язок з полярною межею циркуляції Гадлея, в якій приземні фронти замасковані або взагалі відсутні. Друга система – це *полярнофронтальна струминна течія* (або *полярна струминна течія*), яка має зв'язок з фронтальними зонами позатропічних широт [1].

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

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

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

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

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

Субтропічна струминна течія є в основному системою трьох квазістійких хвиль. Короточасні її зсування спостерігаються тоді, коли глибокі улоговини позатропічних широт розповсюджуються у субтропіки, але при цьому існує помітна тенденція до швидкого відновлення субтропічних особливостей, характерних для середнього положення субтропічної струминної течії. Середня її широта дорівнює приблизно  $27,5^{\circ}$  півн.ш.

Субтропічна струминна течія виникає в результаті систематичного переносу повітря у напрямку до полюса у верхній гілці осередка Гадля загальної циркуляції атмосфери при частковому зберіганні абсолютного моменту кількості руху. У відповідності до цього твердження субтропічна струминна течія розташована біля полярної межі цього осередка циркуляції. Відносна незмінність широти струминної течії пов'язана з тим, що осередок Гадля сам по собі (як механізм зберігання балансу енергії у широкому поясі, в межах якого приток або збиток тепла на різних широтах залишаються порівняно незмінними протягом тривалого часу) характеризується відносною стійкістю положення та інтенсивності.

Осереднений по усій півкулі осередок Гадля улітку виявляється значно слабкішим, ніж узимку, особливо у північній півкулі, де пасатна течія над великими районами літом змінює свій напрямок на протилежній. У південній півкулі коливання інтенсивності субтропічної струминної течії слабкіші, ніж у північній. Це, очевидно, пов'язано з меншими сезонними змінами інтенсивності циркуляції Гадля у південній півкулі, головним чином через різниці у континентальних впливах [1].

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



Немайєс і Клапп (1949) пов'язують області з найбільшою швидкістю вітру, що виявляються на середніх зимових картах, з процесами конвергенції. Ці процеси зближають теплі та холодні повітряні маси; у результаті інтенсифікації соленоїдального поля виникає пряма циркуляція упоперек течії та швидкість вітру у верхній тропосфері збільшується. В областях дивергенції відбуваються протилежні процеси. Найбільші середні швидкості вітру спостерігаються у досить низьких широтах; у той час як найбільша бароклинність, у зоні полярного фронту, зосереджується над більшою частиною півкулі у широтах, значно більш високих. Ця неузгодженість зникає, як зауважує Пальмен (1954), якщо прийняти існування двох окремих систем вітрів стійкої субтропічної струминної течії та полярнофронтальної системи, що коливається з широтою і тому не дуже сильно впливає на середній вітер над даним місцем (рис. 4.8).

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

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

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

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

Як стійке явище тропічна струминна течія (у північній півкулі) різко проявляється тільки на південь від Азії. На схід від Азії та на захід від Африки східна струминна течія значно слабкіша. Визначне коливання інтенсивності цієї течії в залежності від довготи та її відсутність над Атлантичним і Тихим океанами обумовлені впливом материків та океанів на тепловий баланс субтропічних областей [1].

### 2.2.3 Циклонічна діяльність, поле тиску та циркуляція повітря біля земної поверхні

Циркуляція повітря у системі циклонів та антициклонів, які постійно виникають, розвиваються й руйнуються в тропосфері позатропічних широт, є важливою складовою загальної циркуляції атмосфери. Циклонічні й антициклонічні вихори виникають в області *висотних фронтальних зон*. Ці зони характеризуються великими горизонтальними градієнтами температури у тропосфері й, як наслідок, великими горизонтальними градієнтами тиску й високими швидкостями вітру. Висотні фронтальні зони опоясують практично всю північну і південну півкулі. Найбільш сприятливі умови для виникнення циклонів створюють адвекція холоду, яка приводить до загострювання висотних фронтальних зон, й розбіжність повітряних течій у середній тропосфері. Такі умови утворюються у ряді районів північної й південної півкуль, особливо у тих районах Землі, де розташовуються так звані *енергоактивні зони океанів (ЕЗО)*.

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

Розподілення ЕОЗ у північній і південній півкулях неоднакове. У результаті нерівномірного розподілення материків та океанів у північній півкулі структура ЕОЗ є більш складною. Неоднаковим є й розподілення зон з високою бароклинністю у тропосфері північної й південної півкуль. У північній півкулі поля температури й геопотенціалу у більшій мірі збурені. Узимку над океанами утворюються гребні тепла, а над материками – улоговини холоду. Оскільки осі улоговин приходяться на східні частини материків, а осі гребенів – на східні частини океанів, дельти висотних фронтальних зон розташовуються біля східних узбережжів Північної Америки й Азії. Тут же відбувається інтенсивна адвекція холоду. Таким чином, в зазначених районах складаються сприятливі умови для виникнення циклонів. При описі структури термобаричних полів над континентами

розташовуються входи висотних фронтальних зон і виникають сприятливі умови для анти циклогенезу [1].

Особливості процесів цикло – та антициклогенезу, обумовлюють особливості структури поля тиску біля земної поверхні. Ці особливості можна виявити шляхом осереднення фактичних полів тиску за тривалий проміжок часу, наприклад, за місяць. На рис. 2.17 зображені поля середньомісячного тиску та система повітряних течій для січня на рівні моря.

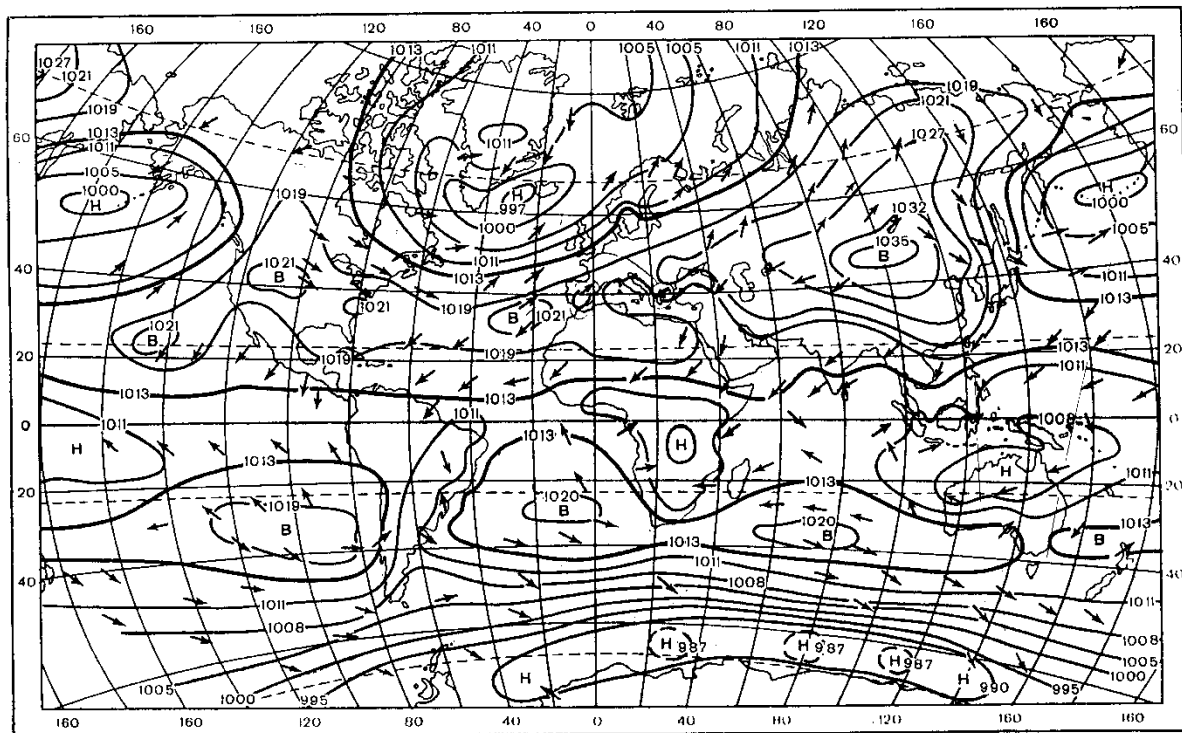


Рисунок 2.17 – Середнє поле тиску (гПа) та течії повітря на рівні моря.  
Січень

Із рис. 2.17 випливає, що як у північній, так і у південній півкулях у полі тиску виявляються області високого та низького тиску, які прийнято називати *центрами дії атмосфери* (ЦДА). Вони є результатом статистичного осереднення фактичних полів тиску та представляють великий інтерес тим, що характеризують райони, де переважає циклонічна або антициклонічна. За фізичними механізмами утворення ЦДА поділяють на дві групи:

1. *Сталі* – що розташовуються над океанами: Екваторіальна улоговина, Азорський антициклон, Ісландська депресія, Алеутський мінімум, Північнотихоокеанський (Гонолулський або Гавайський) антициклон, Південноатлантичний антициклон, Південнотихоокеанський антициклон, Південноіндійський антициклон,

2. *Сезонні* – розташовуються над континентами: Сибірський антициклон, Азіатська депресія, Північноамериканська депресія, Північноамериканський антициклон, Південноамериканський антициклон,

Південноамериканська депресія, Австралійський антициклон, Африканський антициклон.

Як зазначалося вище, циклони, що виникають у східних узбережжів материків, пересуваючись на північний схід, найвищої інтенсивності досягають у районі Ісландії та Алеутських островів.

Завдяки тому, що в районі Ісландії повторюваність циклонів найбільша та те, що вони є тут найбільш глибокими, при осередненні поля тиску виникає обширна та глибока *депресія*, яка отримала назву *Ісландської*. Саме з аналогічної причини на півночі Тихого океану спостерігається *Алеутська депресія*. Підвищеній повторюваності антициклонів на континентах північної півкулі узимку відповідають *Азіатський (Сибірський)* та *Північноамериканський* антициклони. Підвищеній повторюваності антициклонів над океанами північної півкулі відповідає *Азорський* та *Північнотихоокеанський максимуми*. У південній півкулі можна спостерігати *навколоантарктичну зону зниженого тиску* та ряд антициклонів, що розташовані у субтропіках над океанами: *Південноатлантичний, Південноіндійський* та *Південнотихоокеанський*. У тропічному поясі південної півкулі у січні, крім того, спостерігаються літні *Південноафриканський* та *Австралійський циклони*.

В районі екватора між двома смугами підвищеного тиску північної та південної півкуль розташовується *Приекваторіальна смуга зниженого тиску (екваторіальна улоговина)*, яка у січні знаходиться на південь від екватора. Така структура середнього поля тиску у січні утворює визначену систему течій біля земної поверхні. На північ від 60–65° півн.ш. переважають північні та північно-східні потоки, що направлені від області відносно підвищеного тиску над Арктичним басейном (слабко вираженого *Арктичного антициклону*) до *Ісландської* та *Алеутської депресій*, та до улоговин, що від них простираються на схід та захід. У зоні 35–45° півн. ш. переважають південно-західні потоки повітря, що направлені від поясу підвищеного тиску субтропічних широт до вказаних вище депресій. На півночі східного Сибіру у зв'язку з розповсюдженням гребеня азіатського антициклону далеко на північ, південно-західні та південні вітри досягають 70° півн.ш. [1].

Між смугою високого тиску у помірних (над континентами) та субтропічних широтах та екваторіальною улоговиною повітря біля земної поверхні переміщується з півночі та північного сходу на південь та південний схід, що обумовлює циркуляцію у тропічних широтах північної півкулі (*північно-східний пасат*).

У південній півкулі тропічних широт переважають південно-східні потоки повітря від смуги південних субтропічних антициклонів до приекваторіальної смуги зниженого тиску. Це так званий *пасат південної півкулі*. В зоні 35–50° півд.ш. мають місце західні та північно-західні стійкі

потоки повітря. У зв'язку з великими горизонтальними градієнтами тиску, що обумовлені великими градієнтами температури, західні та північно-західні вітри у цій зоні мають великі швидкості, особливо біля південних берегів Південної Америки. Пояс західних вітрів над південною півкулею називають «ревучими сороковими». На південь від осі *передантарктичної улоговини* спостерігаються південно-східні потоки.

У липні, порівняно з січнем, поле тиску біля поверхні землі суттєво перебудовується у північній та мало змінюється у південній півкулі (рис. 2.18).

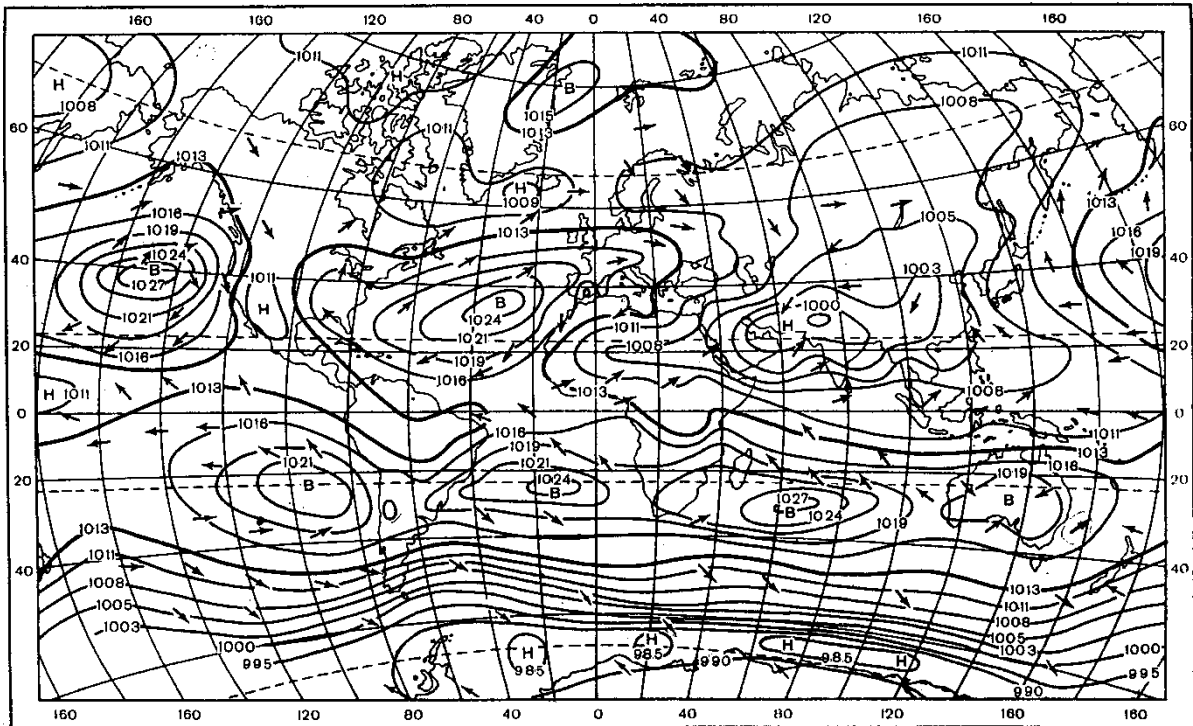


Рисунок 2.18 – Середнє поле тиску (гПа) та течії повітря на рівні моря.  
Липень

У зв'язку з малою повторюваністю циклонів та малою їх інтенсивністю *Ісландська депресія* на карті середнього тиску повітря на рівні моря у липні проявляється слабо, а *Алеутська депресія* зміщується на північ і може зникати зовсім. Практично увесь Азіатський материк займає обширна *Азіатська депресія*, яка виникає за рахунок великого прогріву материка у субтропічних районах. Їх улоговини, що спрямовані на північ, північний захід та північний схід, а також на південний схід, обумовлені інтенсивністю циклонічною діяльністю над Сибіром та Далеким Сходом.

Улітку північної півкулі великої інтенсивності досягають *Азорський* та *Тихоокеанський* антициклони, які постійно регенеруються при входженні в їх області ядер високого тиску, що переміщуються на південний схід у тилівій частині циклонічних серій. Ці антициклони практично розташовуються на великому просторі північної половини Атлантичного і Тихого океанів.

Як і у січні, у липні (рис. 2.18) у субтропічній зоні північної півкулі добре виражені *Південноатлантичний, Південноіндійський та Південнотихоокеанський* антициклони, які разом зі слабо вираженими антициклонами над Австралією утворюють смугу високого тиску. Ця смуга відокремлюється від антарктичного антициклону *передантарктичною улоговиною*.

У відповідності з описаною структурою поля тиску у липні біля поверхні землі виникають визначені системи повітряних течій. Достатньо слабкий західний перенос охоплює високі та помірні широти північної півкулі.

Складний характер порівняно зі січнем має у липні приекваторіальна смуга зниженого тиску. Якщо над Тихим та Атлантичним океанами вона розташовується декілька на північ від географічного екватора, то в азіатській частині вона майже зливається з азіатською депресією та переміщується далеко на північ. У зв'язку з цим південно-східні потоки тропічної зони південної півкулі, що обумовлені північною периферією південноіндійського субтропічного антициклону, при переміщенні на північ перетинають екватор, змінюються на південно-західні та розповсюджуються на південну частину Азії. У тропічних районах південної півкулі над Атлантичним і Тихим океанами мають місце південно-східні потоки [1].

#### 2.2.4 Циркуляція атмосфери у тропічній зоні

Циркуляція атмосфери у тропічній зоні на схемах загальної циркуляції атмосфери, шляхом яких раніше намагалися пояснити основні течії повітря, зображалася у вигляді замкнутого великомасштабного *осередка Хедлі* (рис. 2.19). Згідно з цією моделлю повітря із екваторіальної зони на висотах переміщується до тропіків. Біля поверхні землі спостерігається компенсаційна течія, що має напрямок до екватора.

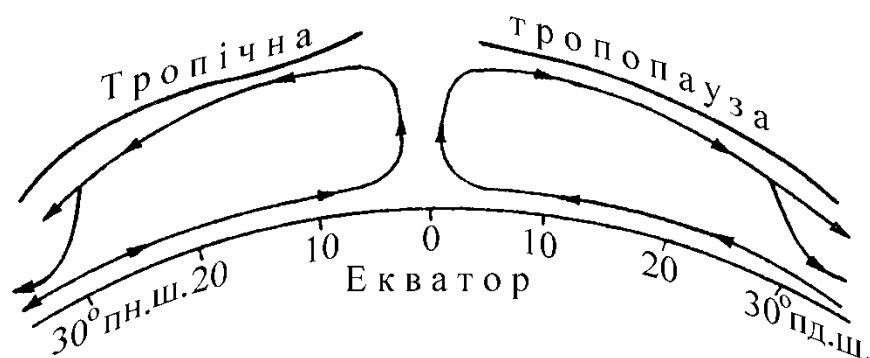


Рисунок 2.19 – Осередок Хедлі [1]

Під впливом сили Коріоліса потоки повітря відхиляються від чисто меридіонального напрямку й придбавають північно-східний напрямок у північній півкулі й південно-східний – у південній. Вони називаються *пасатами*. Збігання пасатів північної та південної півкуль у екватора повинно стимулювати висхідні рухи з послідовним розтіканням повітря на північ і південь від екватора. Ці течії отримали назву *антипасатів*. У субтропіках в результаті накопичення повітря через збігання повітряних течій на висотах повинні виникати низхідні потоки. Останні розглядалися як причина утворення субтропічних областей високого тиску. З розглянутої точки зору, *субтропічні антициклони* є наслідком пасатної циркуляції.

Фактичні дані, однак, суттєво розходяться з цією циркуляційною моделлю. Перш за все, області підвищеного тиску у субтропіках мають вигляд не суцільного поясу, як випливає з пасатної теорії, а складається з ряду ізольованих антициклонів. Положення центрів антициклонів безперервно змінюється у залежності від пори року. Більш того, улітку над перегрітими субтропічними зонами Північно-Американського й Євразійського материків утворюються не антициклони, а просторі області зниженого тиску з висхідними вертикальними рухами. Результати радіозондування атмосфери у тропічній зоні показали, що північно-східні потоки, які спостерігалися біля земної поверхні, не переходять у антипасати, а, залишаючись східними, з висотою ще більш посилюються й виявляються на рівні ізобаричних поверхонь 300, 200 і навіть 100 гПа. Звідси випливає висновок, що не пасатна циркуляція є причиною формування антициклонів у субтропіках, а навпаки, вона є їх наслідком. Східний перенос у екваторіальній зоні зниженого тиску обумовлюється тим, що для поверхні землі й на висотах градієнти тиску мають напрямок від тропіків до осі приекваторіального поясу зниженого тиску, котрий називають *екваторіальною улоговиною*.

Вісь екваторіальної улоговини не розташовується строго по географічному екватору. Вона постійно змінює своє положення, яке залежить від схилення Сонця й довготи місця. Залежність від довготи відбиває нерівномірність розподілення материків та океанів на поверхні Землі. У середньому за рік вісь екваторіальної улоговини знаходиться на 5° півн.ш. Отже, особливості поля тиску у тропіках північної та південної півкуль розділяються не географічним екватором, а зазначеним широтним колом, котрий називається *метеорологічним екватором*. Звідси виходить, що метеорологічна північна півкуля менша ніж південна.

Якщо розглянути середнє широтне положення осі екваторіальної улоговини у січні й липні, то у січні вона розташовується біля 5° півд.ш., а у липні – біля 15° півн.ш.

У липні середнє положення екваторіальної улоговини змінюється від 2 до 27° півн.ш. Найбільш високих широт вона досягає над Азією. Від року до

року положення екваторіальної улоговини коливається відносно зазначеного середнього положення. Однак у бік південної півкулі вона переміщується менше, ніж у бік північної півкулі. Причиною цього є, мабуть, більш стала зональна циркуляція у середніх широтах південної півкулі, яка обмежує переміщення на південь екваторіальної улоговини.

Як зазначалося вище, річний хід екваторіальної улоговини пов'язаний зі схиленням Сонця. Але між ними спостерігається зсув за фазою, що дорівнює двом місяцям, тобто надходження максимуму й мінімуму у положенні екваторіальної улоговини відстає від відповідних екстремумів схилення Сонця. Це пояснюється тим, що найбільш високі температури повітря спостерігаються після літнього сонцестояння. Зазначені особливості міграції екваторіальної улоговини, яка є границею між метеорологічними півсферами, показують, що розміри останніх змінюються у залежності від положення Землі на орбіті.

Оскільки на північ і південь від екваторіальної улоговини атмосферний тиск збільшується, на її осі повинна відбуватися конвергенція повітря північної та південної півкуль. У дійсності конвергенція в області екваторіальної улоговини проявляється не всюди. Ті частини улоговини, де конвергенція потоків спостерігається виразно, називаються *внутрішньотропічними зонами конвергенції (ВЗК)*. Ці зони безперервно виникають і руйнуються. При цьому поле збігання потоків і поле висхідних рухів, обумовлених конвергенцією, в області ВЗК не симетричні відносно осі екваторіальної улоговини. Тому такими ж несиметричними є й зони розташування хмарності та опадів, що спричиняються висхідними рухами повітря за рахунок конвергенції потоків [1].

### 2.2.5 Мусонна циркуляція

На формування клімату у деяких районах Землі великий вплив чинять мусони. Ця циркуляційна система володіє виразним сезонним характером. На її формування значно впливає термічний режим суші та океану, який складається під дією радіаційних факторів.

Мусони вже давно привертають увагу дослідників. Незважаючи на це, навіть зараз існують різні точки зору на чинники виникнення, еволюцію та локалізацію мусонної циркуляції. Можна зустрітися з твердженням, що мусон являє собою повітряну течію між сушею і морем, що виникає за рахунок різного їх нагрівання. І в зв'язку з цим мусон розглядається як замкнений циркуляційний осередок великого масштабу. Нижня його частина виявляється у вигляді *азонального приземного потоку*, який супроводжується на висотах протилежною течією-*антимусоном*. Але більш правильною необхідно розглядати думку про те, що мусони є результатом сезонного зсуву планетарних зон вітрів. Вони являють собою *квазігоризонтальні*



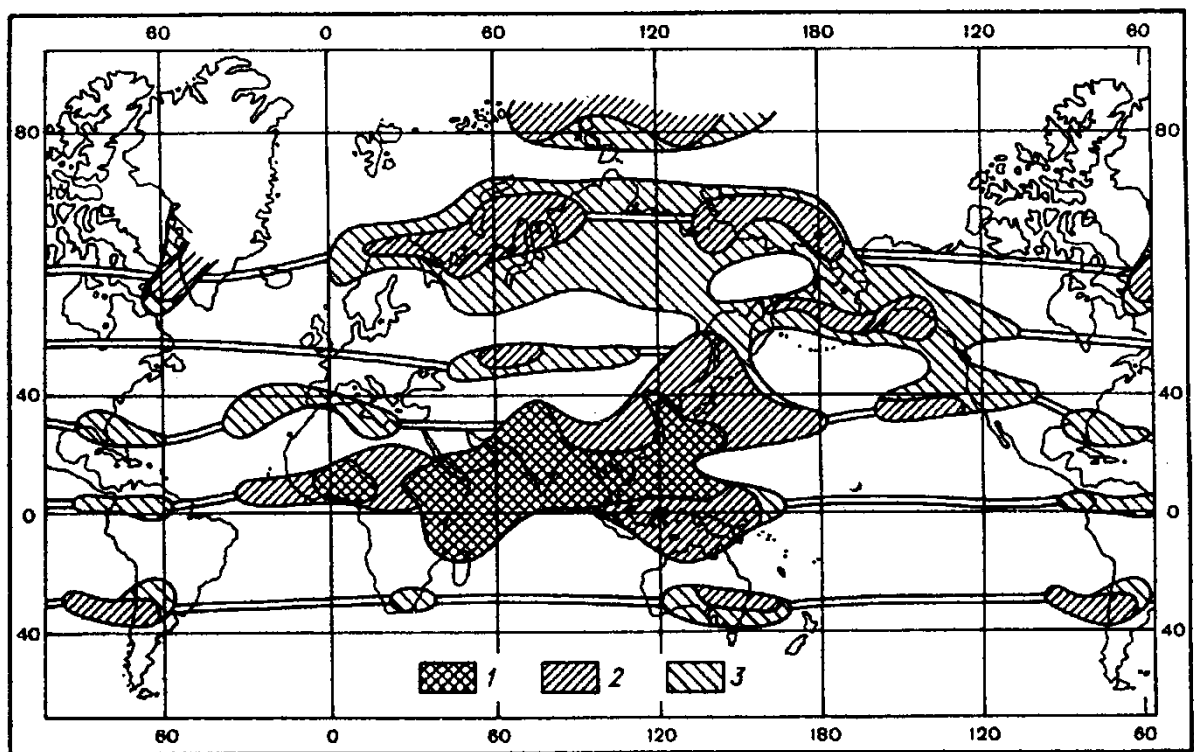
*зональні потоки* – реальні складові загальної циркуляції атмосфери. Сезонний режим погоди у різних областях мусонів може бути різним в залежності від термодинамічного стану повітря, що приймає участь у мусонній циркуляції, а також характеру рельєфу.

Деякі кількісні характеристики, які дозволяють віднести до мусону повітряні течії, утримуються у визначені С.П. Хромова: *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 переважаючий 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 складає  $120^\circ$  і більше, а до *різко переважаючого* – напрямок, що має повторюваність 40% та більше. Механізм формування мусонних вітрів пов'язаний з основними елементами загальної циркуляції атмосфери, циклонами й антициклонами [1].

На основі цих критеріїв Хромов побудував карту, на якій позначені області з мусонами, а також області з «*мусонною тенденцією*». До останніх відносяться ті області, де протилежні вітри зимою й літом мають повторюваність менше 40%. Ця карта зображається на рис. 2.20, з якої видно, що мусонні області об'єднуються у декілька зон, що витягнуті у широтному напрямку. Ці зони разом оконтурюють периферійні райони Євразійського материка з півночі, сходу й півдня. Вони проявляються також в окремих районах Африки, Американських континентів, Австралії, тобто там, де відбувається змінювання напрямку горизонтального градієнта температури між сушею й океаном.

Структура мусонних областей пов'язана зі змінюванням положення й інтенсивності *центрів дії атмосфери*. У відповідності до цього можна виділити такі мусонні зони: тропічну, що розташовується між  $20^\circ$  півн.ш. і  $20^\circ$  півд.ш.; дві субтропічні, які розташовані між  $30$  і  $40^\circ$  ш. в обох півкулях, зону помірних широт і, нарешті, полярну зону. Останні дві зони виявляються тільки у північній півкулі у межах  $50 - 60^\circ$  і біля  $70^\circ$  пн. ш. відповідно.

Мусони зонально розташовуються уздовж тих частин тропічної зони, де спостерігаються достатньо помітні зміни температури і, як наслідок, атмосферного тиску між сушею і океаном у зимовий сезон та улітку. Зональність порушується тільки на сході Азії. Там утворюється меридіональна смуга мусонів, яка є результатом злиття та посилення трьох мусонних зон. У цій азональній області спостерігається *мусонорозділ*. Його наявність пояснюється тим, що він утворюється у результаті дії різних циркуляційних процесів. Мусонорозділ проходить біля  $20^\circ$  півн.ш.



1 – 40 %; 2 – 40-60 %; 3 – 60 %. Заштриховані області з кутом  
(між переважаючими напрямками вітру у січні та липні) від 120 до 180°

Рисунок 2.20 – Повторюваність переважаючих напрямків вітру. За С.П.Хромовим [1]

На південь від нього розташовується зона тропічного мусону, де це явище характеризується найбільшою стійкістю. На північ від мусонорозділу знаходиться область субтропічних мусонів, яка охоплює смугу від 25 до 45° півн.ш. Вона розповсюджується на Китай, Корею, Японію, південну частину Примор'я й проникає у глибину материка до 105° сх.д. Зона мусона помірних широт розташовується між 45 і 65° півн. ш.

Природа мусону у перелічених зонах різна. Якщо тропічний мусон утворюється при взаємодії *Екваторіальної улоговини* і *Сибірського антициклону* узимку, *Азіатської депресії* й *Південно-індійського антициклону* улітку, то субтропічний мусон формується завдяки взаємодії *Азіатської депресії* й *Тихоокеанського антициклону* улітку, *Сибірського максимуму* й південно-західної улоговини *Алеутської депресії* узимку.

Часто як характеристики мусонної циркуляції приймають вологий літній і сухий зимовий періоди разом з характеристиками сезонної варіації напрямку вітру (рис. 2.21).



Рисунок 2.21 – Вологий літній і сухий зимовий мусони

У відповідності з цими характеристиками треба протягом усього року вилучити із областей мусонної циркуляції вологі зони поблизу екватора, а також постійно сухі зони у високих широтах, де переважає антициклональна циркуляція.

## Лекція 2

### 3 ЕНЕРГЕТИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗАГАЛЬНОЇ ЦИРКУЛЯЦІЇ АТМОСФЕРИ

Кожний об'єм повітря володіє трьома видами енергії:

– кінетичною

$$K = \frac{u^2 + v^2 + w^2}{2}; \quad (3.1)$$

– потенціальною

$$\varphi = gz; \quad (3.2)$$

– внутрішньою

$$I = c_v T; \quad (3.3)$$

де  $u, v, w$  – складові швидкості вітру;

$g$  – прискорення вільного падіння;

$c_v$  – питома теплоємність повітря при постійному об'ємі;

$T$  – температура повітря.

*Види енергії*, які записані вище, називаються *питомими*, оскільки вони відносяться до одиниці маси повітря. *Енергію одиничного об'єму називають абсолютною*. Вона дорівнює питомій енергії, помноженій на густину повітря  $\rho$ .

Сума кінетичної та потенціальної енергій називається *механічною енергією*.

В атмосфері постійно відбуваються перетворення одного виду енергії в інші. Процеси перетворення енергій в атмосфері (*рівняння балансу різних видів енергії*) розглянуті в навчальному посібнику [1].

Первісною причиною енергії для загальної циркуляції атмосфери є сонячна радіація. Світність Сонця, як відомо, характеризується сонячною сталою, яка дорівнює  $I_0^* = 1,37 \frac{\text{кВт}}{\text{м}^2}$ . Поперечний переріз Землі у площині

екватора дорівнює  $\pi a^2$ , якщо позначити через  $a$  радіус Землі. Отже на площу цього перерізу приходиться  $1,74 \cdot 10^{14}$  кВт. Частка цієї енергії відбивається у космос. Вона характеризується альбедо Землі як планети. Вимірювання його за допомогою ШСЗ дає значення  $A = 0,28$ . Отже поглинається  $1,25 \cdot 10^{14}$  кВт або на одиницю площини  $S = 4\pi a^2$  поверхні

Землі –  $244 \frac{\text{Дж}}{\text{м}^2}$  за добу. Такою ж є потужність теплового випромінювання Землі у інфрачервоному діапазоні.

Як зазначалося у попередньому розділі, три види енергії притаманні атмосфері. Розглянемо їх кількісні характеристики.

*Внутрішня енергія* всієї маси атмосфери  $m$  :

$$I = \int_m c_v T dm. \quad (3.4)$$

Вона дорівнює  $8,6 \cdot 10^{23}$  Дж. Це відповідає значенню  $1,7 \cdot 10^9$  Дж/м<sup>2</sup>.

*Потенціальна енергія* всієї атмосфери визначається рівністю:

$$\varphi = \int_m g z dm \quad (3.5)$$

і має значення  $3,6 \cdot 10^{23}$  Дж або  $7,2 \cdot 10^8$  Дж/м<sup>2</sup>.

Сума внутрішньої та потенціальної енергій називається *лабільною енергією*  $\Pi$ . Якщо скласти рівності (3.38) і (3.48), які визначають ці види енергії, то отримаємо

$$\Pi = I + \varphi = \int_m c_v T dm + \int_m R_c T dm = \int_m (c_v + R_c) T dm.$$

Але сума питомої теплоємності при постійному об'ємі  $c_v$  і питомої газової сталої сухого повітря  $R_c$  за рівнянням Маєра дорівнює питомій теплоємності при постійному тиску  $R_c + c_v = c_p$ . Тоді маємо:

$$\Pi = \int_m c_p T dm. \quad (3.6)$$

Як відомо, величина  $c_p T$  є *ентальпією* (тепловмістом) одиничної маси повітря. Отже, як виходить з рівняння (3.6), *лабільна енергія* одиничного вертикального стовпа повітря у квазістатичному наближенні дорівнює його тепловмісту. У середньому вона складає  $2,42 \cdot 10^9$  Дж/м<sup>2</sup>, а для всієї атмосфери –  $1,22 \cdot 10^{24}$  Дж.

Припустимо, що в атмосфері відбуваються адіабатичні рухи і атмосфера перейшла в такий стан, коли всі її параметри стану зберігають постійні значення на ізоентропічній поверхні  $\theta = const$ , у тому числі й атмосферний тиск  $p_* = p(\theta)$ . Це означає, що ізобаричні поверхні співпадають з ізоентропічними поверхнями. Тоді, як показав Е. Лоренц, *лабільна енергія* досягає свого мінімуму  $\Pi_* = \min \Pi$ . Очевидно цей мінімум *лабільної енергії*, що називається *недоступною лабільною енергією*, дорівнює:

$$\Pi_* = \int c_p \theta \left( \frac{p_*}{1000} \right)^{\frac{\alpha-1}{\alpha}} dm. \quad (3.7)$$

Різниця між повною лабільною енергією й недоступною називається *доступною лабільною енергією*  $\Pi_g$ :

$$\begin{aligned} \Pi_g = \Pi - \Pi_* &= \int c_p \theta \left( \frac{p}{1000} \right)^{\frac{\alpha-1}{\alpha}} dm - \int c_p \theta \left( \frac{p_*}{1000} \right)^{\frac{\alpha-1}{\alpha}} dm = \\ &= \int c_p \frac{\theta}{(1000)^{\frac{\alpha-1}{\alpha}}} \left[ p^{\frac{\alpha-1}{\alpha}} - p_*^{\frac{\alpha-1}{\alpha}} \right] dm. \end{aligned} \quad (3.8)$$

*Доступна лабільна енергія* це та частина повної лабільної енергії, яка при адіабатичному процесі спроможна перетворитися у кінетичну енергію.

За оцінками А. Оорта, доступна лабільна енергія вертикального стовпа повітря у середньому для атмосфери складає  $5,5 \cdot 10^6 \frac{\text{Дж}}{\text{м}^2}$ . Знайдемо, яку частку повної лабільної енергії містить доступна лабільна енергія. Очевидно ця частка є  $\frac{5,5 \cdot 10^6 \text{ Дж/м}^2}{2,42 \cdot 10^9 \text{ Дж/м}^2} = 2,27 \cdot 10^{-3}$  або біля 0,2% всієї лабільної енергії.

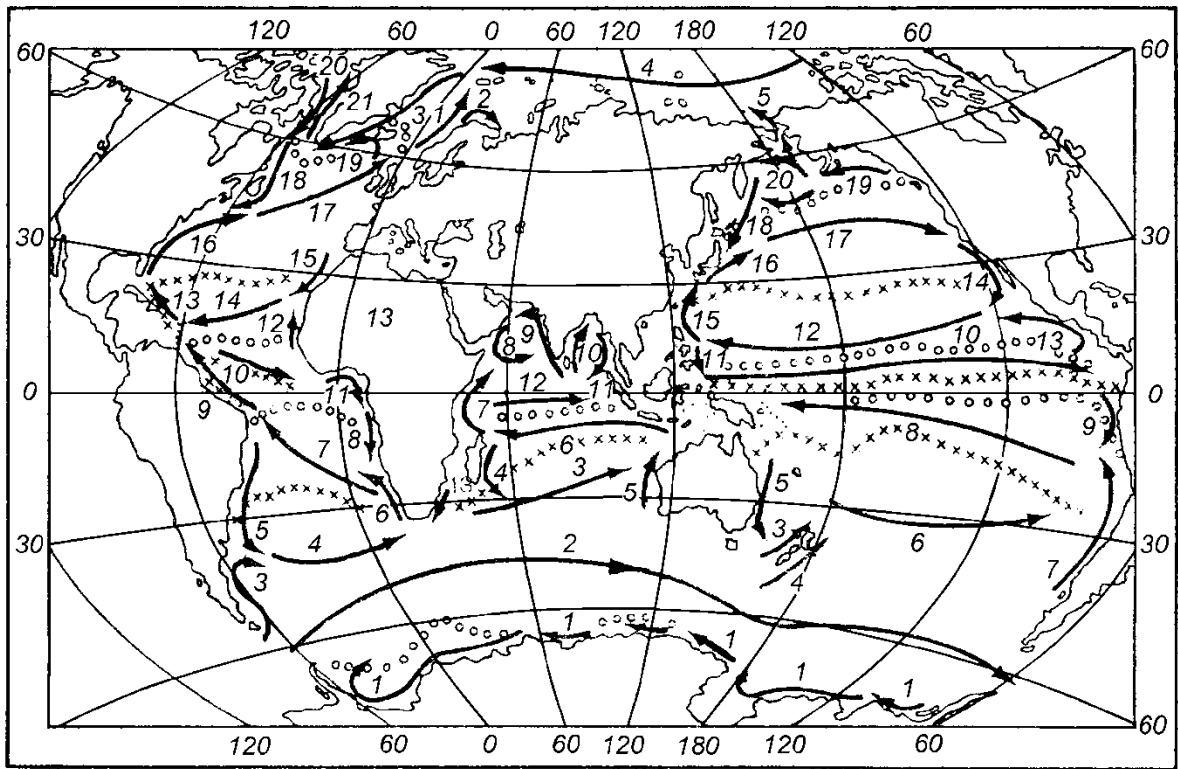
Отже, доступна лабільна енергія складає лише дуже маленьку частку від всієї лабільної енергії. Але не вся вона перетворюється у кінетичну енергію. Оцінки показують, що у середньому кінетична енергія вертикального стовпа повітря дорівнює лише четвертій частині доступної лабільної енергії, тобто  $K = 1,5 \cdot 10^6 \text{ Дж/м}^2$ . Дві третини енергії Сонця, яка засвоюється Землею як планетою, йде на нагрівання атмосфери, верхніх шарів океану та континентів, а одна третина – на випаровування води. Лише дуже мала частина цієї енергії витрачається на генерацію кінетичної енергії. По сучасних оцінках швидкість генерації кінетичної енергії для атмосфери у цілому складає  $\frac{\partial K}{\partial t} \approx 2 \cdot 10^{12} \text{ кВт}$ , а для стовпа повітря з одиничною площиною перерізу –  $4 \text{ Вт/м}^2$ , тобто лише 1,6% від кількості радіації, що засвоюється. Така мала ефективність атмосферної теплової машини і приводить до того, що кінетична енергія складає лише незначну частку (біля 0,06%) від повної енергії атмосфери.

## 4 ОСОБЛИВОСТІ ВЗАЄМОДІЇ АТМОСФЕРИ І ОКЕАНУ

### 4.1 Характеристика циркуляції в океані. Складові загальної циркуляції океану

Рухи в океані розрізняються по просторових  $L$  і часових  $\tau$  масштабах на два класи: дрібно – і мезомасштабні та крупномасштабні. До першого класу відноситься турбулентність океанічних вод ( $L \approx 10^{-4} \dots 10$  м;  $\tau \approx 10^{-3} \dots 10^2$  с); вертикальна тонка шарова структура ( $L \approx 10^{-3} \dots 10$  м;  $\tau \approx 1$  хв...10 год.); акустичні хвилі ( $L \approx 10^{-2} \dots 10^2$  м;  $\tau \approx 10^{-3} \dots 10^0$  с), крім того, до цього класу належать внутрішньогравітаційні хвилі, інерційні коливання, припливи. Другий клас складають синоптичні процеси - фронтальні й вільні океанічні вихори й хвилі Россбі ( $L \approx 10^2 \dots 10^3$  км;  $\tau \approx 1$  доба); сезонні коливання – головним чином мусонні течії ( $L \approx 10^3$  км;  $\tau \approx 1$  рік); головні квазістаціонарні течії у верхніх шарах океану ( $L \approx 10^3 \dots 10^4$  км;  $\tau \approx 1$  рік і більше), повільні термохалінні течії у всій товщині океану ( $L \approx 10^3 \dots 10^4$  км;  $\tau \approx 10^0 \dots 10^2$  років).

Однією з важливіших властивостей загальної циркуляції океану є наявність квазістаціонарних великомасштабних течій. Йдеться про те, що ці течії завжди спостерігаються в акваторіях Світового океану, хоча можуть зазнавати у визначених місцях значних сезонних коливань. Океанічні течії знаходяться у добрій відповідності з динамічною топографією поверхневих вод, тобто з розподілом висот цієї поверхні над глибинним рівнем  $15 \cdot 10^6$  Па, що розраховуються за допомогою рівняння гідростатики по даних гідрологічних станцій про вертикальний розподіл густини води. Відповідність полягає у тому, що ізолінії динамічних висот поверхні океану приблизно співпадають з лініями току великомасштабних рухів. Осі улоговин динамічних висот відповідають лініям дивергенції поверхневих течій, на яких відбувається розходження поверхневих вод і, як наслідок, підняття глибинних вод (*апвеллінг*). Навпаки, осі гребенів динамічної топографії відповідають лініям конвергенції, де відбувається сходження поверхневих вод і їх опускання в глибини (*даунвеллінг*). Лінії дивергенції і конвергенції поділяють карту поверхневих течій на квазіширотні динамічні зони. Послідовно з півдня на північ земної кулі розташовуються: антарктична дивергенція, антарктична конвергенція (вона є й південним полярним океанічним фронтом), південна субтропічна конвергенція, південна тропічна дивергенція, північна тропічна конвергенція, північна тропічна дивергенція, північна субтропічна конвергенція, північна полярна конвергенція (вона є північним полярним океанічним фронтом) і субполярна дивергенція (рис. 4.1).



**Антарктика:** 1 – Приберегова антарктична; 2 – Антарктична циркумполярна. **Тихий океан:** 3 – Західно-Новозеландська; 4 – Східно-Новозеландська; 5 – Східно-Австралійська; 6 – Південно-Тихоокеанська; 7 – Перуанська; 8 – Південна пасатна; 9 – Ель-Ніньо; 10 – Міжпасатна протитечія; 11 – Мінданао; 12 – Північна пасатна; 13 – Мексиканська; 14 – Каліфорнійська; 15 – Формозьська; 16 – Куросіо; 17 – Північно-Тихоокеанська; 18 – Курильська; 19 – Аляскінська; 20 – Східно-Берінгоморська. **Індійський океан:** 3 – Південно-Індоокеанська; 4 – Мадагаскарська; 5 – Західно-Австралійська; 6 – Південна пасатна; 7 – Сомалійська; 8 – Західно-Аравійська; 9 – Східно-Аравійська; 10 – Західно-Бенгальська; 11 – Східно-Бенгальська; 12 – Екваторіальна протитечія; 13 – Мису Ігольного. **Атлантичний океан:** 3 – Фолклендська; 4 – Південно-Атлантична; 5 – Бразильська; 6 – Бенгельська; 7 – Південна пасатна; 8 – Ангольська; 9 – Гвіанська; 10 – Міжпасатна протитечія; 11 – Гвінейська; 12 – Зеленого мису; 13 – Антильська; 14 – Північна пасатна; 15 – Канарська; 16 – Гольфстрім; 17 – Північно-Атлантична; 18 – Лабрадурська; 19 – Ірмінгера; 20 – Баффінова; 21 – Західно-Гренландська. **Арктика:** 1 – Норвежська; 2 – Нордкапська; 3 – Східно-Гренландська; 4 – Західна Арктична; 5 – Тихоокеанська.

Лінії з кружечків – дивергенції; з хрестиків – конвергенції.

Рисунок 4.1 – Великомасштабні течії на поверхні Світового океану

Важливу роль у Світовому океані відіграють Південна й Північна пасатні течії, що йдуть від південної тропічної й північної тропічної дивергенції до північної субтропічної конвергенції. Вони мають значну східну складову, що повністю відповідає пасатним течіям в атмосфері.

На південь від південної тропічної дивергенції з віссю на південній субтропічній конвергенції й на півночі від північної тропічної дивергенції з віссю на північній субтропічній конвергенції у південній та північній половинах океанів розташовуються величезні антициклонічні кругообіги океанічних вод під відповідними атмосферними антициклонами – *центрами дії атмосфери*. У південній півкулі – це антициклони Святої Олени, Маврикія й Південнотихоокеанський, у північній півкулі – Азорський і Гонолульський. Періоди обертання вод в них дорівнюють декілька років.



Наприклад, при радіусі 2500 км і швидкості течії на периферії кругообігу 10 см/с період дорівнює 5 рокам.

Західні гілки цих кругообігів утворюють інтенсивні вузькострумінні граничні течії – Гольфстрім – в Азорському кругообігу, Бразильську течію – у кругообігу Святої Олени, Мадагаскарську течію – у кругообігу Маврикія, Куросіо – у Гонолульському кругообігу й Східно-Австралійську течію – у Південнотихоокеанському кругообігу. Навпаки, на східних гілках кругообігів інтенсифікація граничних течій не відбувається.

У північній частині Індійського океану субтропічний антициклон відсутній і спостерігається виразна мусонна мінливість вітру, а разом з нею і океанічних течій. З вересня до березня, тобто у пору зимового мусону, у цій акваторії Індійського океану спостерігається відносно слабкий циклонічний кругообіг, який включає північну пасатну течію, що повертається біля Африки на південь, і східну течію - у широтній зоні від 3° півн.ш. до 10° півд.ш. У період літнього південно-західного мусону тут утворюється значний антициклонічний кругообіг, який включає південну пасатну течію. Остання повертає біля Африки на північ у вигляді інтенсивної Сомалійської течії, а потім - на схід у вигляді мусонної течії.

Від північної полярної конвергенції на північ розташовуються циклонічні кругообіги вод під відповідними циклонічними системами вітрів: в Атлантичному океані – під Ісландською депресією, а в Тихому – під Алеутською. У південній півкулі на південь від антарктичної конвергенції формується Антарктична циркумполярна течія – найбільш велика течія у Світовому океані. В арктичному Американсько – Азіатському басейні спостерігається великий антициклонічний кругообіг вод з періодом 4 роки. По його західній периферії міститься Західно-Трансарктична течія, яка переходить у Східно-Гренландську течію, що виносить арктичні води в Атлантичний океан. Типові швидкості великих поверхневих течій складають десятки см/с, витрати -  $10^6$  м<sup>3</sup>/с.

Напрямок головних поверхневих течій (рис 4.1) співпадає з переважаючими вітрами. Їх найбільша сезонна мінливість також співпадає з найбільшою сезонною мінливістю вітрів. Все це свідчить про те, що океанічні течії мають переважно вітрове походження. Нагони й стоки океанічної води, які ними утворюються, обумовлюють розглянуту вище динамічну топографію океану з перепадами висот порядку дециметрів. Найбільші відхилення від рівноважного рівня геоїду мають місце на західних периферіях океанів, особливо в субтропіках. Перепад висот між північною субтропічною конвергенцією і північною полярною дивергенцією в Атлантичному океані дорівнює 170 см, а у Тихому океані – 120 см.

Перепади висот поверхні океану й інших ізобаричних поверхонь у ньому утворюють у глибинах океану горизонтальні різниці тиску. Останні являють собою причину бароградієнтних глибинних течій. Циркуляція підповерхневих вод до глибини 1500 м при температурі біля 3,5° С повторює

загалом поверхневу циркуляцію, яка послабляється з глибиною. На більшій глибині циркуляція вод, за винятком Центральної Антарктичної течії, мало пов'язана з поверхневою циркуляцією і полем вітру. За напрямком вона є протилежною від поверхневої циркуляції.

**Синоптичні вихори в океані.** Дослідження динаміки океану показали, що однією з особливостей загальної циркуляції океану є наявність не тільки великомасштабних квазістаціонарних течій, але й вихрових утворень різного масштабу. Ще у 40-ві роки минулого століття було встановлено, що у Гольфстрімі на просторі від мису Гаттерас (Флорида) до Великої Ньюфаундлендської банки виникають поперечні хвилі довжиною 300-400 км. Вони переміщуються на схід зі швидкістю 6-10 см/с і перетворюються у *меандри* з розмахом з півдня на північ до 500 км. Пізніше було встановлено, що таким же чином меандриують Куросіо й інші течії. Головною причиною утворення меандрів є бароклінна нестійкість океанічних струминних течій й ефекти обтікання нерівностей рельєфу дна.

Меандри, що розростаються, відокремлюються від основного потоку і утворюють замкнені кільцеві течії, які називають *рингами* (рис .4.2).



Рисунок 4.2 – Ринги

Напрямок циркуляції води в рингах, залежить від їх положення в океані відносно головної течії. Наприклад, на південь від Гольфстріму вони мають циклонічну циркуляцію і утримують холодну (північну) воду, а на північ від Гольфстріму, навпаки, - теплу (південну) воду і антициклонічний характер циркуляції. Молоді циклонічні ринги мають діаметр біля 200 км, горизонтальні різниці температур  $10-12^{\circ}\text{C}$ , лінійні швидкості обертання у верхніх шарах океану до 2 м/с і більше, проникають на глибину до 3 км і навіть до дна океану. Вони зберігаються, поступово послабляючись, декілька місяців. У середньому за рік між мисом Гаттерас і Великою Банкою утворюється 5-6 пар північних і південних рингів. У Саргасовому морі, куди

пересуваються циклонічні ринги, одночасно може існувати 10-15 таких рингів. Вони дають суттєвий внесок у теплообмін між субтропічною і субполярною зонами океану.

Теплі північні ринги Гольфстріму мають значно менший горизонтальний і вертикальний розміри, меншу енергію й менший термін існування. Вони пересуваються на захід і південний захід й поглинаються Гольфстрімом. Аналогічний характер мають і ринги Курсію.

Океанічні течії характеризуються і синоптичною мінливістю. Синоптичні вихори, що виникають в океані, мають діаметр до 100 км, а в окремих випадках – до 300 км. Швидкість руху води в синоптичних вихорах у верхніх шарах океану складає 30-35 см/с, іноді 70-80 см/с, а швидкості пересування – 3-10 км за добу. Вони можуть виникати на глибинах декілька сотень метрів, майже не виявляючись інколи у поверхневих водах. У синоптичних вихорах спостерігаються фронти шириною 10-15 км з перепадами температури 1,5 – 2,0° С.

Як і в атмосфері, в океанах спостерігається *явище від'ємної в'язкості*. Воно полягає у тому, що відбувається перенос кінетичної енергії від малих масштабів до великих. Це приводить до зростання середніх розмірів синоптичних вихорів, їх баротропізації й перетворення у хвилі Россбі, які переміщуються на захід й розтягаються у зональному напрямку. Океанічні синоптичні процеси відрізняються від атмосферних тим, що їх просторові масштаби значно менші, часові масштаби значно більші, а механізми їх генерації більш різноманітні.

Основним механізмом генерації синоптичних вихорів в океані є бароклинна нестійкість крупномасштабних течій, але можлива й генерація їх під впливом прямих атмосферних взаємодій.

Таким чином, рухи синоптичних масштабів можна розділити на 4 типи: меандри і ринги на струминних течіях; вихори у відкритому океані, що породжуються бароклинною нестійкістю; вихори, що породжуються топографічними ефектами на дні і узбережжях океану; вихори, що виникають під дією атмосферних взаємодій.

## **4.2 Особливості взаємодії атмосфери і океану**

Особливості взаємодії атмосфери і океану залежать від властивостей цих гілок кліматичної системи, а також від характеру процесів, що обумовлюють ці властивості. Якщо взаємодії з діяльним шаром літосфери залежать у великий мірі від його теплового стану, який обумовлюється кількістю поглиненої сонячної енергії, з одного боку, і процесами молекулярного теплообміну у ґрунті, з іншого, то в океані крім молекулярної теплопровідності велике значення мають процеси іншої природи. Відмінності розповсюдження тепла в океані обумовлені, перш за все,

великою теплопровідністю води, особливо у верхньому її шарі, товщиною 50-100 метрів, яка майже у два рази більша, ніж теплопровідність у ґрунті, великою об'ємною теплоємністю, проникненням сонячної радіації до значно більших глибин. Завдяки зазначеним чинникам виникають більш складні порівняно з молекулярною теплопровідністю фізичні механізми теплообміну. Тепловміст води обумовлюється радіаційним балансом її поверхні, турбулентним потоком тепла у приземному шарі атмосфери, витратами тепла на випаровування. Крім того, теплообмін відбувається під впливом упорядкованих вертикальних рухів води, а також під дією адвекції океанічними течіями та вихровими рухами синоптичного та мезомасштабу.

Верхній шар океану за рахунок динамічного та теплового впливу атмосфери завжди знаходиться у турбулізованому стані. Найбільш інтенсивний приплив енергії турбулентності припадає на вже розглянуті вище вихори синоптичного масштабу. Але значний вплив на теплообмін, особливо у верхньому шарі океану, чинить дрібномасштабна турбулентність. У дрібномасштабній ділянці спектра спостерігається добре виявлений вплив вітру, який приводить до вертикального перемішування верхнього шару океану. Великий турбулізований вплив чинять вітрові хвилі. Флуктуаційна складова поля швидкості відзначається збуреннями, обумовленими орбітальним рухом частинок рідини та чисто турбулентними неупорядкованими пульсаціями. Внесок перших з них швидко зменшується з глибиною і практично стає незначним на глибині 5-6 м. Отже, найбільше значення має дрібномасштабна турбулентність, яка виникає у дрейфовому русі поверхневих океанічних вод за рахунок передачі енергії вітру.

Атмосфера впливає на інтенсивність турбулентного перемішування в океані не тільки обміном імпульсу, але й за допомогою тепло- й вологообміну, дія яких виявляється у формуванні певної стратифікації вод у поверхневому шарі океану. Турбулентні вихори у стійко стратифікованому шарі дисипуються. Нестійка стратифікація, навпаки, збільшує інтенсивність турбулентного перемішування, яке за певних умов може перейти у конвекцію.

Конвективні рухи в океані, як і в атмосфері, виникають при нестійкій стратифікації густини. Вони мають чарункову структуру циркуляції з низхідними рухами у центрі чарунки і з висхідними на її периферії. При збільшенні товщини шару конвекції, а також різниці температури на межах конвективного шару, збільшується інтенсивність турбулентності, яка створює конвективні осередки. Останні можуть перетворюватися у неупорядковану сукупність нестационарних струменів різної довжини, а також тонких шарів, що опускаються.

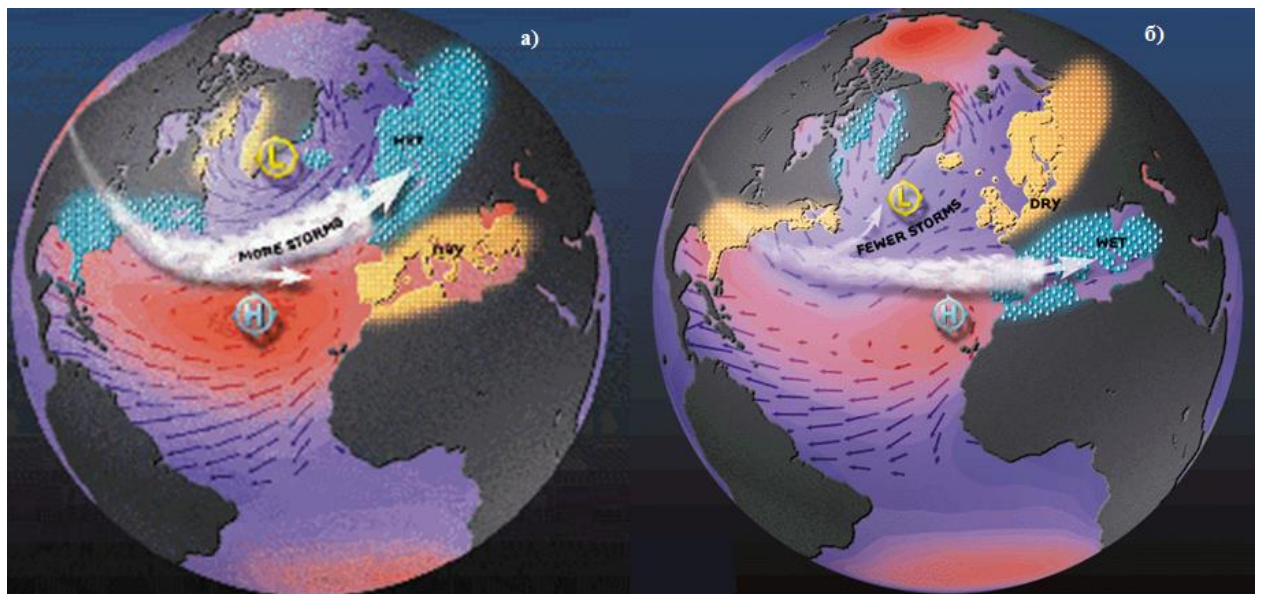
Під дією турбулентного й конвективного теплообміну відбувається вирівнювання температури й солоності у поверхневому шарі води, який називається *квасіоднорідним шаром* або *шаром перемішування*. Нижче цього шару температура води з глибиною швидко змінюється. Шар з різким змінюванням температури називається *шаром сезонного термоклин*у.

Найбільш виразно термоклин виявляється в період з липня по жовтень. У цей час товщина квазіоднорідного шару невелика й досягає 50 м. Із зростанням інтенсивності конвективних рухів та турбулентного перемішування у період з грудня по березень товщина квазіоднорідного шару зростає до 100-150 м, а сезонний термоклин стає менш виразним.

На більшій глибині температура води повільно зменшується з глибиною, наближаючись до постійної на протязі року температури у 2-4 °С на глибинах, нижче 300 м.

Тепловий стан діяльного шару океану, що складається під дією розглянутих вище термодинамічних процесів макро-, мезо- і мікромасштабу, у великій мірі впливає на процеси взаємодії океану з атмосферою, а через останню і з іншими компонентами кліматичної системи.

Зараз велика увага в роботах, пов'язаних з дослідженнями змін і коливань клімату, приділяється коливальним механізмам термобаричних взаємодій у системі океан-атмосфера. Прикладом такої взаємодії є *Північно-Атлантичне колювання (ПАК)*. Воно визначає собою періодично мінливі за величиною аномалії тиску в атмосфері Північної Атлантики і характеризується різницею тиску в Азорському максимумі й в Ісландській депресії (рис.4.3).



а) позитивна фаза; б) негативна фаза

Рисунок 4.3 – Північно-Атлантичне колювання

З аномаліями різниці тиску, що приводять до зміни меридіонального горизонтального градієнта тиску, пов'язані зонально-орієнтовані контрасти зимових температур між Гренландією і Європейським континентом, виникнення позитивних аномалій тепла над Європою з інтенсивними опадами. Як показують дослідження, ПАК має двох-, шести- і квазидесятирічну періодичність. З останньою пов'язують десятирічну

періодичність у коливаннях клімату на Європейському континенті. Розглядаються дві фази ПАК - “позитивна” і “негативна”. При “позитивній” фазі великими є меридіональні градієнти тиску взимку над Північною Атлантикою, тому що ісландська депресія значно поглиблюється, а Азорський антициклон підсилюється. При “негативній” фазі вони послабляються, а центр Азорського антициклону переміщується на схід до берегів Північної Африки. Ці процеси визначають характер бароклінності, положення й інтенсивність західно-східного переносу у середній тропосфері, і таким чином, траєкторії циклонічних вихорів і їх інтенсивність.

Циркуляційні процеси в атмосфері різних регіонів північної півкулі пов’язані між собою. Визначальні їхні умови тепло і вологообміну у Північній Атлантиці є важливим чинником формування кліматичного режиму Європи. Однак вплив Атлантики поширюється, як відомо і на велику частину Євразійського континенту. З іншого боку, на розвиток циркуляційних процесів над Північною Атлантикою, особливо в холодний період, роблять погоду і кліматоформуючі умови, що складаються на Північноамериканському континенті. Вони, у свою чергу, залежать від фаз *Північно-Тихоокеанського коливання (ПТК)*.

Варто помітити, що ПАК і ПТК не є єдиними коливальними механізмами термобаричних взаємодій у системі океан-атмосфера. Має місце також *Арктична осциляція* (рис.4.4), що являє собою періодичне посилення й послаблення арктичного максимуму атмосферного тиску.

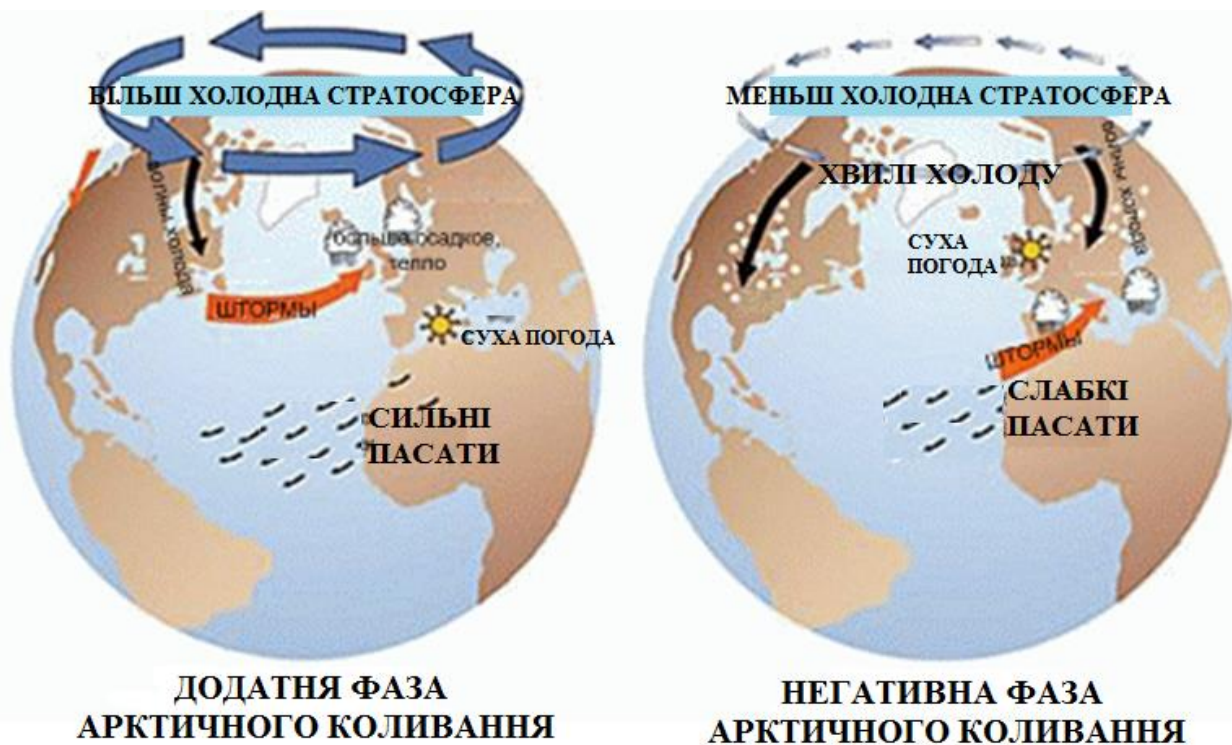


Рисунок 4.4 – Арктична осциляція

Послаблення його сполучене з посиленням циклонічної діяльності над Арктичним басейном, підвищенням температури повітря, збільшенням опадів. У теплий період відбувається розширення зони відкритої води і збільшується акумуляція тепла. Це, у свою чергу, приводить до зменшення обсягів льоду, що утворюється взимку. Зростає водообмін і льодообмін через протоку Фрама, приводячи до посилення опріснення в Північно-Європейському басейні і надходження атлантичних вод в Арктичний басейн.

Особливою коливальною структурою в системі океан-атмосфера є *валкерівська циркуляція*, яка безпосередньо пов'язана з Ель-Ніньо - Південне коливання (ЕНПК). *Валкерівський осередок* являє собою зональну циркуляцію в екваторіальній області, керовану температурним градієнтом океану. Повітряні маси північно-східного пасату над Тихим океаном переміщуються з більш холодних східних акваторій океану в західному напрямку, де вони прогріваються, збагачуються вологою, піднімаються догори в області екваторіальної улоговини і переносяться в протилежному напрямку (рис. 4.5).

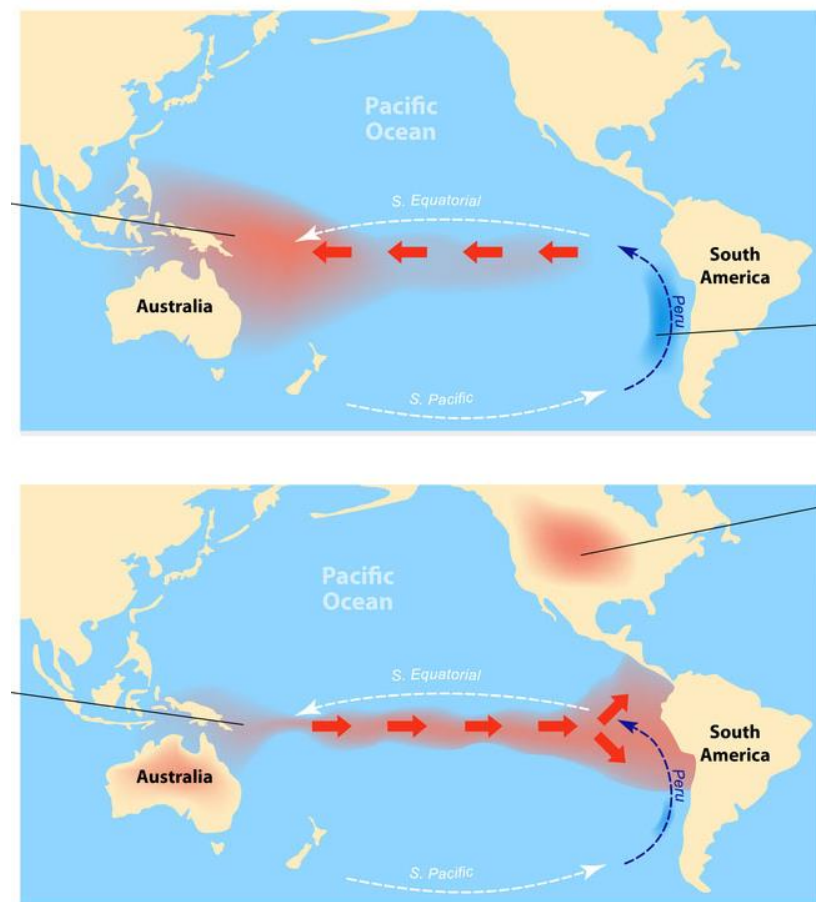


Рисунок 4.5 – Валкерівський осередок

*Циркуляція Валкера* безпосередньо пов'язана з так називаним Південним коливанням (ПК). Інтегральною кількісною характеристикою ПК (індексом

ПК) є перепад тиску між Таїті і п. Дарвін. Зі зміною позитивних і негативних аномалій температури поверхневих вод в екваторіальній частині Тихого океану пов'язані атмосферні флуктуації. Позитивні аномалії виявляються нерегулярно, тримаються протягом 12-18 місяців і досягають значних величин. Наприклад, у 1982 році в океані під впливом атмосферних чинників в екваторіальній зоні сформувалася тепла температурна аномалія, що переносилася до східної периферії Тихого океану на рівні термоклину і досягла поверхневих шарів у листопаді-грудні 1982 року. Біля берегів Чилі аномалія температури склала  $4^{\circ}\text{C}$ .

Позитивні аномалії температури в східній приекваторіальній частині Тихого океану, так звані Ель-Ніньо (ЕН), пов'язані з певними атмосферними явищами (рис.4.6). По-перше, формується аномальний атмосферний тиск над австралійсько-індонезійським регіоном, що сполучається з ослабленням субтропічного максимуму у південно-східній зоні Тихого океану. Така структура поля тиску відноситься до негативної фази ПК.

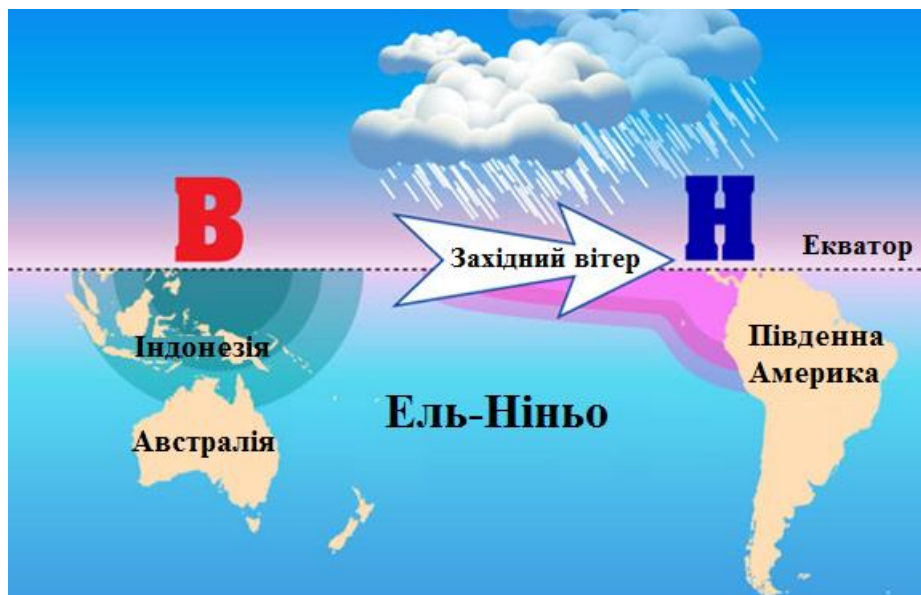


Рисунок 4.6 – Явище Ель-Ніньо

По-друге, відбувається послаблення чи зміна напрямку східних вітрів в екваторіальній частині Тихого океану, що викликає збій у середньокліматичному зональному осередку циркуляції. По-третє, відбувається різке збільшення опадів в екваторіальних районах на схід від  $160^{\circ}$  сх.д. По-четверте, виявляються глобальні наслідки у позатропічних широтах, що характеризуються поглибленням і зсувом на південь алеутського мінімуму в зимовий сезон північної півкулі. Варто підкреслити, що в цей сезон алеутська депресія відіграє велику роль у розвитку ПТК.

Великий інтерес являють часові коливання Ель-Ніньо – Південного коливання. Відзначається висока когерентність між уздовжекваторіальним градієнтом тиску і різницею тиску на лінії Таїті-Дарвін з періодом 40-60



місяців при зсуві фаз між о. Пасхи і Дарвіном у 8 місяців. Наводяться дані про різні періодичності ЕНПК. Однак усі вони укладаються в інтервал від 2 до 8 років.

У деяких наукових працях наводяться дані про глобальні відгуки на ЕНПК, а саме про його вплив на атмосферні процеси в Індійському океані й Атлантиці. Процеси, які пов'язані з взаємодією в системі ЕНПК, і вплив цих процесів на глобальну атмосферну циркуляцію покладені в основу ідейної частини проекту короткоперіодних коливань клімату "Tropical Ocean and Global Atmosphere".

Феномен Ель-Ніньо також може впливати на атлантичну ТХЦ за допомогою зміни балансу прісної води у тропічній частині Атлантики.

## ЛІТЕРАТУРА

1. Гончарова Л.Д. та інш. Клімат і загальна циркуляція атмосфери: навчальний посібник / Л.Д.Гончарова, Е.М. Серга, Є.П. Шкільний. – К.: КНТ, 2005. – 251 с.
2. Степаненко С.М. Динаміка та моделювання клімату: підручник для студентів вищих навчальних закладів / С.М. Степаненко. – Одеса: Екологія, 2013. – 204 с.
3. Врублевська О.О., Катеруша Г.П., Гончарова Л.Д. Кліматологія. Підручник. – МОН України. – Одес. держ. еколог. ун-т. – Одеса: Екологія, 2013. – 344 с.
4. Гончарова Л.Д. Воздушные течения тропосферы и стратосферы северного полушария. Монография.-Одесск..гос-ный эколог.ун-т.- Одесса: ТЭС, 2014. – 298 с.