

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

ГАЛИЧ Є. А.

АЕРОКЛІМАТОЛОГІЯ

Конспект лекцій

Одеса
Одеський державний екологічний університет
2016

ББК 26.234.7
Г 15
УДК 551.58

Рекомендовано методичною радою Одеського державного екологічного університету Міністерства освіти і науки України як конспект лекцій (протокол №7 від 31.03. 2016 р.)

Галич Є. А.

Аерокліматологія: конспект лекцій. Одеса, Одеський державний екологічний університет, 2016. 63 с.

У конспекті лекцій представлений сучасний аналіз кліматичних показників метеорологічних величин тропосфери й стратосфери, який дозволяє виявити загальні закономірності просторово-часового розподілу багаторічних середньомісячних значень метеорологічних величин та розглянути особливості їх вертикального розподілу в різних широтних зонах.

Конспект лекцій призначено для магістрів – кліматологів.

ISBN 978-966-186-038-3

ЗМІСТ

Передмова.....	4
Вступ.....	5
1 Загальні характеристики верхньої атмосфери.....	7
1.1 Поняття тиску, густини та температури для верхньої атмосфери	7
1.2 Нерівноважність атмосфери та межі застосування рівнянь гідростатики.....	10
1.3 Деякі відомості про індекси сонячної та геомагнітної активності	13
1.4 Методи вимірювань параметрів верхньої атмосфери.....	17
2 Термічний режим тропосфери та стратосфери.....	19
2.1 Основні аерокліматичні характеристики температури.....	19
2.2 Основні закономірності сезонних змінень середнього температурного режиму тропосфери та стратосфери.....	20
2.2.1 Характерні особливості меридіонально-вертикального розподілу середньої зональної температури в тропосфері.....	20
2.2.2 Характерні особливості меридіонально-вертикального розподілу середньої зональної температури в стратосфері.....	22
2.2.3 Загальні закономірності просторово-часового розподілу температури в тропосфері.....	23
2.2.4 Загальні закономірності просторово-часового розподілу температури в стратосфері.....	29
2.3 Географічні положення зон найвищих меридіональних і зональних градієнтів температури у вільній атмосфері.....	35
3 Характеристика баричного та вологісного режимів вільної атмосфери.	38
3.1 Основні складові загальної циркуляції атмосфери.....	38
3.2 Баричний режим та переважаючі умови циркуляції в тропосфері	41
3.3 Баричний режим та переважаючі умови циркуляції в стратосфері.....	49
3.4 Режим вологості у вільній атмосфері.....	55
3.4.1 Просторово-часовий розподіл вологості в тропосфері.	56
3.4.2 Особливості вертикального розподілу вологості.....	59
Перелік посилань.....	61

ПЕРЕДМОВА

Мета дисципліни – надати основні закономірності глобального висотного режиму температури, вологості, геопотенціалу й циркуляції в тропосфері та стратосфері з визначенням різниць режиму фізичних параметрів атмосфери обох півкуль.

Завданням дисципліни є формування у магістрів-кліматологів глибоких знань про фізичні взаємодії в ланках кліматичної системи у зв'язку з глобальними змінами клімату Землі в кінці ХХ-го та на початку ХХІ століть.

Ознайомлення з сучасним аналізом кліматичних показників метеорологічних величин дозволяє виявити загальні закономірності просторово-часового розподілу багаторічних середньомісячних значень метеорологічних величин у тропосфері й нижній стратосфері та розглянути особливості їх вертикального розподілу в різних широтних зонах.

Дисципліна «Аерокліматологія» у великій мірі синтезує знання, що отримані студентами при проходженні дисциплін «Фізика атмосфери», «Динамічна метеорологія», «Синоптична метеорологія», «Кліматологія», «Астрономія», «Багатовимірний статистичний аналіз» та «Основи теорії клімату».

Після вивчення дисципліни студент має засвоїти базові знання, він повинен **знати:**

- основні аерокліматичні характеристики температури, вологості та геопотенціалу в тропосфері та стратосфері;
- основні закономірності сезонних змін середнього температурного режиму тропосфери та стратосфери;
- географічні положення зон найвищих меридіональних і зональних градієнтів температури у вільній атмосфері;
- особливості баричного режиму та переважаючі умови циркуляції у тропосфері та стратосфері обох півкуль;
- умови порушення переважаючих умов циркуляції у вільній атмосфері;
- прояви довгоперіодних циклічностей в атмосфері Землі позатропічних широт;
- особливості вертикального розподілу вологості у різних широтних зонах вільної атмосфери;

вміти:

- аналізувати аерокліматичні показники, використовуючи емпіричні дані;
- використовувати основні фізичні закони, що притаманні великомасштабним атмосферним процесам, при поясненні причин змінення й коливання глобального клімату наприкінці ХХ-го та на початку ХХІ-го століть;
- творчо самостійно працювати з науковою літературою за основними напрямками дослідження термічного, баричного режимів шарів вільної атмосфери.

ВСТУП

Кліматична система складається з атмосфери, світового океану, суходолу з його гідрологічними процесами, рослинністю, сніговим та льодовим покриттями на суші та океані.

Клімат – багаторічний режим фізичних станів системи атмосфера-океан-суходіл, або *клімат* – характерна для визначеного регіону сукупність і повторюваність умов погоди з їх сезонними змінами (визначення російського кліматолога Е.К. Федорова).

Клімати різних районів Землі тісно пов'язані між собою, тому зміни в одному з них впливають на всі інші.

Для вивчення сучасного клімату необхідно мати повне уявлення про взаємозв'язки процесів у просторі та часі. Найбільш повні дані про клімат та можливі зміни його з часом можуть бути отримані в результаті фізико-статистичного узагальнення спостережень за метеорологічними величинами, які отримані різними методами дослідження та аналізу найбільш суттєвих кліматичних показників як на рівні моря, так і на інших рівнях в атмосфері.

Аерокліматологія – розділ кліматології, присвячений дослідженню клімату тропосфери й стратосфери, його формуванню та часовому коливанню [Гаврилова, 1982].

Вивчення термічного та пов'язаного з ним баричного режимів атмосфери до великих висот у планетарному масштабі або над окремими півкулями має першочергове значення для пізнання клімату вільної атмосфери та дослідження загальної циркуляції атмосфери як основи для розробки методів довгострокових прогнозів погоди.

На даний час за допомогою радіозондових (що досягають ізобаричної поверхні 10 гПа – 30 км), ракетних (до ізобаричної поверхні 0,01 гПа – 90 км), а також супутникових даних накопичено значний об'єм інформації з особливостей розподілу та коливання метеорологічних величин в тропосфері та стратосфері (рис. В.1). Тому основні закономірності просторово-часового розподілу метеорологічних величин виявлені достатньо надійно.

З появою метеорологічних супутників пов'язане значне розширення можливостей дослідження атмосфери й діяльного шару Землі. Накопичення й фізико-статистичне узагальнення значного числа телевізійних (рис. В.2) та інфрачервоних зображень дало можливість встановити закономірності просторово-часового розподілу снігового, льодового та хмарного покриттів Землі, які значно впливають на тепловий баланс системи Земля – атмосфера та на формування регіонального й глобального кліматів планети.

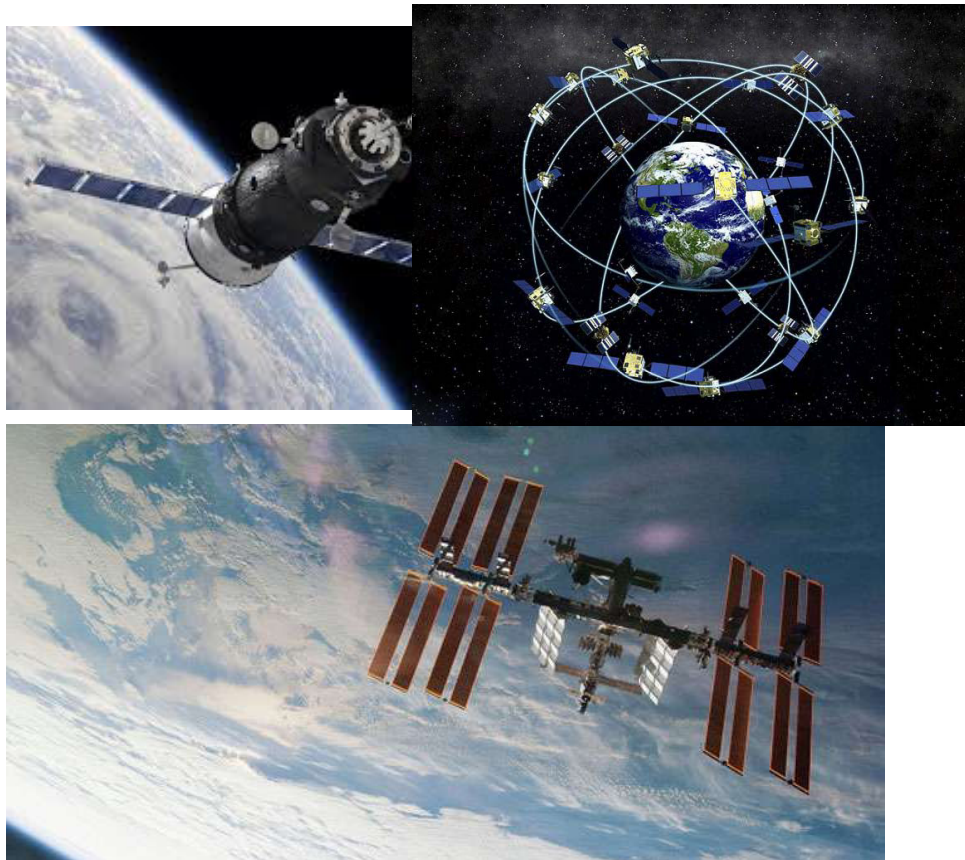


Рисунок В.1 – Штучні супутники Землі [imustravel.ca]

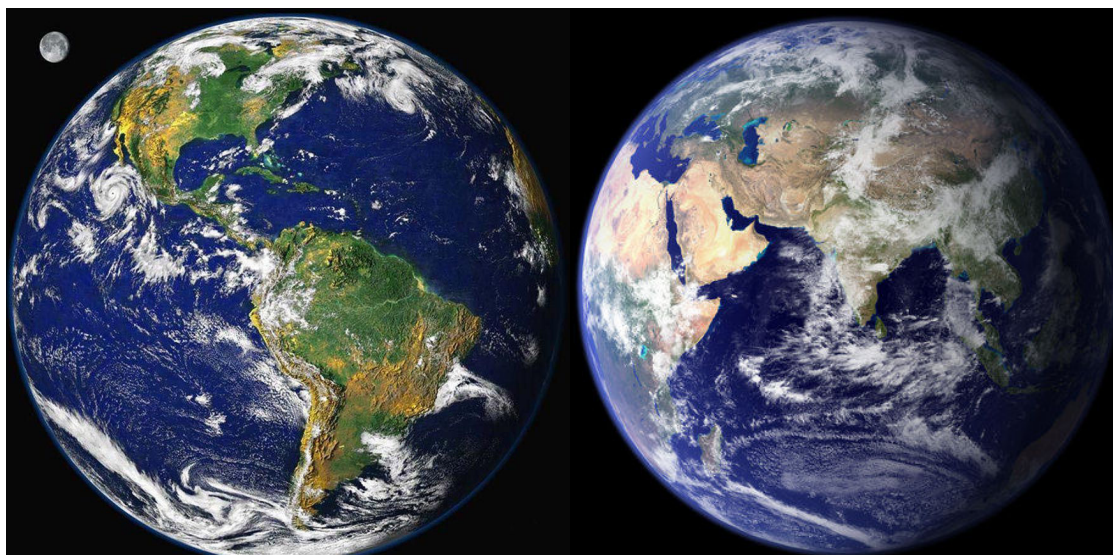


Рисунок В.2 – Знімки Землі з штучних супутників [drunkguest.com]

Сучасний аналіз кліматичних показників метеорологічних величин дозволяє встановити загальні закономірності просторово-часового розподілу багаторічних середньомісячних значень метеорологічних величин в тропосфері й стратосфері та розглянути особливості їх вертикального розподілу в різних широтних зонах.

1 ЗАГАЛЬНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕРХНЬОЇ АТМОСФЕРИ

1.1 Поняття тиску, густини та температури для верхньої атмосфери

Атмосфера за своїми фізичними властивостями неоднорідна як вертикально, так і горизонтально. З висотою різниця властивостей атмосферних шарів найбільш чітко проявляється в характері розподілу температури повітря з висотою (табл.1.1). Атмосфера поділяється на основні та перехідні шари (рис. 1.1, 1.2):

- 1) Тропосфера – шар, в якому температура повітря зазвичай зменшується з висотою в середньому на $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.
- 2) Тропопауза – перехідний шар, який є основою інверсійного або ізотермічного розподілу температури в стратосфері.
- 3) Стратосфера – шар, в якому температура повітря зазвичай збільшується з висотою. Нижня стратосфера більш-менш ізотермічна. Але починаючи з висоти біля 25 км температура в стратосфері швидко зростає з висотою, досягаючи на висоті біля 50 км максимальних значень (від 1 до 5°C). Внаслідок зростання температури з висотою *турбулентність* в стратосфері *не значна*. Водяної пари в стратосфері мізерно мало. Однак на висотах 22-27 км іноді у високих широтах спостерігаються дуже тонкі *перлинні хмари*, які вночі здаються кольоровими, тому що освітлюються Сонцем, що знаходиться під обрієм. Ці хмари складаються із переохолоджених водяних крапель. Стратосфера характеризується ще вмістом атмосферного озону. З цього погляду стратосферу ще називають *озоносферою*. Зростання температури з висотою в стратосфері пояснюється поглинанням сонячної радіації озоном.
- 4) Стратопауза – перехідний шар між стратосферою й мезосферою.
- 5) Мезосфера – шар, в якому температура повітря зменшується з висотою. Внаслідок швидкого зниження температури з висотою в мезосфері сильно *розвинута турбулентність*. На висотах, близьких до верхньої межі мезосфери (82-85 км), спостерігаються ще особливого роду хмари, що також освітлюються сонцем у нічний час – *сріблясті хмари*.
- 6) Мезопауза – перехідний ізотермічний шар між мезосферою й термосферою.
- 7) Термосфера – шар над мезопаузою, в якому температура повітря зазвичай збільшується з висотою. Повітря в термосфері надзвичайно розріджене. При такій малій щільності кожний кубічний сантиметр повітря на висоті 300 км містить біля одного мільярда молекул або атомів, а на висоті 600 км - більше 10 мільйонів. Це на декілька порядків більше, ніж вміст газів у міжпланетному космічному просторі.

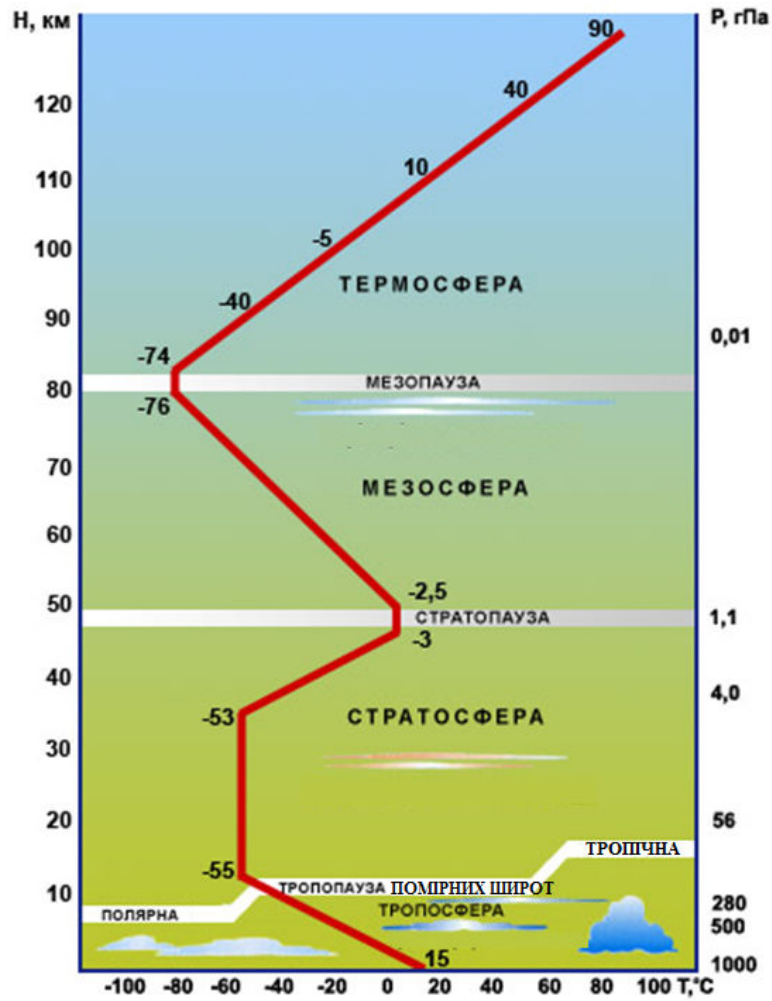


Рисунок 1.1 – Вертикальний розподіл температури повітря та атмосферного тиску [meteo-kuzbass.ru]

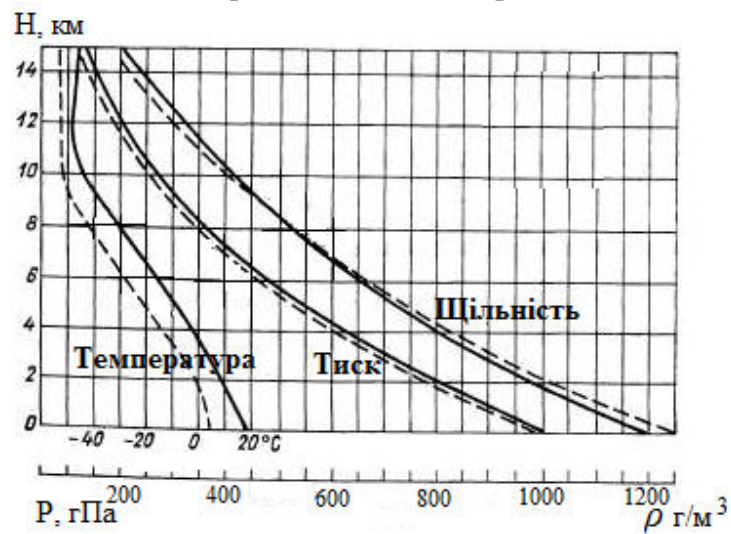


Рисунок 1.2 – Вертикальний розподіл температури повітря, щільності та атмосферного тиску

Таблиця 1.1 – Значення фізичних параметрів тропосфери та стратосфери

Висота, км	T , К	T , °С	p , гПа	ρ , г/м ³	Висота, км	T , К	T , °С	p , гПа	ρ , г/м ³
0	294	21	1006,81	1190,0	42	265	-8	2,35	3,08
2	278	5	795,34	989,0	44	269	-4	1,81	2,35
4	261	-12	619,78	815,0	46	274	1	1,40	1,75
6	247	-26	476,14	661,0	48	274	1	1,10	1,40
8	233	-40	359,10	530,0	50	272	-1	0,85	1,09
10	220	-53	267,33	420,0	52	269	-4	0,65	0,84
12	217	-56	198,17	317,0	54	266	-7	0,48	0,63
14	215	-58	143,64	233,0	56	261	-12	0,41	0,55
16	215	-58	105,07	171,0	58	256	-17	0,30	0,40
18	216	-57	76,87	157,0	60	252	-21	0,23	0,32
20	216	-57	55,73	87,7	62	247	-26	0,17	0,25
22	218	-55	40,83	65,0	64	241	-32	0,12	0,18
24	219	-54	30,19	47,0	66	236	-37	0,10	0,14
26	224	-49	22,21	34,8	68	231	-42	0,07	0,10
28	227	-46	16,49	25,4	70	226	-47	0,05	0,08
30	231	-42	12,26	18,6	72	221	-52	0,04	0,06
32	235	-38	9,15	13,6	74	217	-56	0,03	0,04
34	240	-33	6,90	10,1	76	213	-60	0,02	0,03
36	246	-27	5,21	7,44	78	213	-60	0,01	0,02
38	251	-22	3,98	5,52	80	214	-59	0,01	0,02
40	258	-15	3,05	4,12					

Верхній атмосфері притаманні такі властивості [Школьний та ін., 2010]:

- високий ступінь розрідженості, який визначається, особливо у верхній частині, низькими значеннями густини ρ й атмосферного тиску p повітря (уявлення про це можна отримати за даними табл. 1.2).

Таблиця 1.2 – Значення та порядки фізичних параметрів верхньої атмосфери

z , км	50	100	150	200
T , К	300	170	900	1200
ρ , $\frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$	10^{-3}	10^{-5}	$5 \cdot 10^{-8}$	10^{-10}
P , Па	10^2	10^{-1}	10^{-3}	$5 \cdot 10^{-4}$
μ , $\frac{\text{кг}}{\text{моль}}$	29	29	26	25

- нагрівання повітряного середовища за рахунок енергії фотохімічних процесів, яке створює специфічний вертикальний профіль температури;
- зміни газового складу атмосфери і зменшення відносної молекулярної маси μ вище 100 км (табл. 1.2), обумовлене збільшенням з висотою температури, що приводить до утворення стійкої стратифікації і, як наслідок, до несприятливих умов для виникнення упорядкованих вертикальних рухів і турбулентності, під дією яких у гомосфері (шар з верхньою межею 90-100 км) відбувається перемішування атмосферного повітря.

Зміна хімічного складу атмосфери з висотою представлена на рис.1.3.

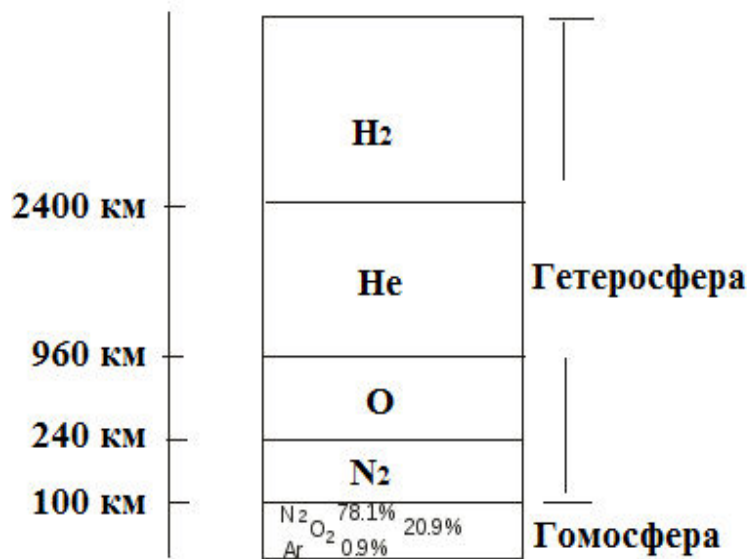


Рисунок 1.3 – Зміна хімічного складу атмосфери з висотою

1.2 Нерівноважність атмосфери та межі застосування рівнянь гідростатики

1.2.1 Рівняння статки для верхньої атмосфери

Гідростатичну властивість верхньої атмосфери можна виразити рівнянням статки [Школьнік та ін., 2010]:

$$\frac{dp}{dz} = -mng, \quad (1.1)$$

де p – атмосферний тиск;

$n = \sum n_i$ – кількість частинок i -тих газів в одиниці об'єму;

$mn = \rho$ – рівняння густини;

$m = \frac{1}{n} \sum_i m_i n_i$ – середня маса частинок;

m_i – маса однієї частинки i -того газу;

g – прискорення вільного падіння.

З урахуванням рівняння стану ідеального газу для одного моля:

$$p = knT \quad (1.2)$$

будемо мати

$$n = \frac{p}{kT}. \quad (1.3)$$

Якщо підставити (1.3) в рівняння (1.1) будемо мати:

$$\frac{dp}{dz} = -\frac{mp}{kT} g \quad (1.4)$$

або

$$\frac{dp}{p} = -\frac{dz}{\frac{kT}{mg}}. \quad (1.5)$$

де $k = 1,38 \cdot 10^{-23} \frac{\text{Дж}}{\text{К}}$ – стала Больцмана.

Величина

$$\frac{kT}{mg} = H \quad (2.6)$$

називається **висотою однорідної атмосфери** і дорівнює подвійній відстані, на яку можуть піднятися у вертикальному напрямку проти сили тяжіння молекули та атоми, що мають внутрішню енергію відносно цієї осі руху oz $E_{\hat{a}i_z} = \frac{kT}{2}$.

Таким чином, рівняння статки верхньої атмосфери має вигляд:

$$\boxed{\frac{dp}{p} = -\frac{dz}{H}}. \quad (1.7)$$

Якщо проінтегрувати рівняння (1.7) в границях від p_0 до p і z_0 до z , то рівняння статики можна записати в інтегральній формі, яка називається барометричною формулою верхньої атмосфери:

$$p(z) = p_0 \exp \left[- \int_{z_0}^z \frac{dz}{H} \right], \quad (1.8)$$

або, якщо використати рівняння стану (1.2):

$$n(z) = n_0 \frac{T_0}{T(z)} \exp \left[- \int_{z_0}^z \frac{dz}{H} \right]. \quad (1.9)$$

Для ізотермічної атмосфери $T(z) = T_0 = \text{const}$ і при незначному змінненні z висотою H при віддаленні від z_0 (тобто, коли $m = \text{const}$; $g = \text{const}$), маємо

$$p(z) = p_0 \exp \left[- \frac{z - z_0}{H} \right], \quad (1.10)$$

$$n(z) = n_0 \exp \left[- \frac{z - z_0}{H} \right], \quad (1.11)$$

$$\rho(z) = \rho_0 \exp \left[- \frac{z - z_0}{H} \right]. \quad (1.12)$$

Рівняння (1.12) випливає з формули (1.11), якщо обидві частини останнього помножити на масу m . На тих висотах верхньої атмосфери, де відбувається гравітаційний розділ газів (зменшення z висотою відносної молекулярної маси), кожна газова компонента має свою однорідну атмосферу

$$H_i = \frac{kT}{m_i g} \quad (1.13)$$

або, оскільки стала Больцмана

$$k = \frac{R^* m_i}{\mu_i}, \quad (1.14)$$

де $R^* = 8,31441 \frac{\text{кДж}}{\text{кмоль} \cdot \text{К}}$ – універсальна газова стала;

μ_i – відносна молекулярна маса.

1.3 Деякі відомості про індекси сонячної та геомагнітної активності

В сучасній науці вже доведена значна роль впливу сонячної активності на різноманітні явища Землі: у магнітосфері, іоносфері, тропосфері, стратосфері та біосфері. У зв'язку з цим дані про явища на Сонці та про зміни магнітного поля Землі почали широко використовуватися в різних сферах науки та техніки, а також при рішенні багатьох прикладних задач. Ступінь сонячної та геомагнітної активності характеризується багаточисельними індексами. Кожний з яких розраховується за результатами вимірювань та характеризує лише частку складної картини сонячної та геомагнітної активності. Тому вибір конкретного індексу є складною задачею та потребує попередніх досліджень.

Сонячна активність – це сукупність фізичних явищ, які відбуваються на Сонці. Оскільки вони виникають у центрах активності, то сонячна активність безпосередньо пов'язана з кількістю та інтенсивністю центрів активності на Сонці.

Кількість сонячних плям й площа, яку вони займають на поверхні Сонця, безперервно змінюється. Для характеристики плямоутворюючої діяльності використовують відносне число сонячних плям, яке називають **числом Вольфа** (рис. 1.4). Воно розраховується за формулою:

$$W = k(10g + f), \quad (1.10)$$

де g – кількість груп плям;

f – кількість плям;

k – коефіцієнт зведення до однорідного ряду.

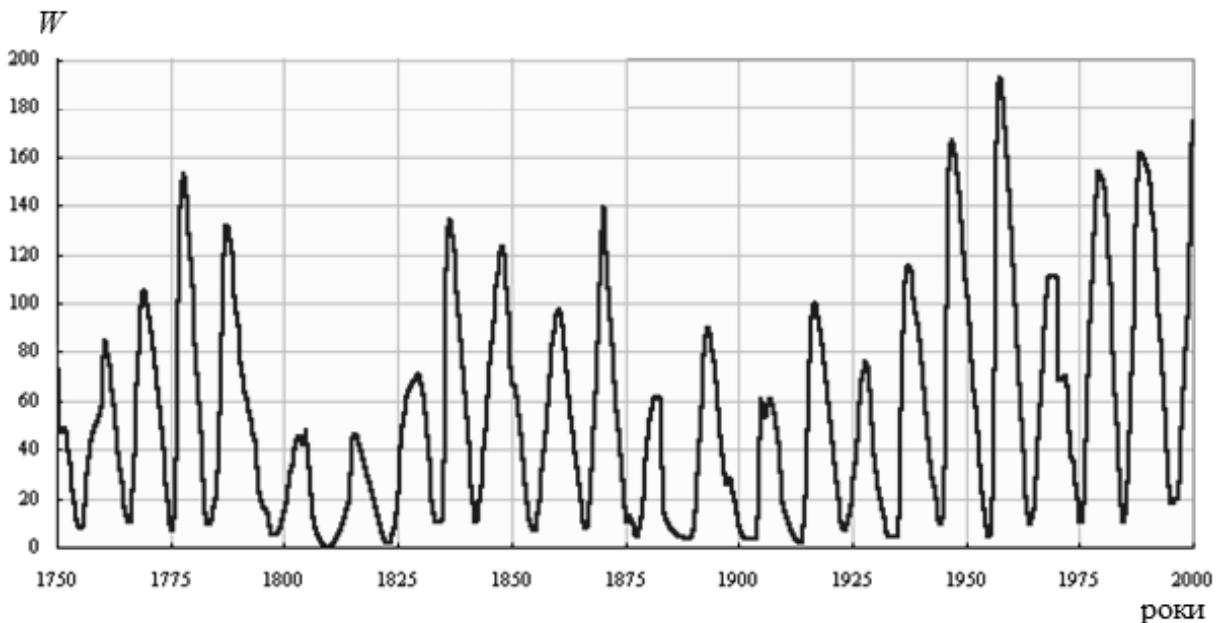


Рисунок 1.4 – Середньомісячні значення чисел Вольфа (W) [refdb.ru]

Крім того, при вивченні впливу Сонця на процеси у верхній атмосфері в якості *індексу сонячної активності* використовують величину потоку **сонячного радіовипромінювання** на довжині хвилі сантиметрового чи дециметрового діапазону [Школьний та ін., 2010]: щільність потоку радіовипромінювання Сонця на довжині хвилі 10,7 см (на частоті 2800 МГц). Як показали дослідження, форма кривої згладженого потоку радіовипромінювання на довжині хвилі 10,7 см (F) у великій мірі повторює форму кривої середньомісячних згладжених відносних чисел Вольфа (коефіцієнт кореляції між ними 0,98). Отже, величина потоку радіовипромінювання Сонця на довжині хвилі 10,7 см може бути достовірним показником рівня сонячної активності.

Існує також багато інших індексів сонячної активності, що визначається площиною факелів, флокулів, плям, кількістю спалахів та іншими активними процесами. Перевагою ж розглянутих індексів сонячної активності є їх об'єктивність, простота та незалежність визначення від метеорологічних умов.

Магнітне поле Землі може бути спокійним або збуреним. Для оцінки його збуреності застосовують **індекси геомагнітної активності**.

Геомагнітна активність – збурення магнітного поля Землі, пов'язане зі зміною магнітосферо-іоносферної токової системи. Вона є частиною сонячно-земної фізики та її практичної частини – *космічної погоди*. Основним проявленням геомагнітної активності є сильні збурення – магнітні суббурі та магнітні бурі, а також більш слабкі – різні типи магнітних пульсацій. Існують *регулярні* добові варіації магнітного поля, що створюються під впливом коливання токів в іоносфері Землі через зміну освітленості Сонцем впродовж доби, та *нерегулярні* – внаслідок впливу потоку сонячної плазми (сонячного вітру) на магнітосферу Землі. Індекси геомагнітної активності необхідні для опису варіацій магнітного поля Землі, що виникли під впливом саме нерегулярних варіацій.

Всього розроблено більше 20-ти різних геомагнітних індексів. Локальні індекси, розраховані за даними обсерваторії, а планетарні характеризують збурення магнітного поля Землі в цілому або тільки в північній чи південній півкулях. Такі індекси розраховуються з використанням даних вимірювань магнітного поля в багатьох магнітних обсерваторіях, розташованих на різних довготах в межах відповідного широтного поясу. Зупинимось на індексах, що в сучасний час найбільш часто використовуються в обсерваторіях.

1) Найбільш простим геомагнітним індексом є *міжнародне геомагнітне характеристичне число* C , яке характеризує магнітну збуреність за добу.

Відповідно до загального вигляду магнітограми (крива безперервної реєстрації елементів магнітного поля) кожної доби (за гринвіцьким часом) приписується характеристика: 00 – магнітне поле спокійне; 0,5 – слабо збурене; 1,0 – помірно збурене; 1,5 – сильно збурене; 2,0 – магнітне поле дуже збурене. Дані сітки магнітних обсерваторій осереднюються, і отримане таким чином число

вважається міжнародною характеристикою геомагнітної збуреності доби (C_{int}). По добових значеннях розраховуються місячні та річні середні значення.

2) ***K-індекс*** – це квазілогарифмічний індекс (збільшується на одиницю при збільшенні обуреності приблизно в 2 рази), що розраховується за даними окремої магнітної обсерваторії в тригодинний інтервал часу (0-3, 3-6, 6-9 ...), який має десятибальну шкалу від 0 до 9. Оскільки ступінь збуреності магнітного поля Землі залежить від геомагнітної широти, то для кожної магнітної обсерваторії ціна бала індексу K вибирається різною.

3) Широке використання має інший індекс геомагнітної збуреності – ***міжнародний планетарний індекс*** K_p . Планетарний K_p -індекс розраховується як середнє значення *K-індексів*, визначений на 13-ти геомагнітних обсерваторіях, розташованих між 44 і 60° північної та південної геомагнітних широт. Його діапазон також в межах від 0 до 9, але визначається з точністю до 1/3 і тому має 28 значень: $0_0; 0_+; 1_-; 1_0; 1_+; 2_-; 2_0; 2_+; \dots 9_0$. Сума восьми тричасових індексів K_p є характеристикою збуреності доби і називається міжнародним планетарним індексом $\sum K_p$. Його значення можуть змінюватися від 0 до 72.

4) Індекс K_p не є лінійною функцією від амплітуди геомагнітного елемента. Тому використовують індекси a_p і A_p . Індекс a_p являє собою експоненціальну функцію індексу K_p і його значення знаходяться в інтервалі від 0 до 400 одиниць, які дорівнюють двом гаммам. Співвідношення індексів K_p і a_p міститься у табл. 1.3.

Таблиця 1.3 – Таблиця переходу від K_p до a_p [Школьний та ін., 2010]

K_p	0_0	0_+	1_-	1_0	1_+	2_-	2_0	2_+	3_-	3_0
a_p	0	2	3	4	5	6	7	9	12	15
K_p	3_+	4_-	4_0	4_+	5_-	5_0	5_+	6_-	6_0	
a_p	18	22	27	32	39	48	56	67	80	
K_p	6_+	7_-	7_0	7_+	8_-	8_0	8_+	9_-	9_0	
a_p	94	111	132	154	179	207	236	300	400	

З табл. 1.3 видно, що індекс a_p більш зручно використовувати у різних прикладних дослідженнях. Індекс A_p являє собою середньодобове значення індексу a_p . Індекс A_p є лінійним (збільшення збурення в декілька разів дає таке ж

саме збільшення індексу) і визначається в одиницях магнітного поля (наноТеслах, нТс).

Планетарні індекси K_p і A_p визначаються з 1932 року й можуть бути отримані за запитом FTP з Світового Центру Даних C1.

Для досліджень зв'язків магнітних бурь з різними явищами та виключити із аналізу авроральні явища (магнітні сумбурі) необхідно використовувати Dst-індекс, для якого беруться вимірювання екваторіальних станцій. У випадку проведення досліджень впливу аврорального електричного струму на різні системи краще використовувати спеціальний AE-індекс, що включає вимірювання високоширотних станцій в області полярного овалу.

Індекс K_p чутливий к обом явищам і не дозволяє досліджувати окремо впливи кожної токової системи, окремо впливу магнітних бурь і сумбурь.

Визначено, що зв'язок між сонячною активністю та проявами її в стратосфері й тропосфері не є прямим. Він завуальований додатковими факторами земного походження, у першу чергу адвекцією й вертикальними рухами повітря. Тому сонячна активність проявляється в нижній атмосфері головним чином через механізм атмосферної циркуляції.

Якщо геомагнітні й іоносферні збурення, які спричиняються сонячною активністю, мають планетарний характер, то збурення у термобаричному полі стратосфери та тропосфери географічно локалізовані й залежать від фізико-географічних й циркуляційних умов даного регіону. Тому тропосферні збурення в одному географічному районі можуть мати з сонячною активністю прямий кореляційний зв'язок, а в іншому районі – протилежний.

Особливо різкі зміни фізичних параметрів атмосфери Землі відбуваються у періоди, коли на Сонці спостерігаються потужні центри активності, в яких виникають сонячні спалахи балів 2+ і 3+. Найбільш характерними геофізичними явищами в цих випадках є іоносферні й магнітні бурі, полярні саява, зміни в інтенсивності радіаційного поясу Землі й космічних променів у навколосемному просторі. Суттєві зміни відбуваються також у термодинамічних властивостях верхньої атмосфери – збільшується густина й температура. Під дією змінних геоактивних випромінювань більш інтенсивно відбуваються фотохімічні та іонізаційні процеси, які призводять до зміни нейтрального та іонного газового складу верхньої атмосфери.

1.4 Методи вимірювань параметрів верхньої атмосфери

Важливим завданням фізики верхньої атмосфери є з'ясування її складу на різних висотах. Здійснення експериментів на штучних супутниках дозволяє безпосередньо дослідити склад верхньої атмосфери на різних широтах в різний час доби. Це дає можливість простежити зміни іонного складу в умовах різної освітленості, а також зміни, пов'язані з варіаціями інтенсивності ультрафіолетового випромінювання та корпускулярних потоків Сонця.

Штучні супутники Землі та космічні ракети відкрили найширші можливості для вивчення верхньої атмосфери шляхом постановки прямих експериментів і проведення безпосередніх вимірювань на значних висотах. Відмінною особливістю штучних супутників як засобу наукового дослідження є можливість тривалого вивчення ряду фізичних явищ над усіма районами земної кулі.

Основні особливості супутникових досліджень газового складу атмосфери:

- використання різних пасивних дистанційних методів (затемненні, власне випромінювання, сонячне розсіяне випромінювання, рефракція);
- широка спектральна область від ультрафіолетових до радіохвиль;
- різноманітна геометрія вимірювань – надір та лімб;
- полярні та геостаціонарні супутники;
- просторове та спектральне сканування – 4-х мірні поля;
- високе спектральне розширення та висока точність та інформативність;
- тривале функціонування апаратури;
- валідація за допомогою наземних, літакових та інших вимірювань.

Точність визначення газового складу атмосфери за даними супутникових вимірювань обумовлена сукупністю різноманітних факторів: похибка вимірювань приладу, абсолютна та спектральна калібровка, похибка телеметрії, особливості алгоритму інтерпретації, вихідна спектроскопічна та апріорна інформація.

Практичне використання даних про стан атмосфери можливо лише після ретельного аналізу їх відповідності висунутим вимогам точності.

Прогрес приладобудування в області супутникового зондування атмосфери призвів до появи нового класу приладів, що дозволяють проводити вимірювання у видимій та ближній ІЧ-областях спектру в великій кількості каналів з відносно високою спектральною точністю. Типовим представником апаратури цього класу є прилади GOME (Global Ozone Monitoring Experiment) и SCIAMACHY (Scanning Imaging Absorbance spectrometer for Atmospheric Cartography). Прилад GOME є одним з приладів на борту ERS-2, запущеного в квітні 1995 року. Система GOME основана на використанні методики диференціального поглинання – алгоритму DOAS (Differential Optical Absorption Spectroscopy), розробленого для обробки результатів наземних, літакових та аеростатних вимірювань. Методика DOAS дозволяє відтворювати з відносно високою точністю похилий зміст вимірюваної

газової складової. Визначення загального вмісту вимірюваної компоненти у вертикальному стовпі атмосфери потребує розрахунку відповідної повітряної маси, величина якої заздалегідь не відома. Альтернативним підходом до інтерпретації результатів вимірювань GOME є суворе фізико-математичне рішення оберненої задачі на основі спеціально розробленої радіаційної моделі атмосфери.

Атомні та молекулярні ваги елементів та їх сполук, що становлять якусь суміш, можуть бути визначені за допомогою приладів, які називаються **мас-спектрометрами** (рис. 1.5). Мас-спектрометр MSIS-83 – емпірична модель температури, густини та складу атмосфери, що складається з даних ракетних польотів, семі супутників, і п'яти радарів некогерентного розсіяння, у тому числі даних з високої сонячної активності. Модель розширює попередній опис параметрів нейтральних шарів до основи термосфери в безперервному режимі при збереженні базової структури моделі MSIS-83 на великих висотах.



Рисунок 1.5 – Хромато-мас-спектрометр [innochrom.ru]

2 ТЕРМІЧНИЙ РЕЖИМ ТРОПОСФЕРИ ТА СТРАТОСФЕРИ

2.1 Основні аерокліматичні характеристики температури

Термічний режим атмосфери формується під впливом складної взаємодії багатьох фізичних процесів кліматичної системи: атмосфера-океан-суходіл-кріосфера-біомаса.

Деякі уявлення про це може надати рівняння притоку тепла, де $\frac{\partial T}{\partial t}$ – локальна похідна температури [Гаврилова, 1982]:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right) + \omega(\gamma - \gamma_a) + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \Theta}{\partial z} + \frac{\varepsilon_n + \varepsilon_l}{c_p}, \quad (2.1)$$

де

$u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}$ – змінення температури, що обумовлене адвекцією;

$\omega(\gamma - \gamma_a)$ – зміна температури обумовлена упорядкованими вертикальними рухами;

$\frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \Theta}{\partial z}$ – зміна температури, що обумовлена турбулентним обміном;

$\frac{\varepsilon_n + \varepsilon_l}{c_p}$ – зміна температури, яка обумовлена з фазовими перетвореннями

води й променистим притокам тепла.

Формування режиму температури на рівні моря та в інших шарах тропосфери й стратосфери залежить від широти, довготи та пори року.

Основним джерелом тепла є сонячна радіація. Винятково важливе значення для нагріву кліматичної системи має характер підстильної поверхні. Її різниця у фізичних властивостях обумовлює значення поглинутої радіації та має основне кліматичне значення:

- льодовики та сніговий покрив забезпечують ефективний сток тепла, обумовлений великими значеннями альbedo й значними затратами тепла на танення;
- над океанами 90% радіаційного балансу поверхні витрачається на випаровування, а наявність водяної пари, рідини та льоду в атмосфері має велике значення для нагріву системи, бо відбиття й випромінювання радіації хмарами складає біля 50% радіації, що втрачається атмосферою. Хмари обумовлюють 2/3 планетарного альbedo в області коротких хвиль.

Радіаційні процеси, атмосферна циркуляція та вологооберт є основними кліматоутворювальними процесами.

Просторовий розподіл температури, її горизонтальні контрасти, зміна з висотою в просторі та з часом у значній мірі визначає розподіл інших метеорологічних величин: тиску, вітру, вологості, хмарності та опадів.

Основні закономірності просторово-вертикального розподілу температури, особливості сезонної перебудови в різних широтних зонах найбільш чітко виявлені при дослідженні середньої зональної температури.

Середня зональна температура (\bar{t}_3) – температура, осереднена вздовж широтних кіл на різних рівнях:

$$\bar{t}_3 = \frac{\sum_{i=1}^N t_i}{N}, \quad (2.2)$$

де

t_i – значення температури в вузлах координатної сітки;

N – число вузлів координатної сітки вздовж відповідної широти.

Для визначення середніх багаторічних значень \bar{t}_3 використовують багаторічні данні в вузлах координатної сітки через 10°.

Вплив діяльного шару проявляється в високих широтах обох півкуль, де переважає порівняно однорідна поверхня – льодяний покрив вкритий снігом. В низьких широтах переважає водяна поверхня й вологі тропічні ліси, а в помірних широтах південної півкулі – водяна поверхня, що впливає на формування термічного режиму.

Середня зональна температура є функцією широти (φ), висоти (H) та пори року (h_{\ominus}) і не залежить від довготи (λ):

$$\bar{t}_3 = f(\varphi, H, h_{\ominus}). \quad (2.3)$$

2.2 Основні закономірності сезонних коливань температурного режиму тропосфери та стратосфери

2.2.1 Характерні особливості меридіонально-вертикального розподілу середньої зональної температури в тропосфері

В тропосфері північної півкулі взимку зона найбільших значень температури (термічний екватор) розташовується в шарі від рівня моря до 12 км (200 гПа ізобаричної поверхні) поблизу географічного екватору (рис. 2.1). Влітку він зміщується в широтну зону 20-25° півн.ш.

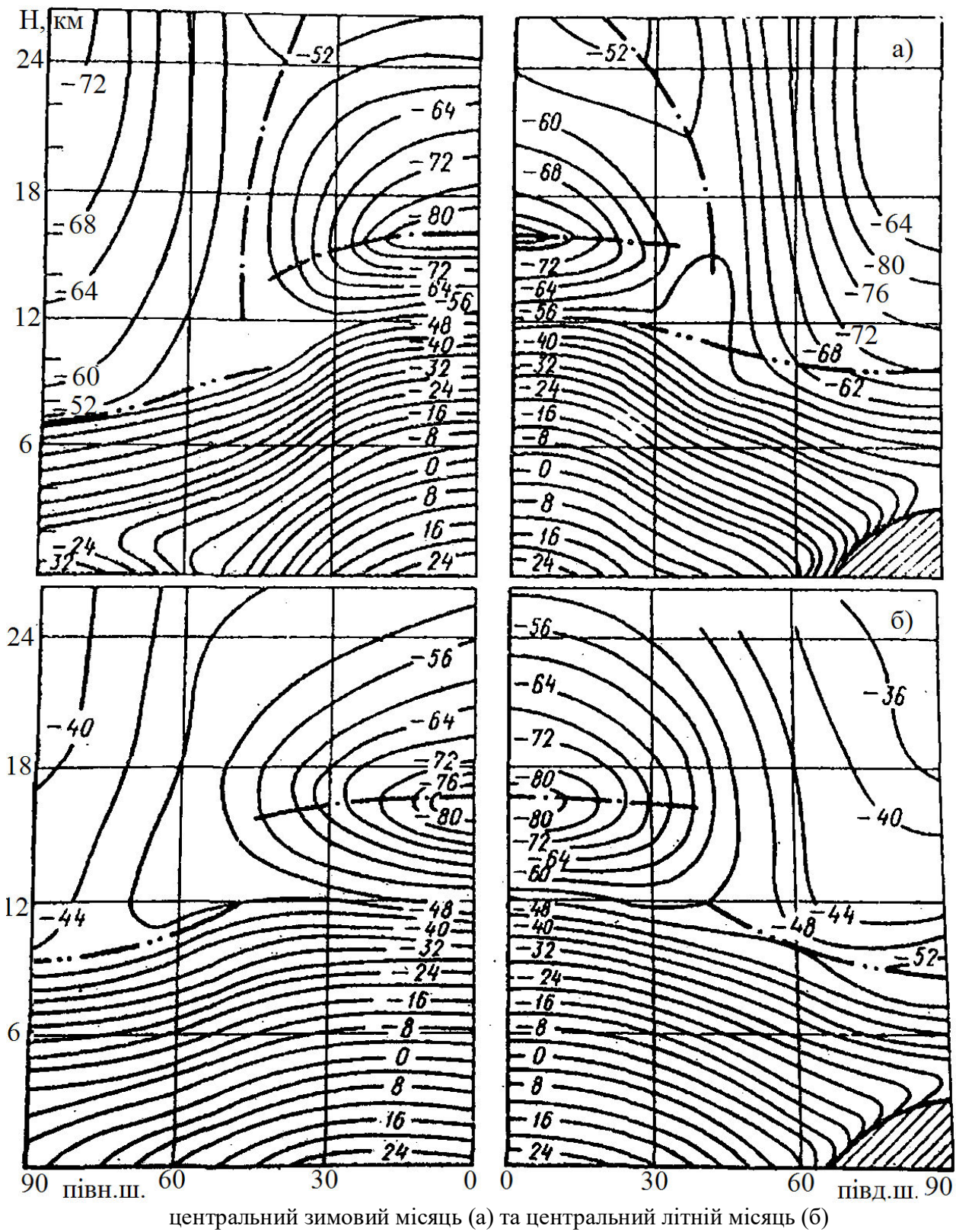


Рисунок 2.1 – Меридіонально-вертикальні перерізи середньої зональної температури [Гаврилова, 1982]

Нижня тропосфера (до 5 км) північної півкулі взимку холодніша південної, а влітку тепліша: вздовж широти 50° середня зональна температура північної півкулі на рівні моря на 12 °С нижче, ніж в південній, а влітку на 8 °С вище. Зі збільшенням висоти різниця температур зменшується.

Область низьких значень в межах всієї тропосфери впродовж всього року розташовується над високими широтами. Її формування обумовлене особливостями радіаційного режиму та фізичними властивостями діяльної поверхні. В *період полярної ночі* (рис. 2.1 а) північніше 80° півн.ш. надходження сонячної радіації відсутнє, поглинута радіація дорівнює нулю. Від'ємне значення радіаційного балансу (-12 МДж/м²міс) обумовлене величиною ефективного випромінювання. Вихолодження повітряних мас над сніговим та льодовим покриттями виникає в результаті радіаційного випромінювання. В *період полярного дня* (рис. 2.1 б) приток сонячної радіації спостерігається впродовж 24 годин і значення сумарної радіації в Арктиці досягають 42-67 МДж/м²міс. Вони більші ніж в помірних та екваторіальних широтах (33-58 МДж/м²міс). Однак за рахунок значної відбивальної здатності снігового та льодового покривів (40-96%) значення поглинутої сонячної радіації в високих широтах незначне.

В *південній півкулі* характерні особливості горизонтальної та вертикальної структури полів середньої зональної температури в тропосфері зберігаються. Однак існують деякі особливості, що обумовлені різницею фізичних властивостей діяльної поверхні: найменші значення температури в межах всієї тропосфери спостерігаються над Антарктидою впродовж всього року. Формування цієї замкнутої області холоду в тропосфері обумовлено радіаційним вихолодженням і, на відміну від північної півкулі, послабленим горизонтальним притоком тепла з низьких широт у зв'язку з блокуючими циркуляційними атмосферними процесами (циркumpолярним циклонічним вихором).

2.2.2 Характерні особливості меридіонально-вертикального розподілу середньої зональної температури в стратосфері

В стратосфері просторовий розподіл температури більш складний. Особливістю полів температури нижньої стратосфери є наявність значної приекваторіальної області холоду з центром біля ізобаричної поверхні 100 гПа (16 км) впродовж всього року, значення якої досягають -82 °С. Товщина цього шару в середньому 10-12 км. Горизонтальна протяжність знаходиться в межах 40° півн.ш. - 45° півд.ш. Ця зона є наслідком інтенсивних турбулентних й конвективних теплообмінів в тропічній тропосфері, і як наслідок значного

вологовмісту, що спричиняє значному поглинанню довгохвильової радіації, яку випромінює Земля та нижні шари атмосфери, перешкоджаючи її проникненню в верхні шари.

Взимку (рис. 2.1 а) над високими широтами обох півкуль розташовуються приполюсні області холоду від 8-12 км до 55 км, які є наслідком зимового радіаційного вихолодження стратосфери, обумовленого висхідними рухами арктичного й антарктичного стратосферних циклонів.

Влітку (рис. 2.1 б) від приєкваторіальної стратосферної області холоду температура повітря в напрямку географічних полюсів збільшуються, досягаючи найбільших значень над районами Антарктики та Арктики (-36, -40 °C). Формування цих областей є наслідком радіаційного нагріву стратосфери, завдяки більшій тривалості сонячного сяйва та високого вмісту озону. Визначену роль у нагріванні стратосфери високих широт відіграють й адіабатичні збільшення температури внаслідок низхідних рухів повітря, що виникають з розвиненням літніх стратосферних антициклонів.

Треба відмітити, що стратосферна область тепла над Антарктикою характеризується більшими значеннями температурами (в середньому на 6-7 °C), які обумовлені більш інтенсивною сонячною радіацією, внаслідок найменшої відстані між Землею та Сонцем (на 10^6 км ближче). В результаті чого *влітку* приток сонячної радіації в південну півкулю на 7% більший, ніж в північну півкулю, що істотно впливає на термічний режим стратосфери високих широт.

2.2.3 Загальні закономірності просторово-часового розподілу температури в тропосфері

В зимовій півкулі (рис. 2.2) термічний режим тропосфери формується в умовах від'ємного радіаційного балансу підстильної поверхні позатропічних широт:

- в північній півкулі з жовтня по березень (6 місяців);
- в південній півкулі з травня по серпень (4 місяці).

Льодові покриви Арктичних морів, Гренландії та Антарктиди мають значний вихолоджувальний вплив на тропосферу. Область холоду над південною полярною зоною характеризується найбільш низькими значеннями середньої температурами в тропосфері та зональним розташуванням ізотерм над замерзлими антарктичними водами, що оточують льодяний континент.

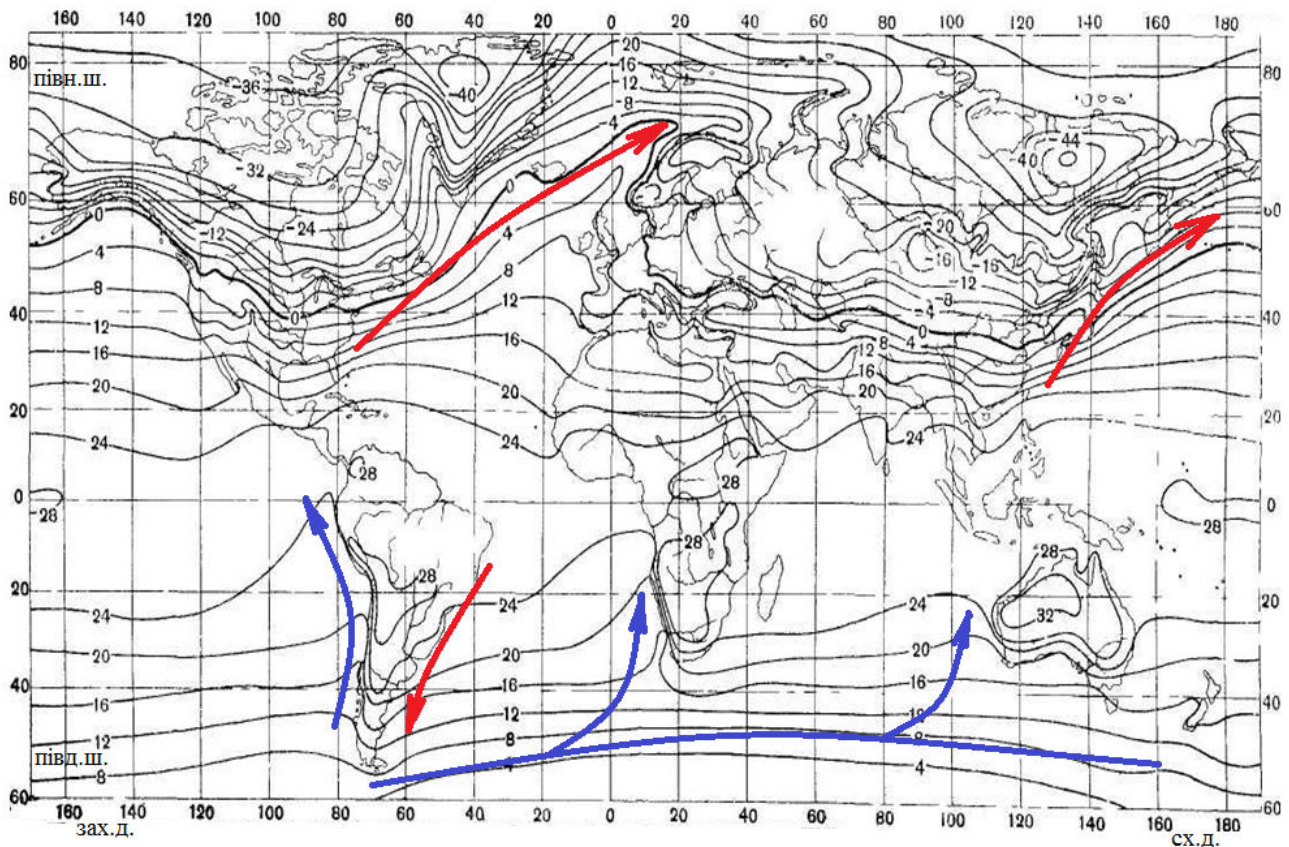


Рисунок 2.2 – Середня температура повітря в нижній тропосфері, січень [topref.ru]

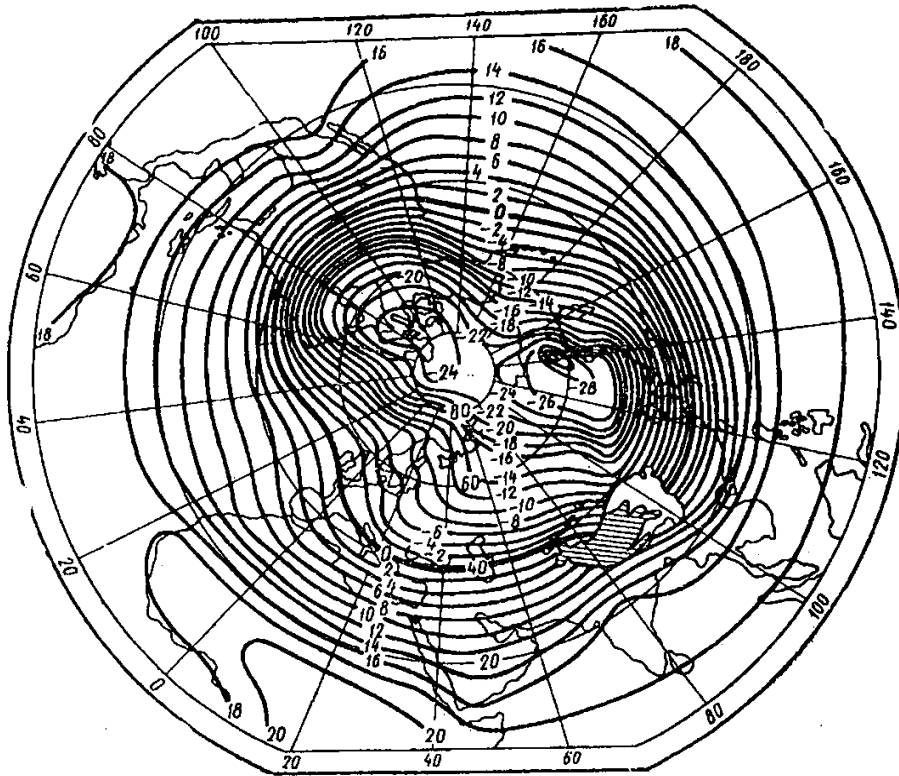
Поверхні океанів, особливо в зонах теплих течій Гольфстріму, Північно-Атлантичного, Куросію, Північно-Тихоокеанського, Бразильського та інші мають значний тепловий вплив на тропосферу, спричиняючи інтенсивний турбулентний, конвективний теплообмін вода – атмосфера та приток прихованого тепла. Завдяки західно-східному перенесенню тепло розповсюджується на схід над сильно вихолодженими континентами в зимове півріччя. Притоки вологи й тепла компенсується радіаційним вихолодженням тропосфери над континентами.

В широтній зоні 40° півн.ш. - 40° півд.ш. радіаційний баланс діяльної поверхні завжди додатній, тому тропосфера прогрівається внаслідок турбулентного, конвективного та прихованого притоків тепла.

В тропосфері південної півкулі термічний екватор лише в січні простежується вдовж 15° півд.ш., де відмічаються максимальні значення температури поверхні води та повітря над рівнем моря.

Характерною особливістю просторового розподілу температури повітря в тропосфері зимової півкулі є наявність значної приполюсної області холоду (рис. 2.3).

a)



б)

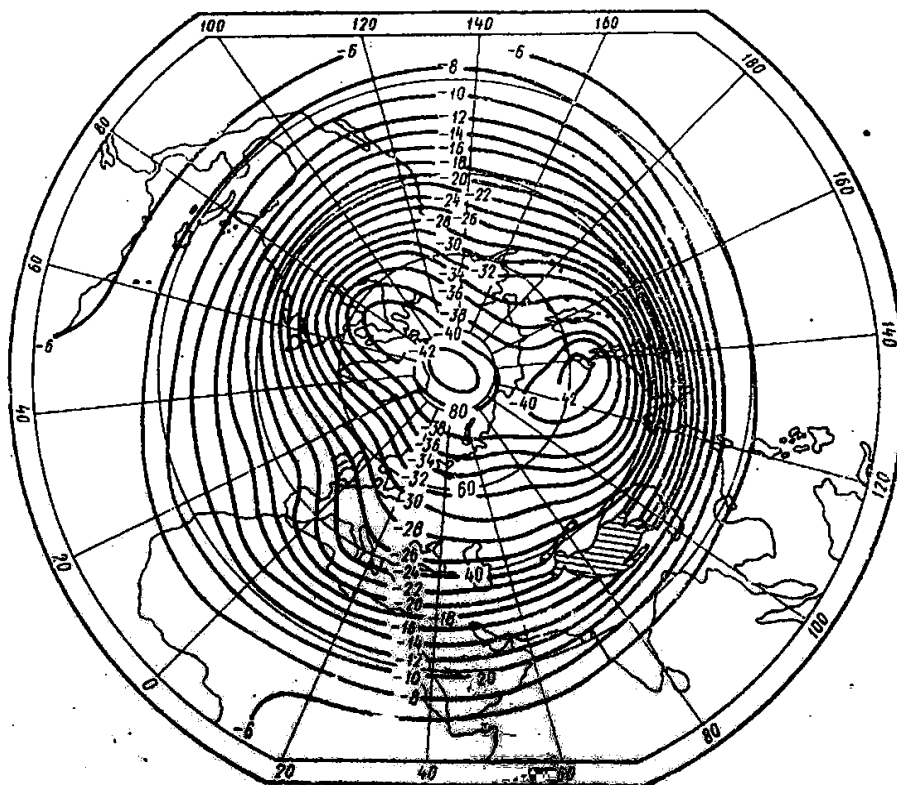


Рисунок 2.3 – Середня температура повітря в нижній й середній тропосфері в січні: 850 гПа (а) та 500 гПа (б) [Гаврилова, 1982]

Область холоду в нижній й середній тропосфері північної полярної зони розповсюджується на південь у вигляді улоговин холоду. Інтенсивні улоговини з самостійними вторинними центрами більш низьких температур розташовуються над найбільш вихолодженими східними частинами континентів Євразії та Північної Америки. Формування улоговин холоду обумовлено трансформацією повітряних мас, що переміщуються з заходу на схід над значними просторами стійкого снігового покриву. В умовах від'ємного радіаційного балансу діяльного шару повітряні маси вихолоджуються та стають більш сухими. Переважання антициклонального режиму, ясна погода, слабкі швидкості вітру над східною частиною Сибіру створюють додаткові умови для радіаційного вихолодження. В результаті чого значення температури повітря над східною частиною Сибіру в нижній тропосфері нижче ніж над Арктичним басейном (за даними зведеними до рівня моря, різниця складає 20 °С) і досягають -32 °С на ізобаричній поверхні 850 гПа та -42 °С на поверхні 500 гПа (рис. 2.3 б). З висотою розташування областей холоду й улоговин мало змінюється.

Райони з більш високими значеннями температури повітря в нижній тропосфері над акваторією Арктичного басейну, суцільно вкритого льодом, за умов відсутності притоку сонячної радіації та від'ємного радіаційного балансу, загалом, обумовлені горизонтальними притоками тепла й вологи з Північної Атлантики та північної частини Тихого океану.

В тропосфері літньої півкулі (рис. 2.4) характерною особливістю просторового розподілу середньої температури повітря є наявність областей холоду в високих широтах в межах всієї тропосфери.

Тенденція до формування знижених значень температури в нижній тропосфері створюється також над океанами, особливо над зонами холодних течій, а над континентами, навпаки, влітку сприятливі умови для формування додатних значень температури повітря.

Наявність улоговин холоду над океанами та гребенів тепла над континентами спричиняє порушення зонального розподілу температури в позатропічних широтах. Однак порівнюючи з зимовим періодом зональність розподілу температури повітря влітку порушується менше.

В тропосфері південної півкулі область холоду розташовується над льодовим континентом Антарктиди. Температура повітря поблизу узбережжя досягає значень -4 °С й -30 °С у її східній найбільш високій частині.

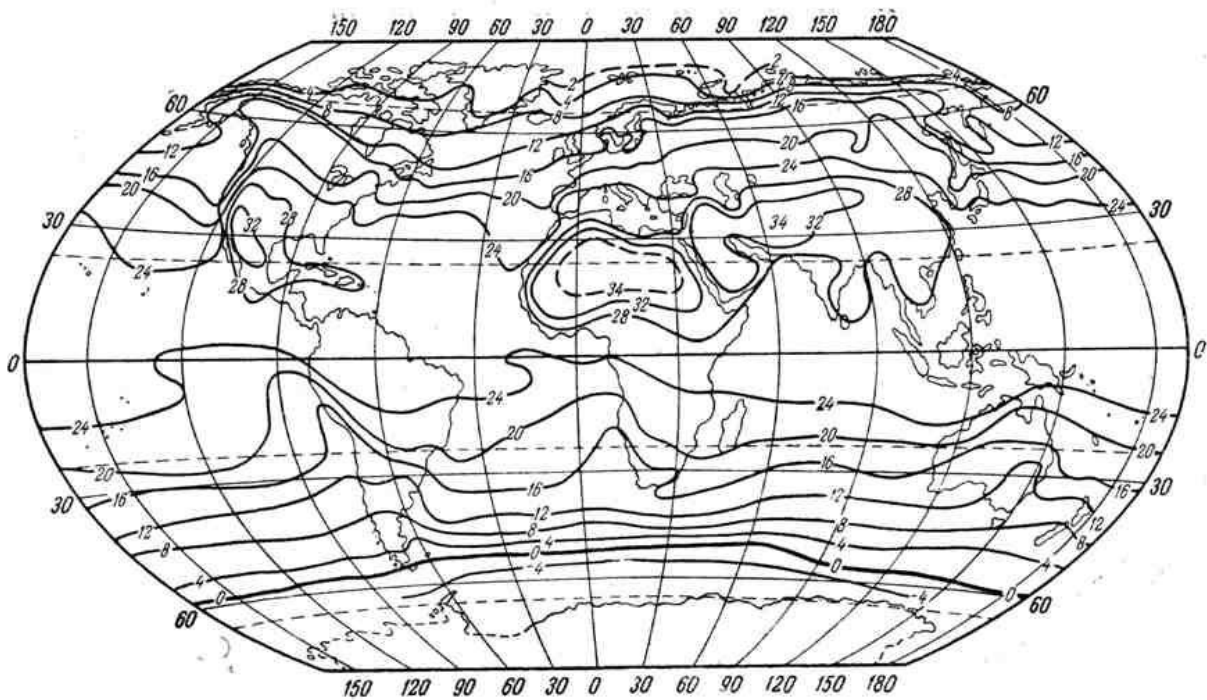


Рис. 13. Середня температура повітря на рівні моря в юлі

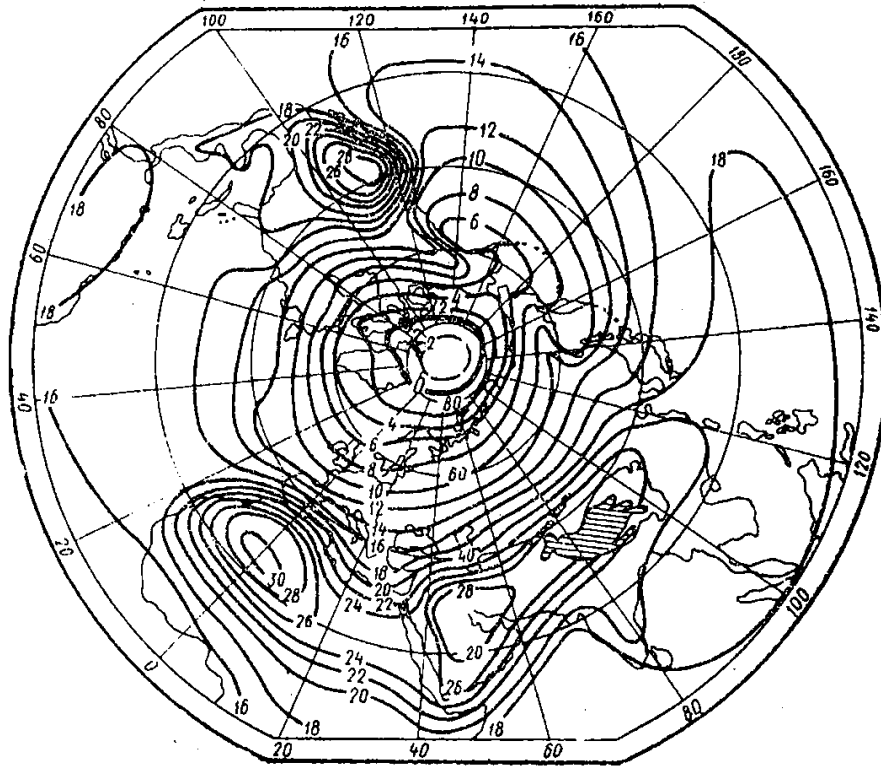
Рисунок 2.4 – Середня температура повітря в нижній тропосфері, липень
[topref.ru]

В нижній тропосфері північної півкулі влітку (рис. 2.5 а) область холоду розташовується над Арктичним басейном й прилеглими морями. Над талими льодовиками Арктики температура повітря досягає значень 0°C . Зі збільшенням висоти (рис. 2.5 б) центральна частина області холоду зміщується з району полюсу на Гренландію й Канадський архіпелаг, які мають значний охолоджувальний вплив на тропосферу північної півкулі.

Найбільші значення температури (термічний екватор) спостерігаються в широтній зоні $20\text{-}40^{\circ}$ півн.ш. В цій зоні спостерігаються дві замкнуті області тепла. Перша над північно-західною частиною Африки й над Аравійським півостровом, значення якої досягають $29\text{-}30^{\circ}\text{C}$. Друга, значно менша за своїми розмірами, над південно-західною частиною Північної Америки, температура в центрі якої досягає 28°C .

Формування цих областей тепла над континентами обумовлено вертикальними притоками тепла та адіабатичним збільшенням температури в антициклонах, що переважають в цей період.

a)



б)

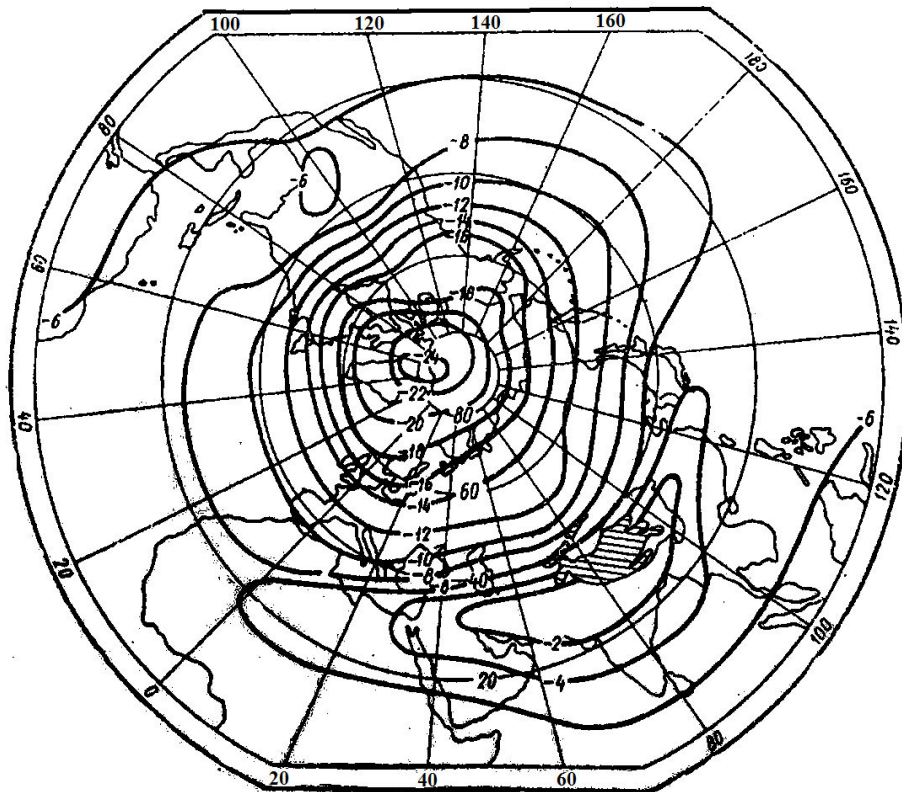


Рисунок 2.5 – Середня температура повітря в нижній й середній тропосфері в липні: 850 гПа (а) та 500 гПа (б) [Гаврилова, 1982]

2.2.4 Загальні закономірності просторово-часового розподілу температури в стратосфері

Розподіл температури в стратосфері залежить, перш за все, від радіаційного балансу: додатній радіаційний баланс характеризує радіаційний приток тепла, нагрів стратосфери та формування області тепла, а від'ємний – охолодження стратосфери та формування області холоду. Якби радіаційні процеси були б єдиною причиною формування термічного режиму в стратосфері, тоді б температура повітря збільшувалась у напрямку низьких широт. Спостереження фактичних температур не підтверджують цей розподіл. Отже, існує перенесення надлишку тепла з низьких широт у високі, що виникають внаслідок нерадіаційних факторів, таких, як макротурбулентний обмін або середня меридіональна циркуляція.

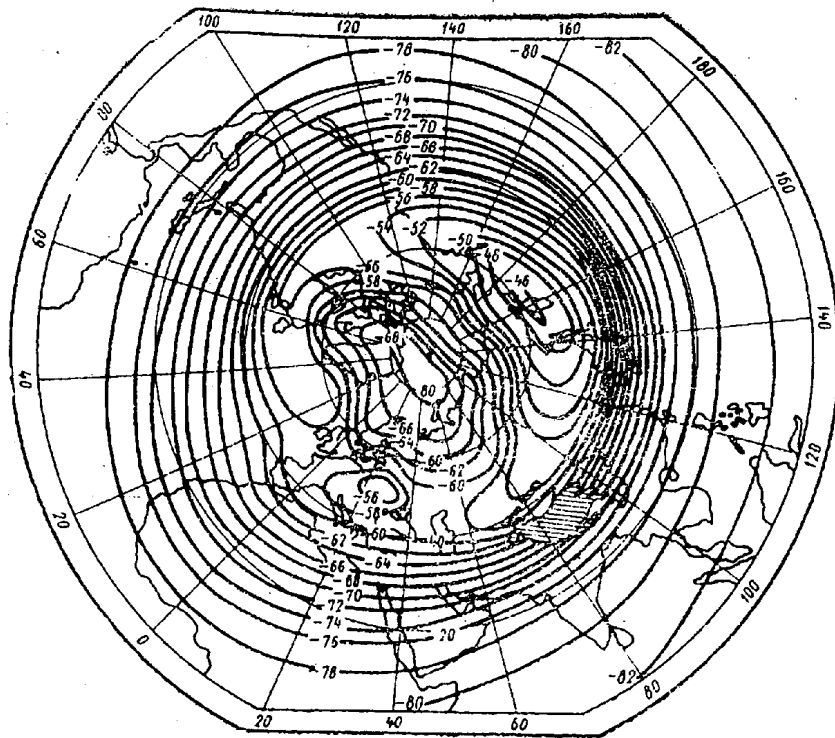
В нижній та середній стратосфері позатропічних широт обох півкуль на формування полів температури значний вплив мають як горизонтальні притоки тепла та холоду, так й адіабатичні зміни температури, обумовлені вертикальними рухами в стратосферних баричних утвореннях. Відомий вклад вносить вплив континентів та океанів, але він значно менший ніж в тропосфері.

В верхній стратосфері основне значення у формуванні температурного режиму набуває радіаційний процес.

В зимовій півкулі (рис. 2.6) температурний режим стратосфери, так само як і тропосфери, формується в умовах від'ємного радіаційного балансу позатропічних широт та додатного – в тропічних широтах (0-35° ш.).

Характерною особливістю горизонтального розподілу середньої температури в нижній стратосфері північної півкулі (100 – 10 гПа) взимку є наявність значної приполюсної області холоду в *високих широтах*, що розташовується над Арктичним басейном й арктичними морями з улоговинами, спрямованими на континенти Північної Америки та Європу.

a)



б)

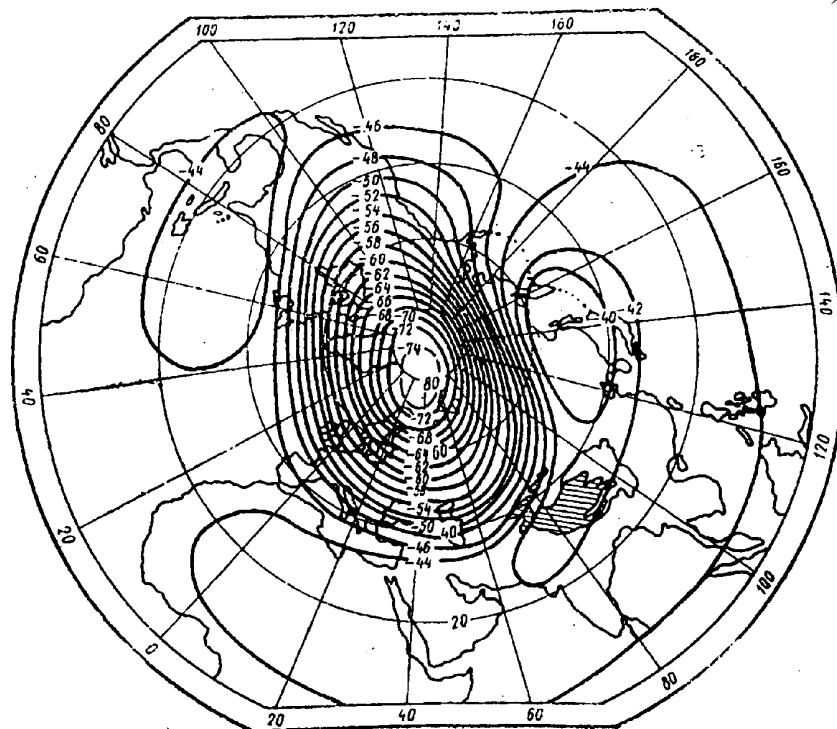


Рисунок 2.6 – Середня температура повітря на ізобаричних поверхнях 100 гПа (а) та 10 гПа (б) в січні [Гаврилова, 1982]

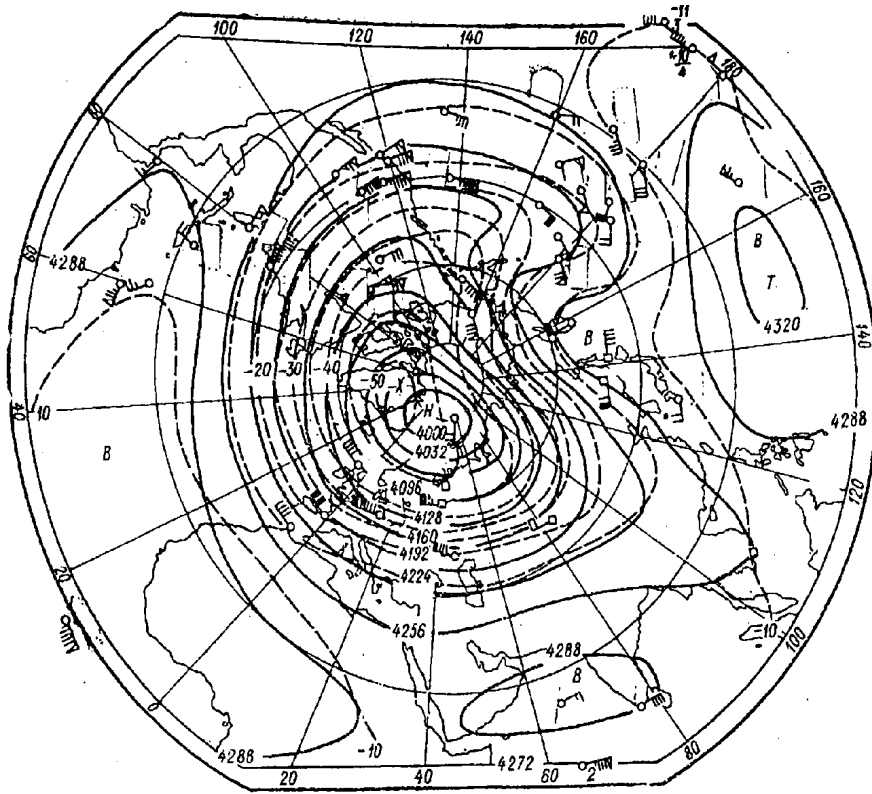
Формування цієї області обумовлено тривалим радіаційним зниженням температури в стратосфері в період полярної ночі та в попередні місяці (серпень – жовтень), коли на цих широтах спостерігається швидке зменшення притоку сонячної радіації. В області холоду формується циклон, висхідні рухи якого, сприяють зниженню температури повітря, особливо інтенсивно над районами, що співпадають з центральною частиною циклона.

В нижній стратосфері *помірних широт* (40-60° півн.ш.) розташовується значна область тепла, формування якої загалом обумовлено адіабатичним нагріванням, яке відбувається внаслідок низхідних рухів в стратосферній області високого тиску, що відповідає області тепла. Відомий вклад вносить і нагрівання повітря, спричинене поглинанням сонячної короткохвильової радіації озоном, бо стратосфера відповідної широтної зони і взимку освічується Сонцем. Зі збільшенням висоти ця зона зміщується на південь до північного тропіку. Температура повітря в області тепла зростає з висотою від -46 °С на ізобаричному рівні 100 гПа до -39 °С на поверхні 10 гПа (рис. 2.6 б). Області тепла близько відповідає Алеутський антициклон. Наявність в стратосфері позатропічних широт областей холоду і тепла в продовж декількох місяців обумовлює значну меридіональну неоднорідність поля середньої температури.

Характерною особливістю просторового розподілу середньої температури у *верхній стратосфері* (2,0 – 0,4 гПа) *взимку* є розташування значної приполюсної області холоду, що охоплює помірні та субтропічні широти (рис. 2.7). З висотою температура повітря зростає внаслідок радіаційного нагріву, тому інтенсивність області холоду зменшується від значень температури -75 °С на ізобаричній поверхні 10 гПа до -25 °С на поверхні 0,4 гПа, розташованої поблизу стратопаузи. Асиметрія центральної частини області холоду відносно географічного полюса з висотою посилюється. Вона зміщується до південного-заходу та поступово розташовується над північними районами Канади та Західної Європи. Відповідній області холоду близько відповідає циклон.

Алеутський теплий антициклон, що спостерігається в нижній та середній стратосфері, в верхній стратосфері має вигляд гребеня антициклону, розташованого південніше – над Тихим океаном. Максимальні значення температури в високих та помірних широтах припадають на північну частину Тихого океану, а мінімальні – на периферію приполюсного циклона, який розташовується над північно-західною частиною Європи. Максимум довготних вимірювань (20 °С) відмічається на поверхні під стратопаузою.

a)



б)

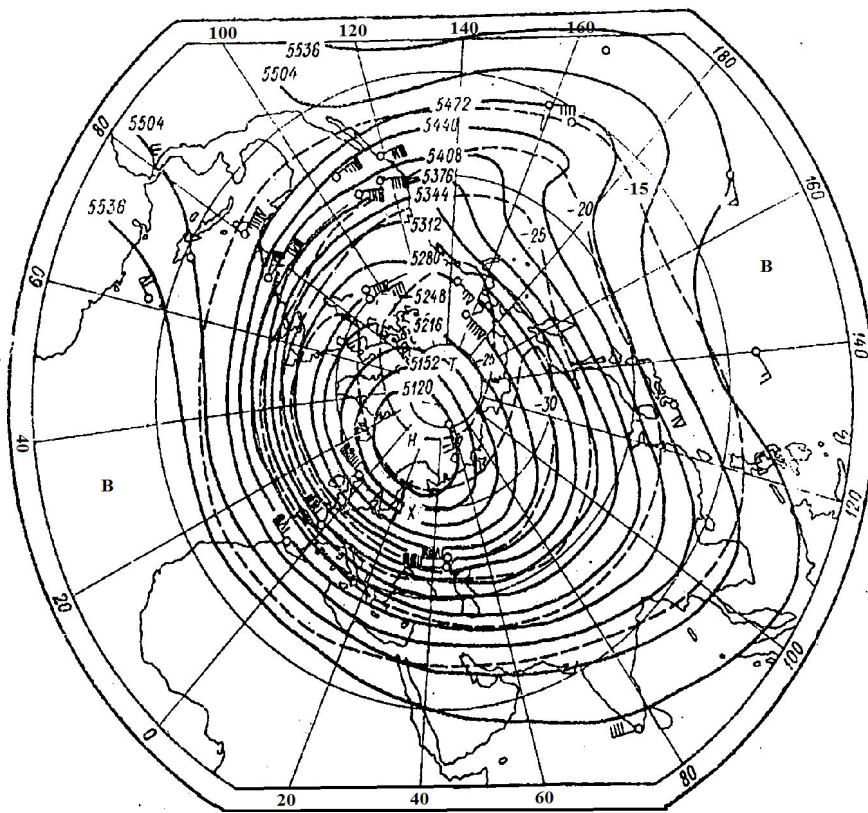


Рисунок 2.7 – Середня температура повітря та геопотенціалу на ізобаричних поверхнях 2 гПа (а) та 0,4 гПа (б) в січні [Гаврилова, 1982]

Таким чином, взимку приполюсна область холоду з відповідним їй циклональним баричним утворенням та область тепла над Тихим океаном, де формується Алеутський антициклон, простежуються в межах всієї стратосфери (100 – 0,4 гПа).

Стосовно нижньої *зимової стратосфери південної півкулі* треба відмітити, що характерні особливості просторового розподілу середньої температури схожі з північною. Різниця відзначається в інтенсивності приполюсних областей холоду в високих широтах та поясів тепла в помірних та субтропічних широтах:

- область холоду над Антарктидою більш інтенсивна і значення температури нижчі, за рахунок послабленого міжширотного обміну та відсутності раптових потеплінь в середині зими;
- пояс тепла характеризується більш низькими значеннями температури, всередині якого відсутня область тепла над Тихим океаном.

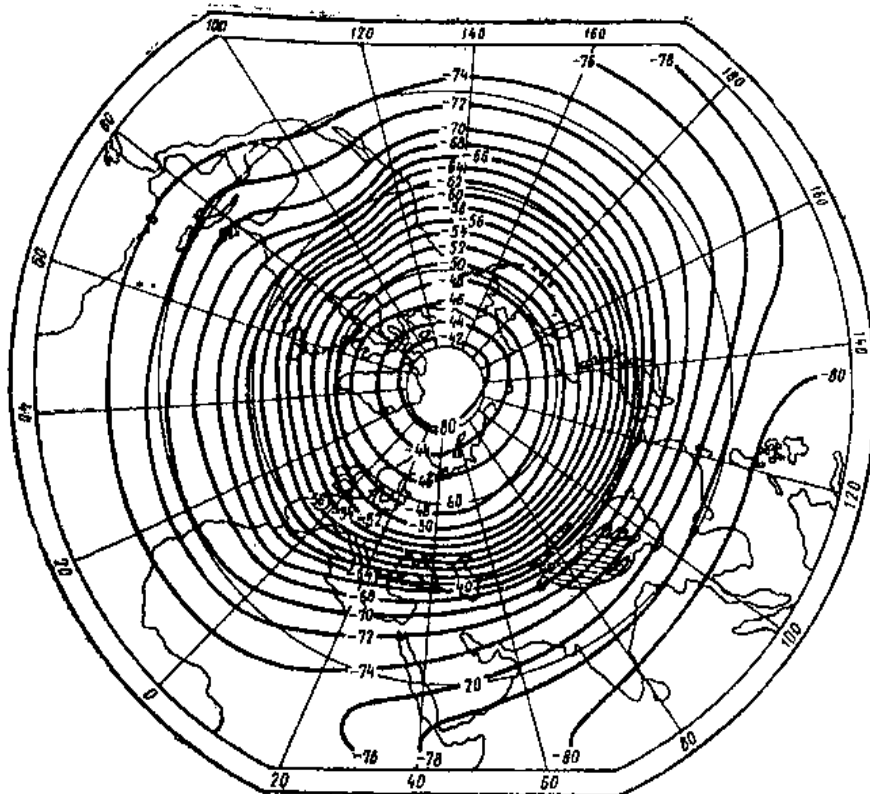
В *літній північній півкулі* (рис. 2.8) температурний режим стратосфери формується в умовах додатного радіаційного балансу. Він обумовлений високим вмістом озону та великою тривалістю сонячного сьйва. Додатковий вклад у збільшення температури вносить адіабатичні зміни, які є наслідком низхідних рухів в стратосферних антициклонах. Характерні особливості просторового розподілу середньої температури виразно простежуються з ізобаричної поверхні 100 гПа (рис. 2.8 а).

Над високими широтами обох півкуль формуються області тепла: над північною півкулею з квітня по вересень, а над південною – з грудня по січень. Вони розташовані симетрично відносно географічних полюсів і простежуються в межах всієї стратосфери 50 – 0,4 гПа (рис. 2.9). Зі збільшенням висоти області тепла посилюються та розповсюджуються. Найбільш високі значення температури (-5 °С) спостерігаються поблизу стратопаузи (0,4 гПа).

В тропічних широтах обох півкуль нижньої стратосфери зберігається приекваторіальна область холоду. Найменші значення температури (-80 °С) спостерігаються в широтній зоні 10° півн.ш. - 10° півд.ш.

Значно інтенсивніше радіаційне збільшення температури в тропічних широтах у порівнянні з субтропічними та помірними широтами обумовлює послаблення області холоду з висотою. В результаті чого в шарі 30-10 гПа вона не простежується й просторовий розподіл температури в середній та верхній стратосфері характеризується високоширотною областю тепла. Тому найбільш значні контрасти температур повітря над полюсом та екватором спостерігаються в нижній стратосфері. З висотою вони послаблюються.

a)



б)

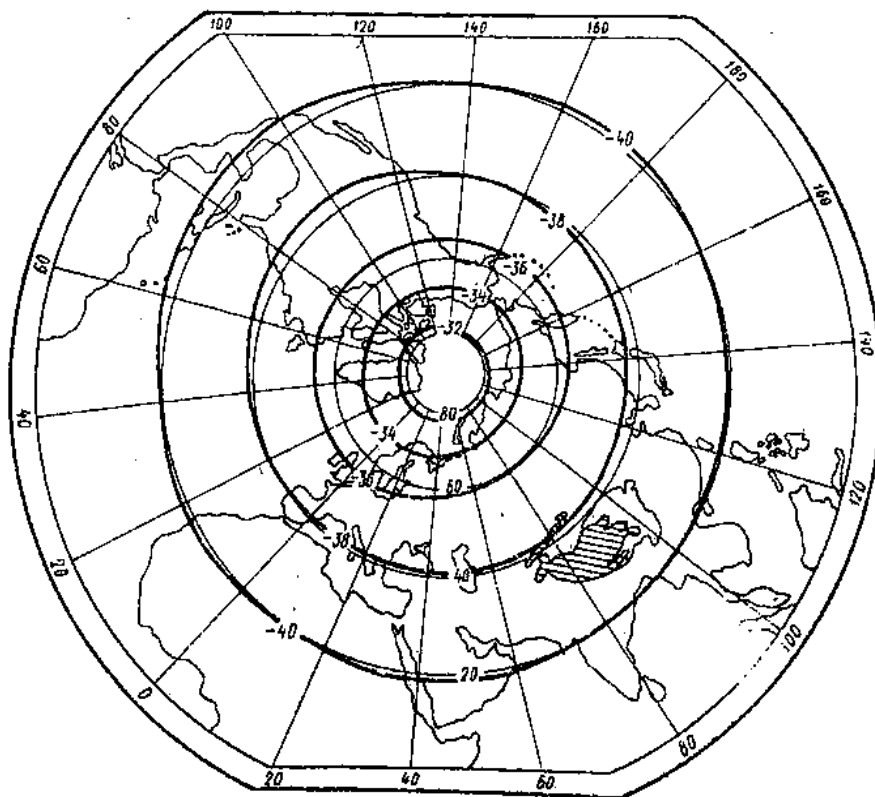


Рисунок 2.8 – Середня температура повітря на ізобаричних поверхнях 100 гПа (а) та 10 гПа (б) в липні [Гаврилова, 1982]

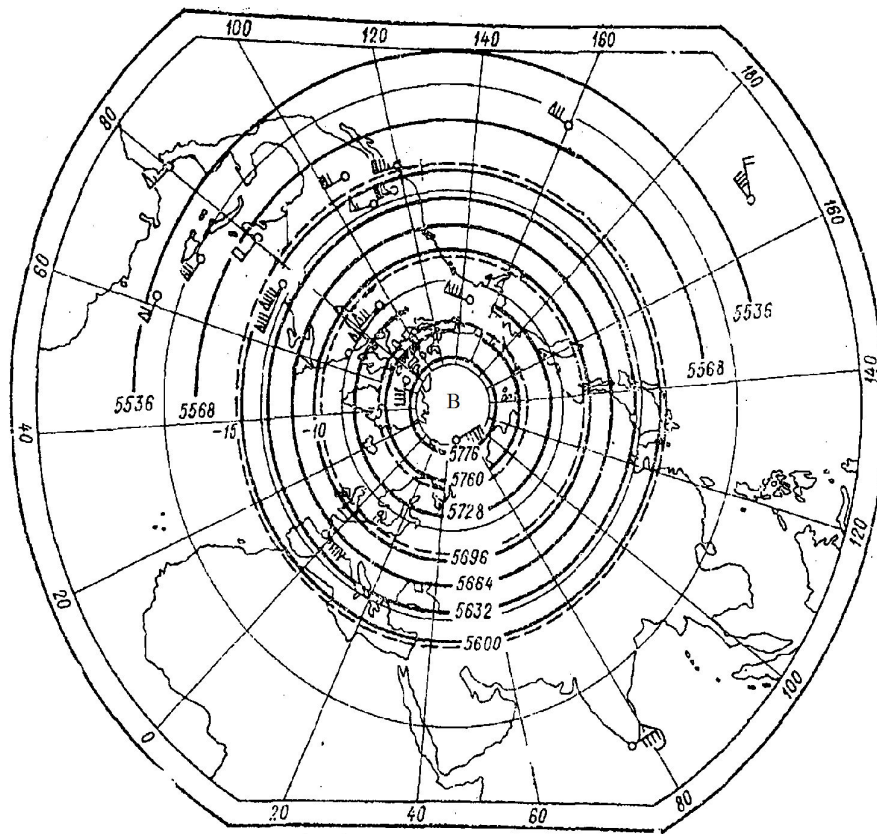


Рисунок 2.9 – Середня температура повітря та геопотенціалу на ізобаричній поверхні 0,4 гПа в липні [Гаврилова, 1982]

2.3 Географічні положення зон найвищих меридіональних і зональних градієнтів температури у вільній атмосфері

Зміни середньої зональної температури в тропосфері від екватора до полюсів можна оцінити горизонтальними меридіональними градієнтами на різних ізобаричних поверхнях [Гаврилова, 1982]:

$$\Gamma = -\frac{\overline{\partial t_z}}{\partial \varphi}. \quad (2.4)$$

Градієнт температури додатній, якщо температура повітря зменшується від географічного екватора до полюсів, й навпаки, від'ємний, якщо температура повітря збільшується у напрямку полюсів.

Вертикальні перетини меридіональних градієнтів середньої зональної температури повітря над північною та південною півкулями представлені на

рис. 2.10. Як видно, температура в тропосфері знижується від екватора до полюсів, тому горизонтальний градієнт у тропосфері додатній. Однак швидкість зміни температури вздовж меридіану не однакова. Чітко виділяються зони великих значень градієнтів температури. Схожість між півкулями відмічається лише влітку в тропічних зонах ($\pm 30^\circ$ ш.), яка обумовлена подібним радіаційним режимом та фізичними властивостями підстильної поверхні, що визначає близькі умови формування термічного режиму тропосфери.

В *тропосфері* субтропічних, помірних і субарктичних широт ($30 - 70^\circ$ ш.) обох півкуль, швидкості змінювання середньої зональної температури в напрямку до полюсів значно відрізняються:

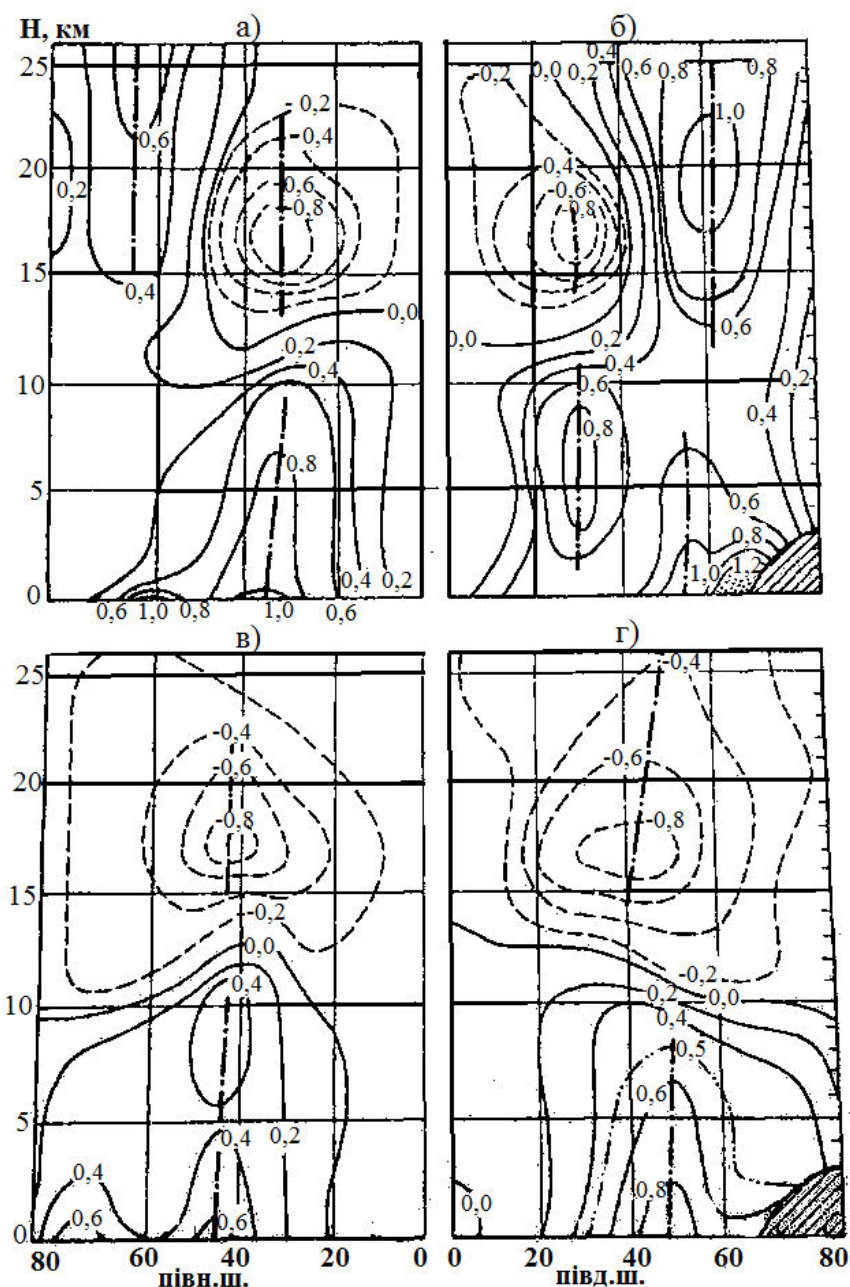
- У північній півкулі (рис. 2.10 а) зона значних додатних меридіональних градієнтів розташована між 30 і 50° півн.ш., градієнти якої досягають $0,8 - 1^\circ\text{C} / 1^\circ\text{ф}$. Ця зона розповсюджується до ізобаричної поверхні 850 гПа і є *планетарною фронтальною зоною*. Їй відповідають стійкі західні течії, середня швидкість яких взимку в верхній тропосфері досягає 30 м/с. Взимку ця зона розмежує області північної півкулі з від'ємним та додатнім радіаційним балансом діяльної поверхні.
- Друга зона значних додатних меридіональних градієнтів спостерігається за полярним колом вздовж 60° півн.ш. Вона охоплює лише нижню тропосферу.
- Влітку (рис. 2.10 в) ця зона зміщується на північ та розмежує повітряні маси прогріті над континентом і вихолодженні поверхнею арктичних морів уздовж 75° півн.ш. Збільшені горизонтальні контрасти температур сприяють розвитку циклогенезу;
- В південній півкулі (рис. 2.10 б), додатні градієнти температури охоплюють діапазон широт $20-70^\circ$ півд.ш. в межах всієї тропосфери. Взимку найбільші значення досягають $1,2^\circ\text{C} / 1^\circ\text{ф}$ й спостерігаються поблизу Антарктиди. Цій зоні відповідає *антарктичний кліматичний фронт*.
- Влітку південної півкулі (рис. 2.10 г) зона максимальних значень зміщується на північ.

Змінення температури в *стратосфері* від географічного екватора до полюсів неоднакове за швидкістю й за знаком:

- В зимовій нижній стратосфері обох півкуль найбільші від'ємні градієнти ($-0,8^\circ\text{C} / 1^\circ\text{ф}$) спостерігаються в тропічних зонах (рис. 2.10 а, б);
- Додатні градієнти спостерігаються в позатропічних широтах обох півкуль. Більш інтенсивною є зона в південній півкулі, значення якої досягають

1 °C / 1° φ на висоті 20 км. Цій зоні відповідають стійкі *стратосферні струминні течії* (швидкості досягають 47 м/с).

- В літній стратосфері (рис. 2.10 в, г) температура в напрямку до полюсів зростає. Зони найбільших значень градієнта температури в обох півкулях розташовані в помірних широтах в шарі 16-18 км й досягають -0,8 °C / 1° φ.



центральний зимовий місяць (а, б), центральний літній місяць (в, г)

Рисунок 2.10 – Вертикальні перетини меридіональних градієнтів середньої зональної температури повітря [Гаврилова, 1982]

3 ХАРАКТЕРИСТИКА БАРИЧНОГО ТА ВОЛОГІСНОГО РЕЖИМІВ ВІЛЬНОЇ АТМОСФЕРИ

3.1 Основні складові загальної циркуляції атмосфери

Загальною циркуляцією атмосфери (ЗЦА) називають систему великомасштабних повітряних течій [Гончарова та ін., 2005]. Завдяки повітряним течіям здійснюється обмін великих повітряних мас, вологою, теплом й кількістю рухів у горизонтальному та вертикальному напрямках атмосфери. До них відносять: зональний перенос повітря, в якому виникають довгі хвилі; великомасштабні турбулентні вихори, циклони, антициклони, пасати й мусони. Вони відіграють важливу роль у формуванні погоди та клімату Землі.

Стійка зміна переважаючих умов циркуляції атмосфери впродовж довгого періоду часу – викликає зміну клімату.

Циркуляція атмосфери – один з основних кліматоутворюючих факторів, тому її дослідженню приділяється велика увага.

Розрізняють два методи дослідження циркуляції атмосфери:

- 1) фізико-статистичний (дослідження метеорологічних величин);
- 2) гідродинамічний.

ЗЦА включає ряд великомасштабних рухів. Найбільший масштаб серед них має *західний перенос* повітряних мас, який охоплює тропосферу та частину стратосфери позатропічних широт влітку й всю стратосферу взимку. Він обумовлюється наявністю температурного контрасту між екватором і полюсом, тому горизонтальна складова баричного градієнта в основному має напрямок від тропіків до полюсів, а також відхиляючою дією обертання Землі навколо своєї осі. Західний перенос спостерігається, як правило, над більшою частиною позатропічних широт північної та південної півкуль. В обох півкулях пояс західних вітрів розташовується взимку до більш високих широт, ніж влітку.

Важливою складовою частиною загальної циркуляції атмосфери є циркуляція повітря в системі *позатропічних циклонів й антициклонів*, які безперервно виникають і руйнуються, впливаючи на характер міжширотного обміну повітряних мас, результатом якого є перенос тепла з низьких широт у високі та холоду з високих широт у низькі.

Центри дії атмосфери (ЦДА) (рис. 3.1, 3.2) є результатом статистичного осереднення фактичних полів атмосферного тиску. За фізичними механізмами утворення ЦДА поділяють на дві групи:

1. *Сталі* – що розташовуються над океанами:
 - Екваторіальна улоговина;
 - Азорський антициклон;
 - Ісландська депресія;
 - Алеутський мінімум;

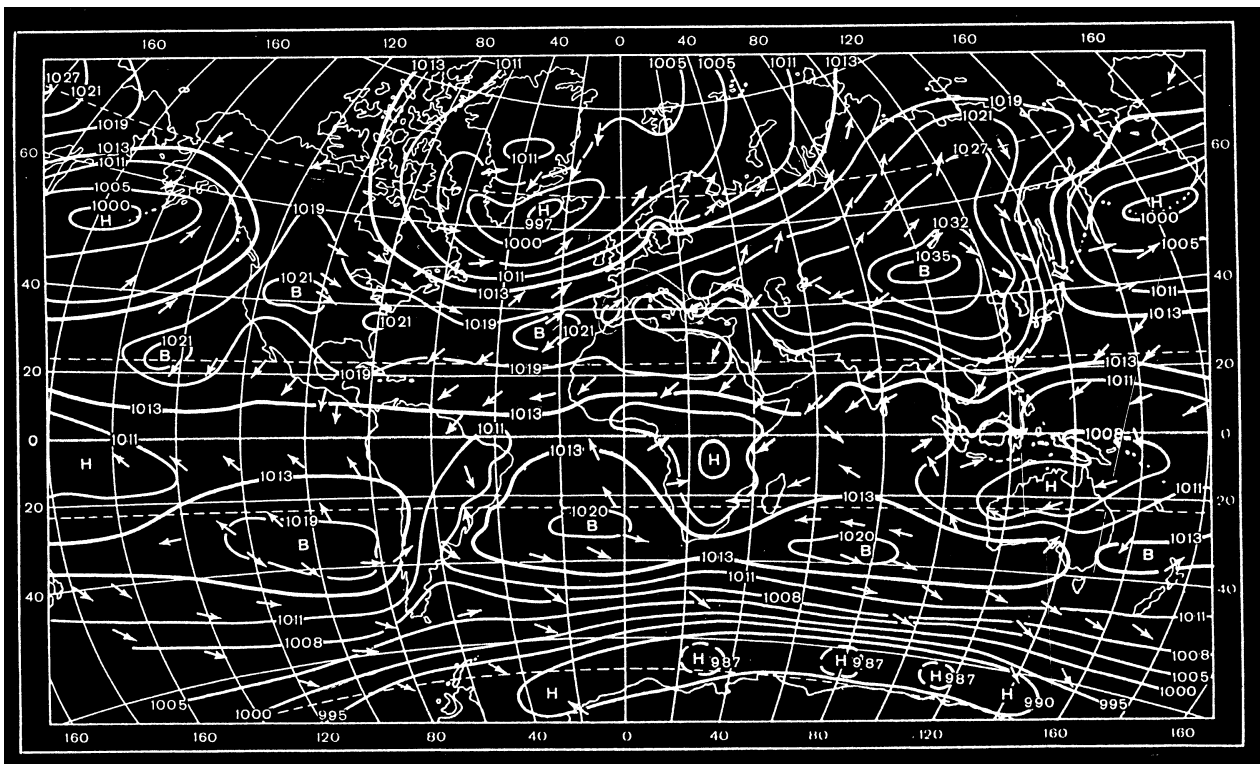


Рисунок 3.1 – Середні поля тиску (гПа) та течії повітря на рівні моря. Січень [Дроздов, 1979]

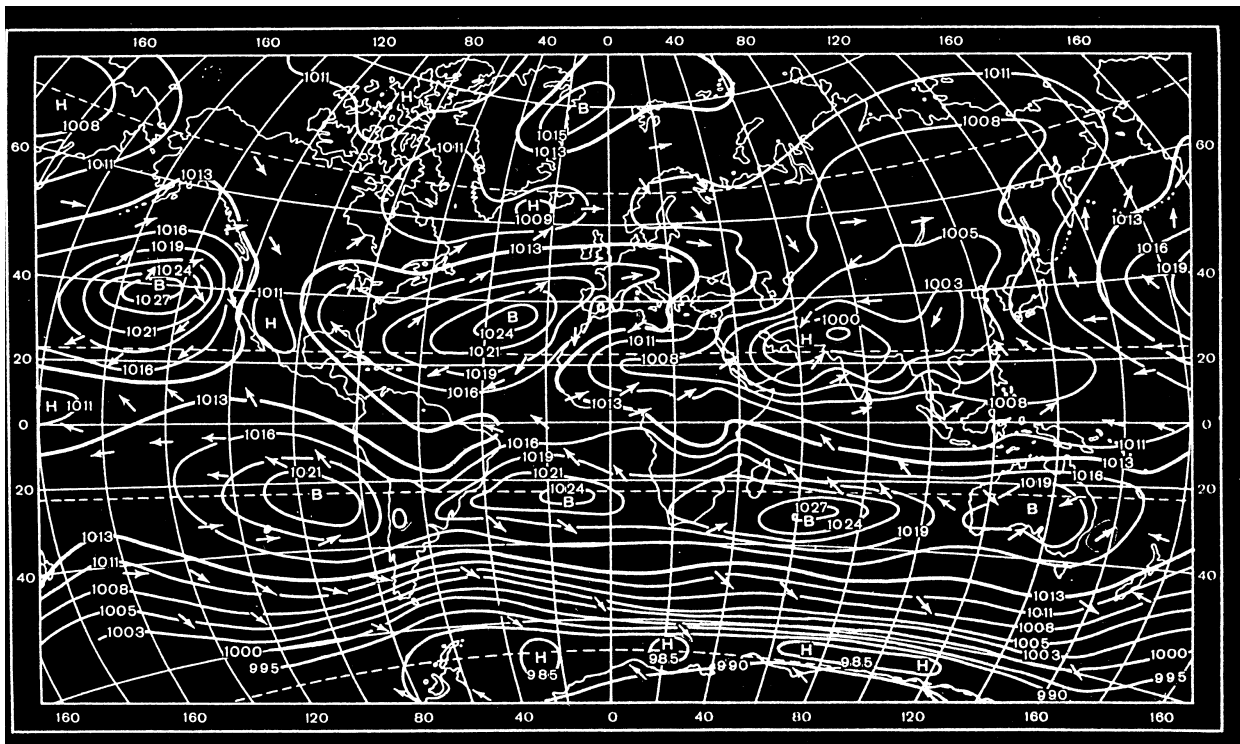


Рисунок 3.2 – Середні поля тиску (гПа) та течії повітря на рівні моря. Липень [Дроздов, 1979]

- Північно-Тихоокеанський (Гонолульський або Гавайський) антициклон;
- Південно-Атлантичний антициклон;
- Південно-Тихоокеанський антициклон;
- Південно-Індійський антициклон.

2. Сезонні – розташовуються над континентами:

- Сибірський антициклон;
- Азіатська депресія;
- Північно-Американська депресія;
- Північно-Американський антициклон;
- Південно-Американський антициклон;
- Південно-Американська депресія;
- Австралійський антициклон;
- Африканський антициклон.

Субтропічні антициклони формують великомасштабні циркуляційні системи в тропосфері. Вони обумовлюють обмін повітряними масами між тропічними та помірними широтами. Ці повітряні течії на периферіях антициклонів, обернених до екватору, називають *пасатами* (рис. 3.3).

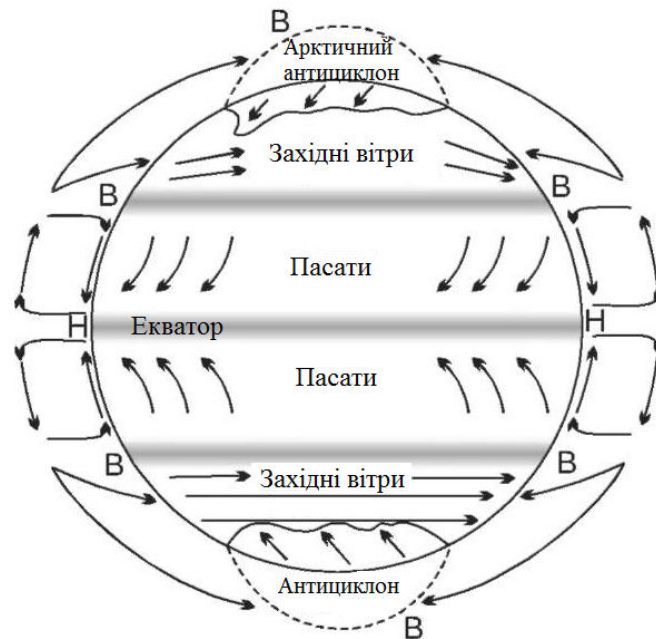


Рисунок 3.3 – Схема утворення пасатів [coollib.net]

Збіжність пасатів північної та південної півкуль з висхідними рухами спостерігаються в екваторіальній улоговині. Найбільш активні її зони називають *внутрішньотропічною зоною конвергенції* (ВЗК). З ВЗК пов'язаний розподіл хмарності та опадів.

На формування клімату у деяких районах Землі великий вплив чинять *мусони* (рис. 3.4). Ця циркуляційна система володіє виразним сезонним характером. На її формування значно впливає термічний режим суші та океану, який складається під дією радіаційних факторів.



Рисунок 3.4 – Схеми утворення мусонів [uch.znate.ru]

У визначенні С.П. Хромова [Гончарова та ін., 2005]: *мусон* – це такий режим загальної циркуляції атмосфери в великій географічній області, при якому вітри одного напрямку в кожному місці цієї області різко переважають над іншими, а переважаючий напрямок вітру від зими до літа та від літа до зими змінюється на протилежний або близький до протилежного. До *протилежних* відносяться напрямки, кут між якими складає 120° й 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.

3.2 Баричний режим та переважаючі умови циркуляції в тропосфері

Основні закономірності просторово-часового розподілу тиску в тропосфері й стратосфері виявлені на базі аналізу карт баричної топографії. Визначений тісний зв'язок між розподілом середньої температури й тиску на значних висотах. Цей зв'язок узгоджується з картами абсолютної та відносної топографії. Теоретичним обґрунтуванням є рівняння, отримані на основі рівняння статички атмосфери [Гаврилова, 1982]:

$$-\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{p}{p_0} \frac{\partial p_0}{\partial x} + \frac{g\rho(z - z_0)}{T} \frac{\partial T}{\partial x}, \quad (3.1)$$

$$-\frac{\partial p}{\partial y} = \frac{p}{p_0} \frac{\partial p_0}{\partial y} + \frac{g\rho(z-z_0)}{T} \frac{\partial T}{\partial y}, \quad (3.2)$$

де p_0 – тиск на нижній межі шару z_0 ;

p – тиск на верхній межі шару z ;

$\frac{\partial p_0}{\partial x}$ та $\frac{\partial p_0}{\partial y}$ – зміна тиску вздовж осей x та y на нижній межі шару;

$z - z_0$ – товщина шару;

T – середня температура повітря шару ($z - z_0$);

$\frac{\partial T}{\partial x}$ та $\frac{\partial T}{\partial y}$ – зміна середньої температури повітря шару вздовж осей x та y .

З цих рівнянь витікає, що розподіл тиску в тропосфері пов'язаний з розподілом приземного тиску та розподілом середньої температури всього нижнього шару. Внаслідок того, що тиск зі збільшенням висоти в теплому повітрі зменшується повільніше, ніж у холодному, на деякій висоті областям високого тиску відповідають області тепла, а областям низького тиску – області холоду.

Тому перебудова полів тиску з висотою в значній мірі визначається розподілом середньої температури нижче розташованого шару.

Найбільш складні зміни полів тиску з висотою спостерігаються в нижній тропосфері (від рівня моря до ізобаричної поверхні 700 гПа) позатропічних широт. Деяке уявлення надає вертикальна розповсюдженість центрів дії атмосфери.

Сезонні особливості полів тиску й переважаючі умови циркуляції в тропосфері. Поблизу екватора ($\pm 5^\circ$ ш.) впродовж всього року переважає область зниженого тиску, що характеризується слабкими та нестійкими за напрямком вітрами.

У напрямку високих широт значення тиску збільшується. В субтропічній та тропічній зонах ($15-35^\circ$ ш.) розташовуються пояса високого тиску, що є наслідком переважання антициклональної циркуляції. Наприклад, субтропічні області високого тиску над океанами, Азорський та Гавайський антициклони, простежуються до ізобаричної поверхні 500 гПа.

В зимовій північній півкулі (рис. 3.1) антициклональна циркуляція формується над вихолодженими континентами Північної Америки та Азії (Сибірський антициклон) до рівня 850 гПа. Це свідчить про те, що переважаюча більшість зимових антициклонів над вихолодженими континентами є низькими баричними утвореннями. Ісландська депресія над Північною Атлантикою простежується лише до рівня 850 гПа, а Алеутська депресія над північною

частиною Тихого океану у вигляді замкнених ізогіпс – до ізобаричної поверхні 700 гПа.

Аналіз полів геопотенціальних поверхонь 850 та 700 гПа показав, що горизонтальні потоки тепла й вологи з районів Північної Атлантики легко проникають в середину Арктики, в той час як з Тихого океану вони частково блокуються орографією та арктичним антициклоном. Це вказує на значний вплив нижньої тропосфери Атлантичного океану на клімат Арктики в порівнянні з впливом Тихого океану. У верхній арктичній тропосфері вклад океанів у формування температурного режиму вирівнюється.

Головною особливістю просторового розподілу тиску в зимовій тропосфері (700 – 300 гПа) північної півкулі є наявність приполюсного циклону (рис. 3.5), від центру якого спрямовані добре виражені улоговини зниженого тиску на східні частини континентів Північної Америки та Євразії. У вказаних улоговинах спостерігаються самостійні центри до ізобаричної поверхні 500 гПа. Улоговини розмежовані гребенями високого тиску: один розташовується над східною частиною Північної Атлантики, другий – над Тихим океаном, третій – над басейнами річок Обі та Єнісею. Ці гребені відповідають областям тепла, а улоговини – областям холоду на картах відносної топографії VT_{1000}^{300} .

Таким чином, взимку розподіл середнього тиску в тропосфері позатропічних широт характеризується хвильовим числом 3, яке відбиває хвильовий характер циркуляції в планетарному масштабі.

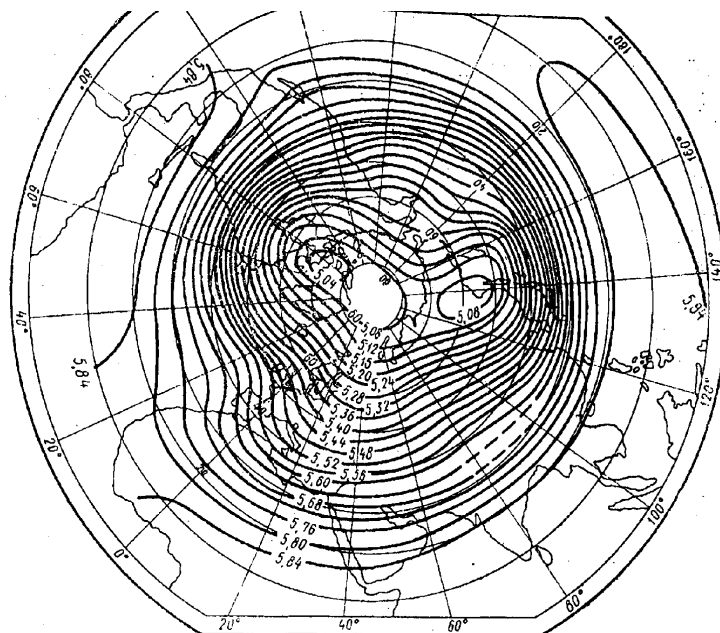


Рисунок 3.5 – Поле геопотенціальної ізобаричної поверхні 500 гПа. Січень
[Гаврилова, 1982]

Ось субтропічних зон високого тиску в обох півкулях зі збільшенням висоти зміщується до екватора разом з областю тепла.

В південній півкулі (рис. 3.6) ось субтропічної зони високого тиску на поверхні 500 гПа знаходиться на 10° північніше, ніж на рівні моря. На південь від осі високого тиску формується пояс зниженого тиску – циклонічний циркумполярний вихор, центральна частина якого розташовується поблизу Південного полюса. Зональний розподіл ізогіпс помірних широт є результатом як статистичного осереднення швидко мінливої синоптичної ситуації, так і впливу однорідної океанічної поверхні.

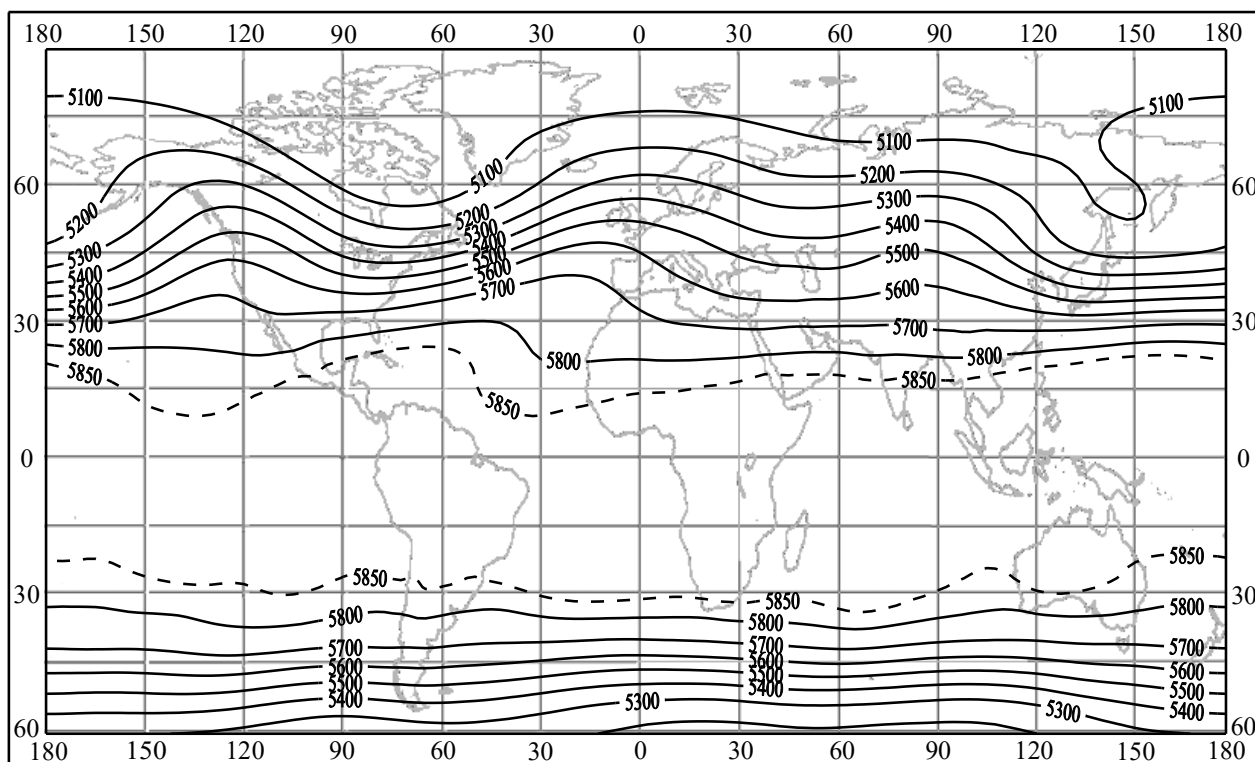


Рисунок 3.6 – Поле геопотенціальної ізобаричної поверхні 500 гПа. Січень [Гончарова та ін., 2005]

В липні (рис. 3.7) характерної особливістю баричного поля в північній півкулі є розміщення приполюсного циклона, який простежується в межах всієї тропосфери. Циклон формується над областю холоду і з ним пов'язані чотири улоговини помірних широт. Одна спрямована на Тихий океан, друга – на західну частину Атлантичного океану, третя – на західну Європу й четверта – на східний Сибір. В цей період року середнє баричне поле тропосфери помірних широт характеризується хвильовим числом 4. Амплітуда хвиль значна менша, ніж в січні й розташування ізогіпс майже зональне.

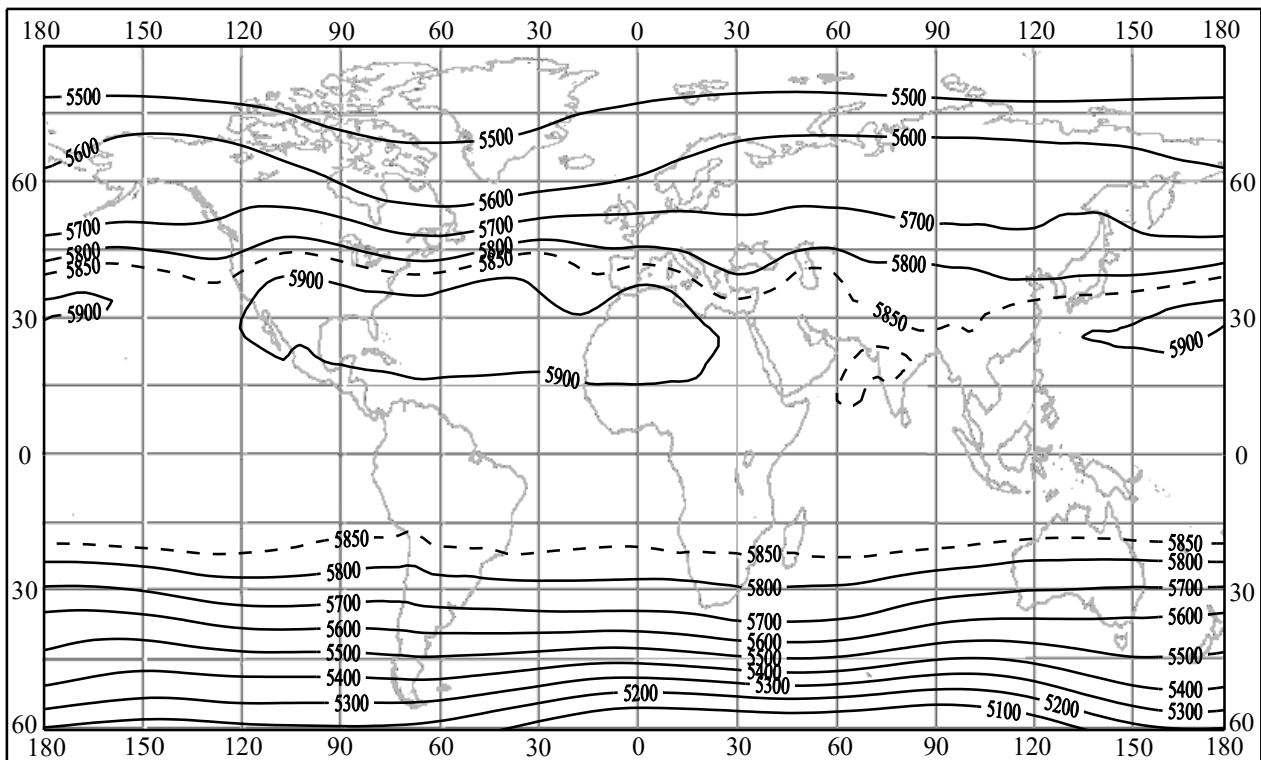


Рисунок 3.7 – Поле геопотенціальної ізобаричної поверхні 500 гПа. Липень
[Гончарова та ін., 2005]

В зимовій південній (рис. 3.7) півкулі найбільше число антициклонів зміщується на 10° до екватору та розташовується над океанами з центрами вздовж 20° півд.ш.: Південно-Атлантичний, Південно-Індійський, Південно-Тихоокеанський антициклони. Область циркумполярного циклонічного вихору посилюється та значно розповсюджується на північ.

Ступень сезонної перебудови баричних полів в тропосфері неоднакова. Найбільш чітко вона простежується на рівні моря та поверхні 850 гПа.

Неперіодична мінливість геопотенціалу ізобаричної поверхні 500 гПа з відділенням від екватора в обох півкулях зростає. Влітку найбільша мінливість в широтних зонах $50\text{-}60^\circ$ ш., а взимку досягають максимальних значень поблизу 60° півн.ш. та 75° півд.ш.

Що стосується переважаючих повітряних течій, то треба відмітити, що слабкий тропічний східний перенос (4 м/с) охоплює зону, ширина якої у нижніх шарах атмосфери перебільшує 40° , а з висотою зменшується до 20° , але значення швидкостей зростають від 4 до 12 м/с (рис. 3.8). У річному ході осові лінії поясу східних вітрів трохи пересуваються на південь взимку та північ влітку разом з екваторіальною улоговиною (рис. 3.9).

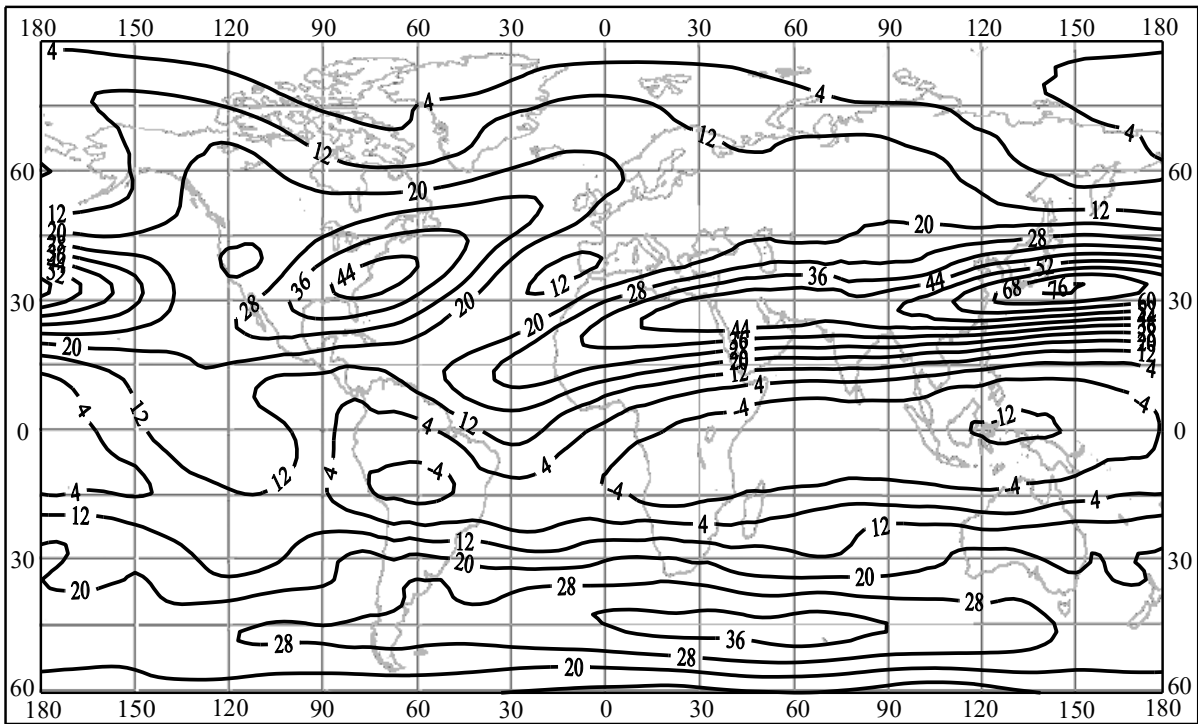


Рисунок 3.8 – Зональна складова швидкості вітру на поверхні 200 гПа (м/с).
Січень [Гончарова та ін., 2005]

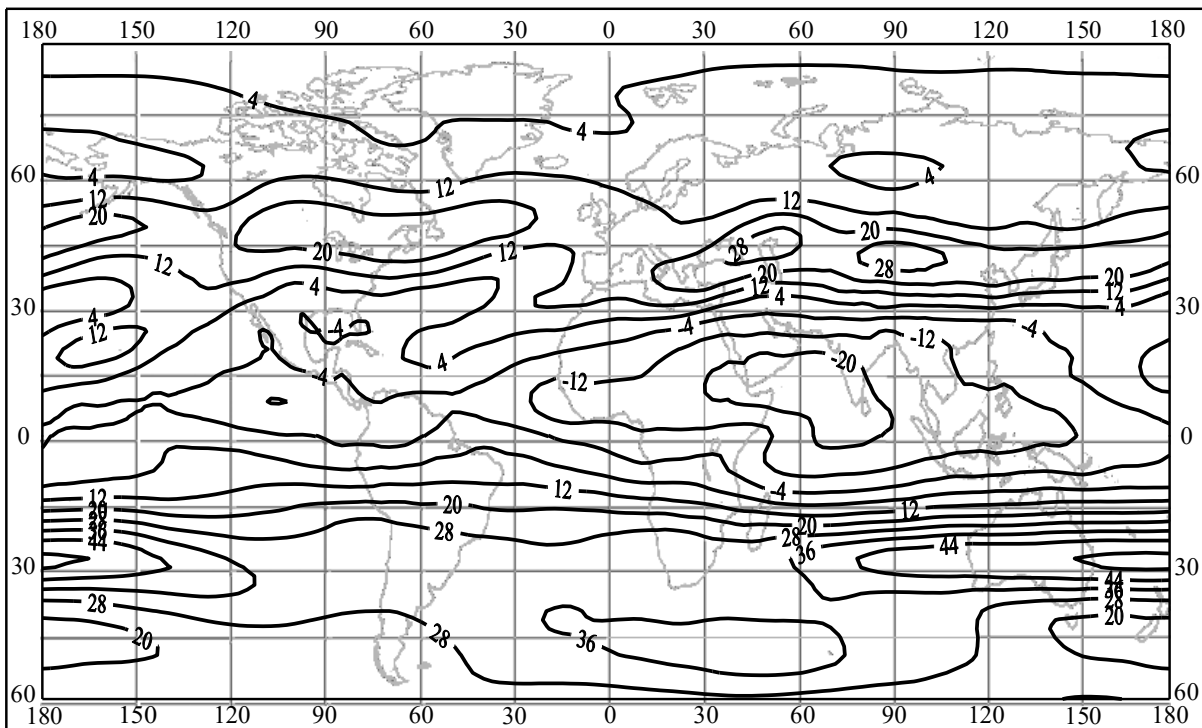


Рисунок 3.9 – Зональна складова швидкості вітру на поверхні 200 гПа (м/с).
Липень [Гончарова та ін., 2005]

Взимку циркуляційні максимуми західних вітрів особливо добре виявлені біля поверхні 200 гПа та декілька зсунуті до екватора вздовж 30° півн.ш. і досягають 76 м/с. Ці максимуми влітку (рис.3.9) пересуваються до полюсів приблизно на 15° широти у північній півкулі.

Максимум вітру влітку значно слабкіший (28 м/с) ніж відповідний зимовий максимум. Ці максимуми західних вітрів розташовані майже у точності над середнім положенням субтропічних зон високого тиску на рівні моря.

В обох півкулях *пояс західних вітрів* розповсюджується до низьких широт та досягає найбільшої інтенсивності взимку. Зональність середньої повітряної течії в південній півкулі зовсім не означає, що синоптичні збурення тут відрізняються малою інтенсивністю. Відхилення від зонального руху пов'язані з особливостями підстильної поверхні та термічними впливами суші й моря. У високих й 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 вздовж широтних кіл.

Меридіональна циркуляція тропосфери в січні (рис. 3.10) характеризується максимальним розвитком у районі позатропічних широт та слабкістю у тропічній зоні.

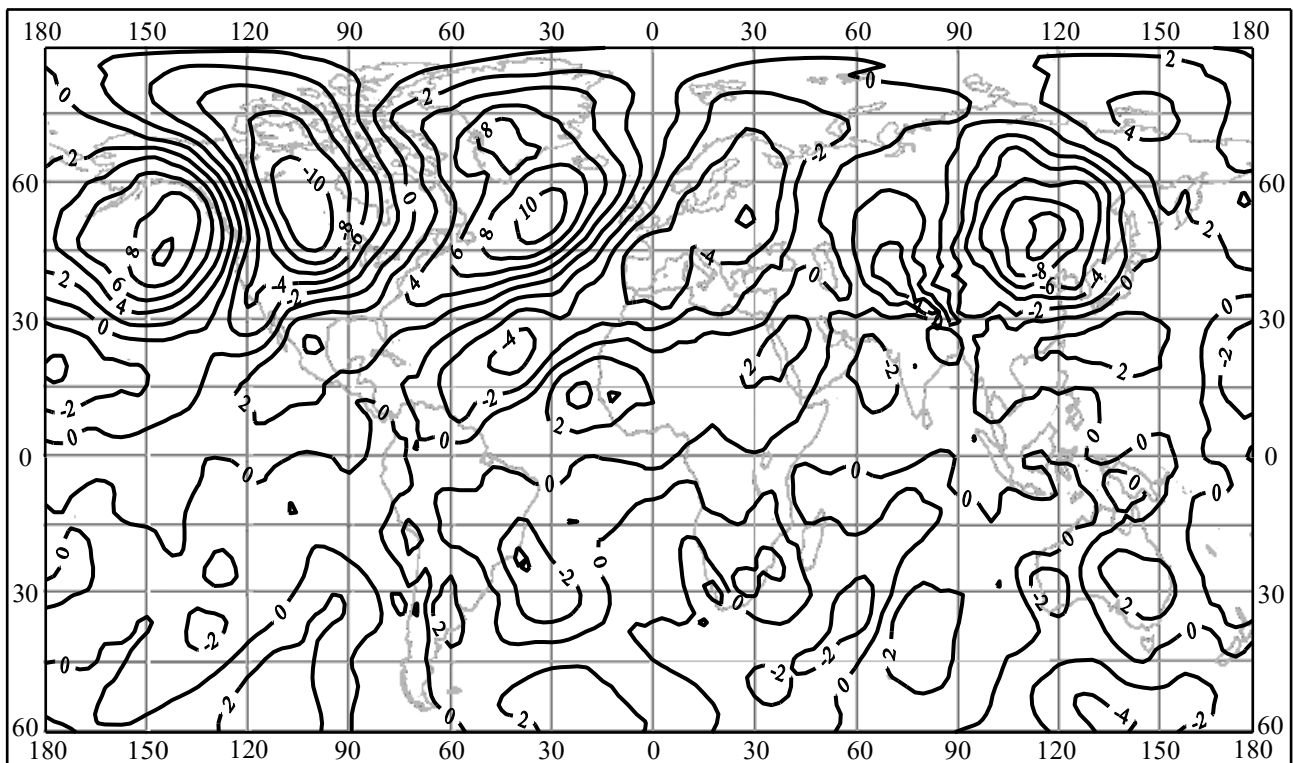


Рисунок 3.10 – Меридіональна складова швидкості вітру на поверхні 500 гПа (м/с). Січень [Гончарова та ін., 2005]

Взимку в позатропічних широтах північної півкулі в середньому переважає північний вітер над континентами з максимальною швидкістю біля 10 м/с, а над океанами – південний, які посилюються у верхній тропосфері.

Влітку (рис. 3.11) у позатропічних шарах північної півкулі переважають помірні південні вітри, значення яких досягають 6 м/с, а у потужному шарі на більшій частині Північної Америки, Європи – більш слабкі північні вітри. Ближче до екватора середні південні вітри на нижніх рівнях досягають швидкостей 2 м/с, а північні вітри у високих шарах південної півкулі – 6 м/с.

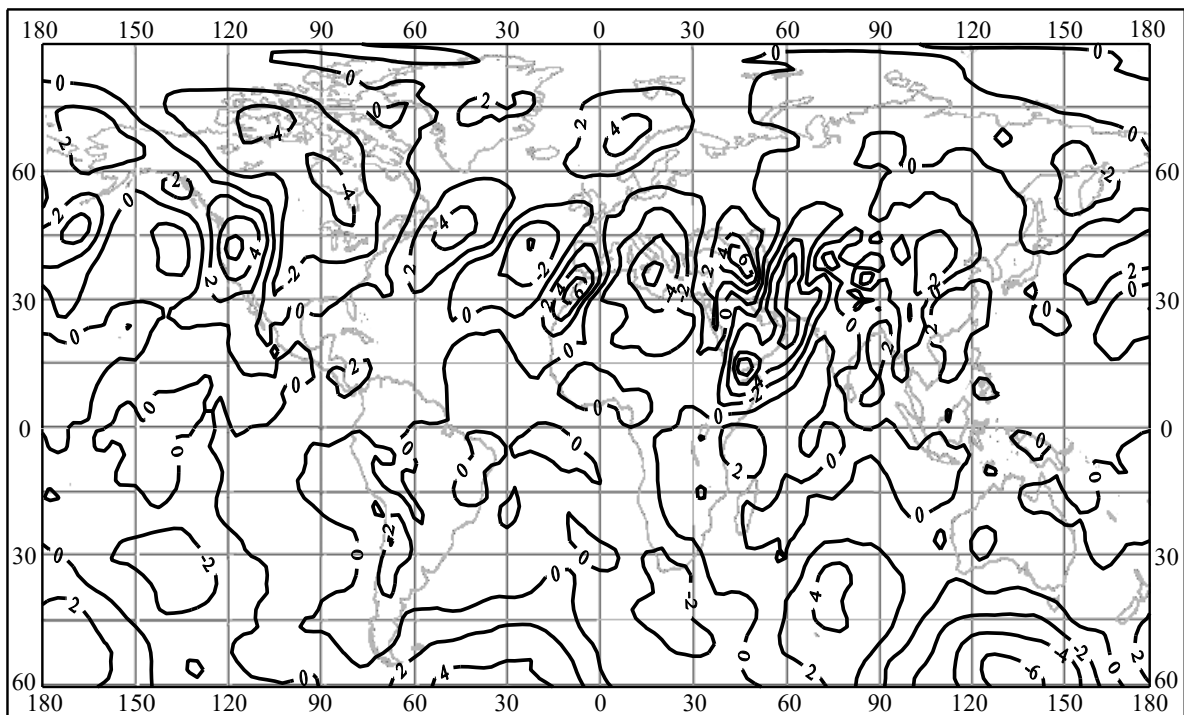


Рисунок 3.11 – Меридіональна складова швидкості вітру на поверхні 500 гПа (м/с). Липень [Гончарова та ін., 2005]

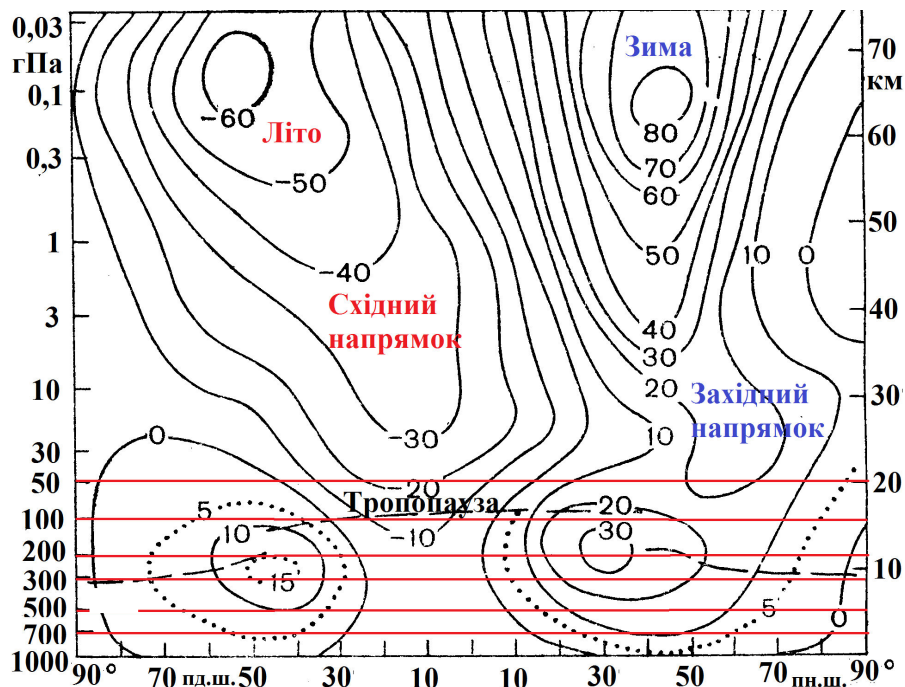
У південній півкулі геострофічна меридіональна течія на висоті 500 гПа, що пов'язана з синоптичними хвильовими системами, взимку слабкіша, а влітку сильніша, ніж у північній.

3.3 Баричний режим та переважаючі умови циркуляції в стратосфері

Тепловий режим стратосфери визначається головним чином сонячною радіацією й, перш за все, здатністю стратосферного озону поглинати та випромінювати короткохвильову радіацію Сонця. Стратосферне повітря найбільше охолоджується за умов полярної ночі в зимовій півкулі, тоді горизонтальний градієнт температури має напрямок з тропічної зони в бік полюса, а влітку в високих широтах стратосфери формується область тепла і градієнт температури спрямований до екватора, що спричиняє перебудову атмосферної циркуляції. Цей шар характеризується зростанням температури з висотою, отже, великою стійкістю.

Розрахунки адвективних та адіабатичних змін температури показали, що вони відіграють головну роль у неперіодичних змінах полів температури та геопотенціалу і, як наслідок, вітру.

Стратосфера (20 – 50 км) характеризується добре розвинутою зональною циркуляцією. Вітровий режим, якої визначається розподілом центрів тепла та холоду, що залежать від сезонів року (рис. 3.12). Режим вітру на цих висотах визначається розташуванням в районі північного полюса стратосферної області холоду, а в районі південного полюса – області тепла.



Додатні (від'ємні) значення вказують швидкість західних (східних) напрямків вітру

Рисунок 3.12 – Висотно-широтний переріз розподілу середнього зонального вітру (м/с) для періодів сонцестоянь [Школьний та ін., 2010]

Влітку в середніх і низьких широтах південної півкулі термічний вітер має більш східну складову, що приводить до зменшення швидкості західного вітру вище тропопаузи і досягає мінімальних значень на висоті поблизу 24 км (велопаузи). За рахунок розташування області тепла та високого тиску в районі південного полюса в стратосфері переважають східні вітри, які посилюються з висотою.

Взимку тут формуються (рис. 3.12) західні складові вітру, швидкість яких посилюється з висотою й може досягати 80 м/с.

Зимові західні вітри зароджуються поблизу періоду осіннього рівнодення й швидко створюють сильну повітряну течію, що охоплює всю північну півкулю (рис. 3.13). Максимальний розвиток західних вітрів спостерігається в першій половині грудня. Цей період в стратосферній циркуляції називають періодом зимових шквалів.

На початку квітня західна циркуляція починає руйнуватися й відбувається весняна перебудова вітрів, пов'язана з антициклоном, який виникає за рахунок переміщення теплих повітряних мас з Атлантики, Північної Африки та Іранського нагір'я.

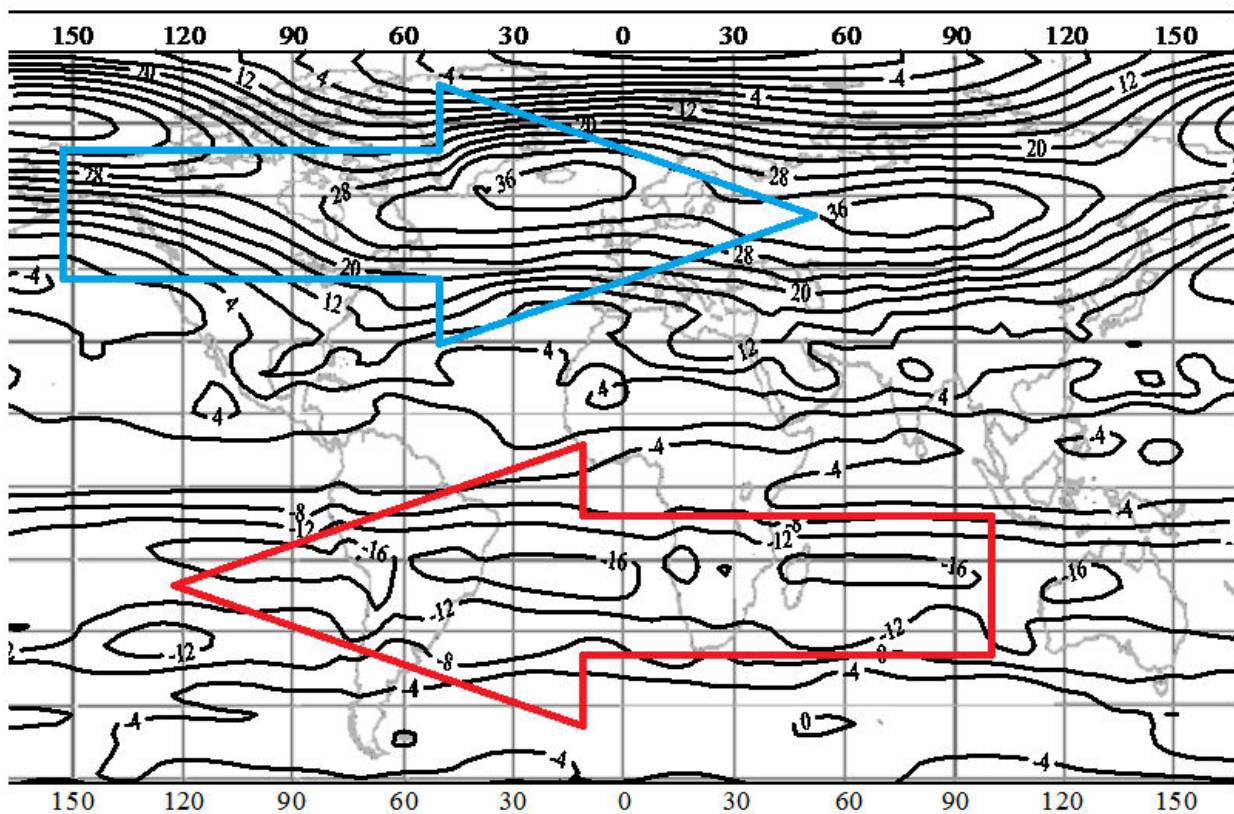


Рисунок 3.13 – Зональна складова швидкості вітру на поверхні 30 гПа (м/с). Січень [Гончарова та ін., 2005]

В травні починають відроджуватись східні вітри, середня швидкість яких в помірних широтах 10 – 12 м/с. Вони поступово збільшуються і досягають максимальних швидкостей в липні (рис. 3.14). Величини горизонтальних градієнтів тиску влітку значно менші, ніж в зимовий період. Літня циркуляція більш стала, ніж зимова, її руйнування відбувається впродовж серпня і вересня.

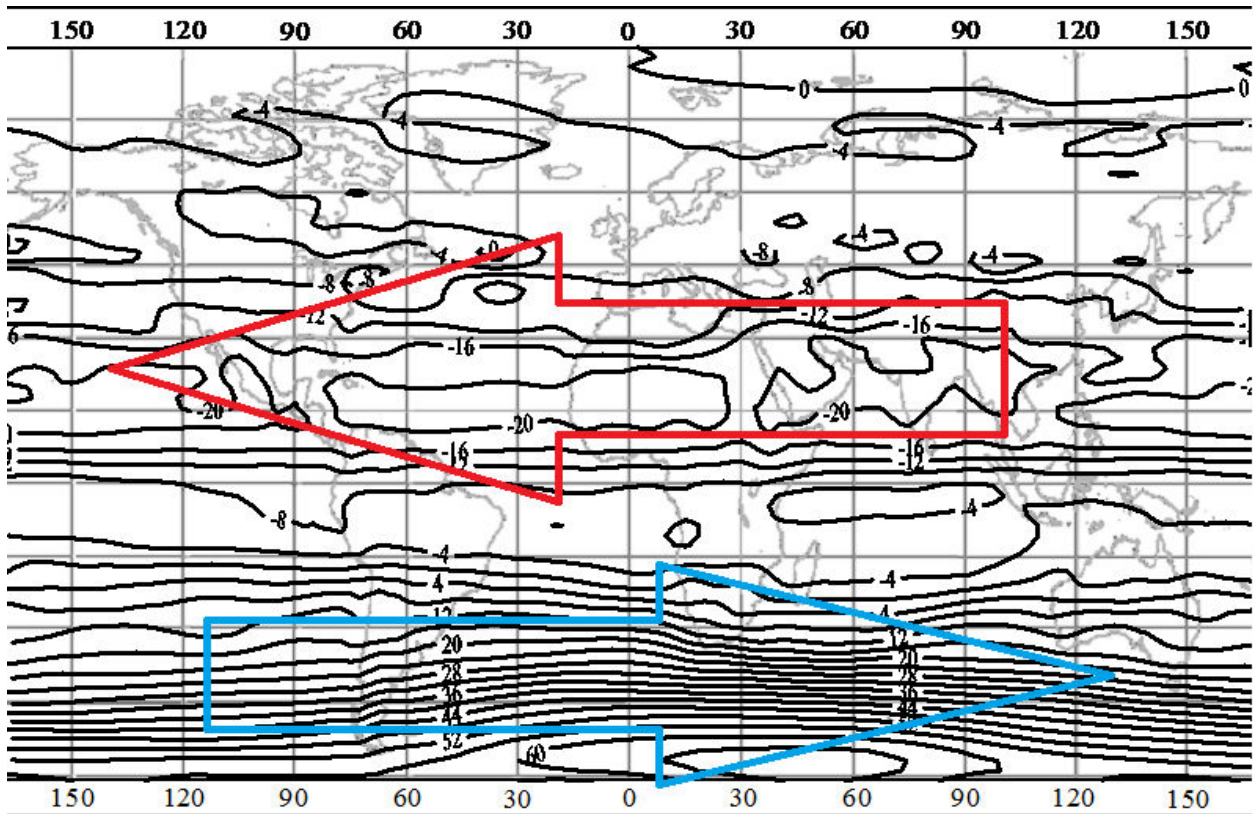


Рисунок 3.14 – Зональна складова швидкості вітру на поверхні 30 гПа (м/с). Липень [Гончарова та ін., 2005]

Також, порівнюючи середні розподіли геопотенціальних поверхонь для січня і липня, а саме, горизонтальні градієнти ізогіпс, можна відзначити, що швидкості східних вітрів набагато менші, ніж західних (рис. 3.15, 3.16).

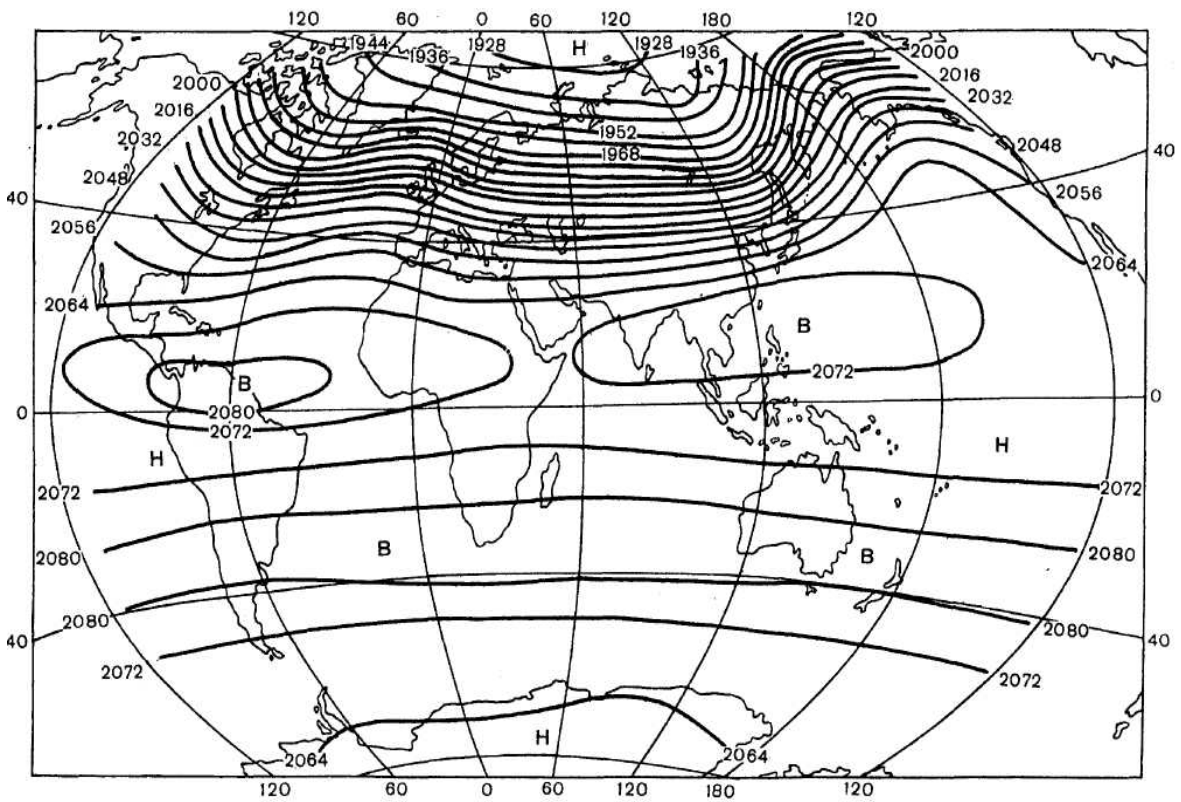


Рисунок 3.15 – Абсолютна топографія АТ50. Січень [Дроздов, 1979]

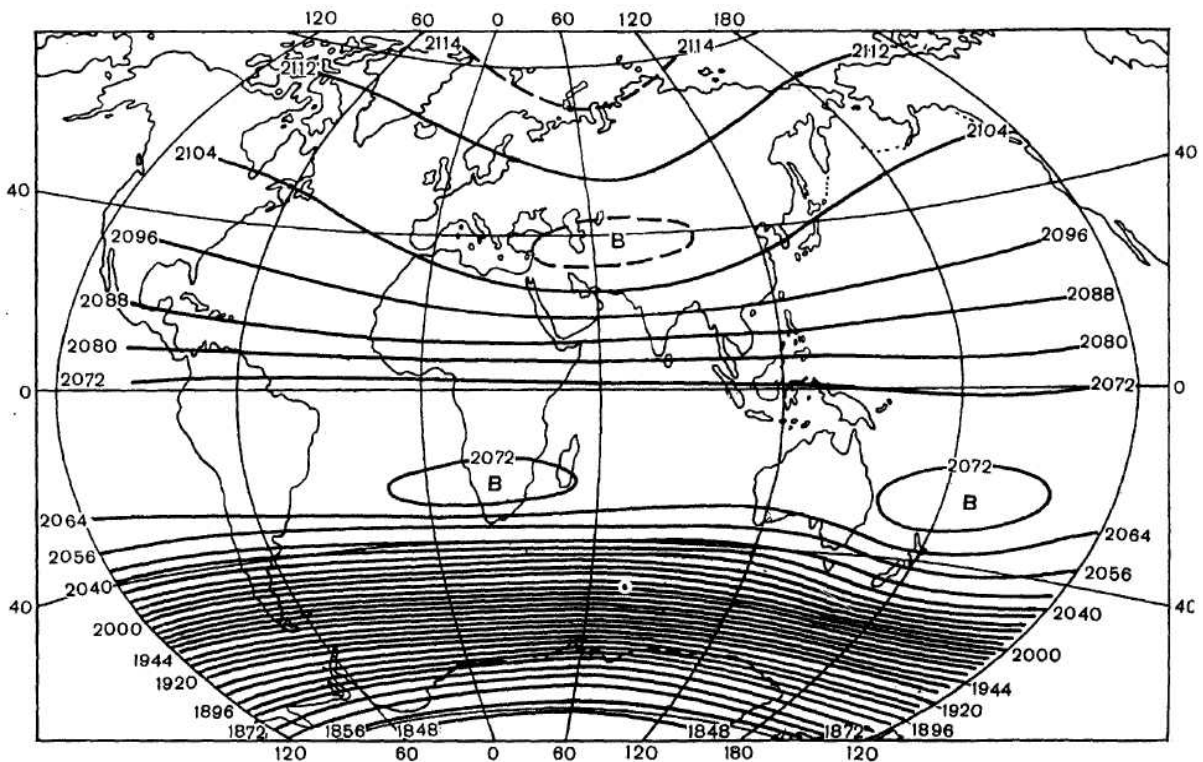


Рисунок 3.16 – Абсолютна топографія АТ50. Липень [Дроздов, 1979]

Циркуляція в нижній стратосфері тропічної та екваторіальної зони має деякі особливості, які пов'язані з циклічним характером зміни метеорологічних величин та явищ за часом. Окрім річних та піврічних коливань, пов'язаних з сезонним сонячним циклом, спостерігається сильне коливання середнього зонального вітру й температури, що складає в середньому 26 місяців (квазидворічне коливання). Складові вітру періодично змінюються зі східної на західну. Також встановлено, що таке коливання починається на висоті 30 км і затухає, наближаючись до рівня тропопаузи.

Вказані коливання мають найбільшу амплітуду (20 м/с) на висоті поблизу 25 км над екваторіальним районом.

Як і піврічне, квазидворічне коливання найбільш чітко спостерігається на висотно – часовому перетині середніх місячних значень зональної компоненти швидкості вітру, побудованому за даними екваторіальних станцій (рис. 3.17). На рисунку чітко видно випадки східних і західних вітрових режимів, що чергуються з середнім періодом 26 – 30 місяців.

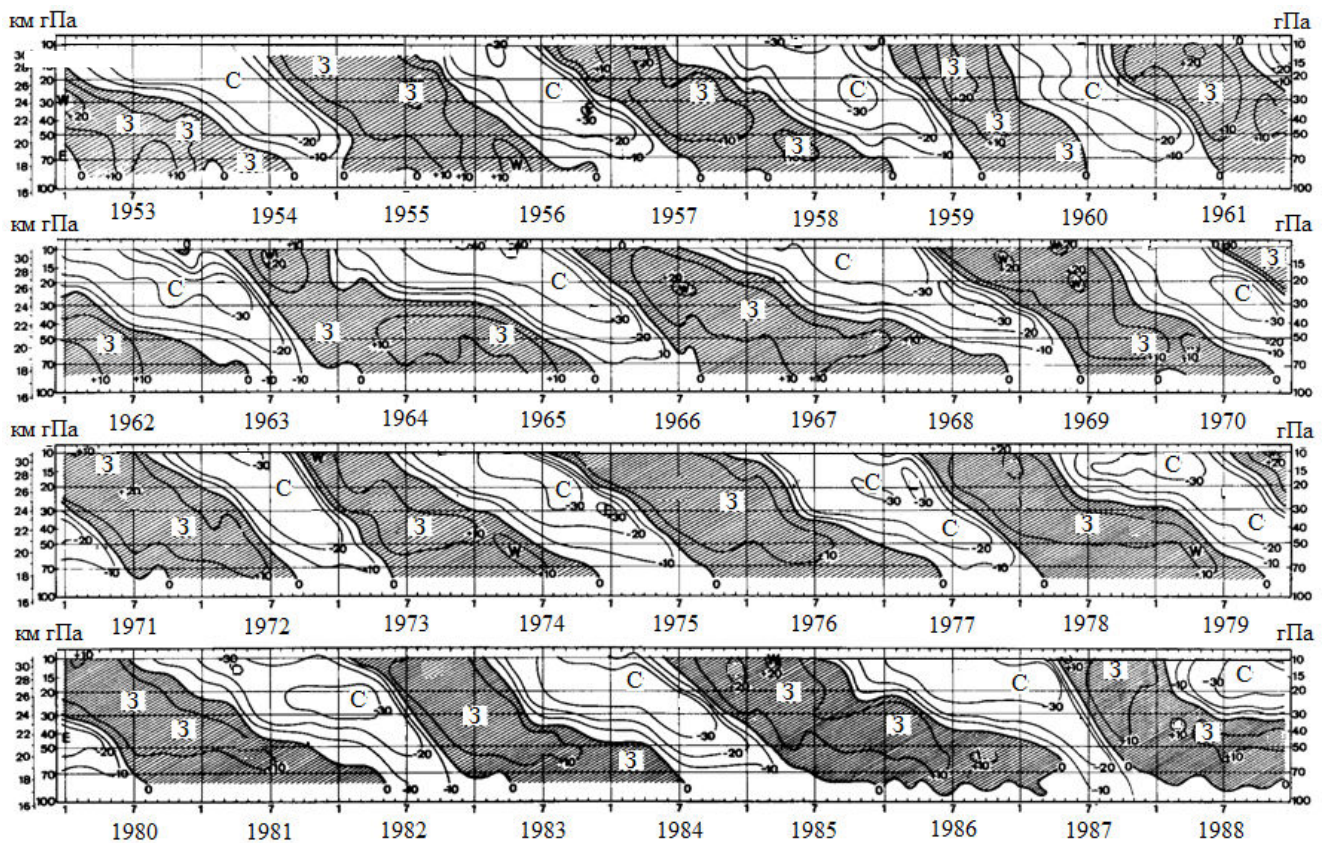


Рисунок 3.17 – Висотно – часовий переріз поля середньо зонального вітру поблизу 9° півн.ш. (ізотахи проведені через 10 м/с) [Школьний та ін., 2010]

В даний час ще не існує загальноприйнятої теорії про природу та причини появи західних вітрів в нижній екваторіальній стратосфері й квазідворічного циклу їх повторювання. З цього питання існують різні точки зору та гіпотези:

1. Однією з теорій, що розглядається, є можливі земні причини утворення 26 – місячного циклу зональної складової вітру: явище власних коливань атмосфери, субгармонійний резонанс нелінійних коливань атмосфери та явище биття. Явище биття було виявлено при експериментальних дослідженнях конвекції в обертовій рідині між двома концентричними циліндрами, які спричиняють циклічні зміни зонального потоку з періодом, більшим за період обертання. Але ця теорія спричинила значні протиріччя, оскільки 26 – місячна циклічність краще проявляється в екваторіальній зоні, де сила Коріоліса зменшується, а явище биття виникає при однорідних швидкостях обертання та характеризує циркуляцію в середніх і високих широтах [Школьнік та ін., 2010].

2. В теорії Д.О. Стейлі, коливання зональної складової вітру в екваторіальній стратосфері має вимушений хвильовий геострофічний рух, що виникає внаслідок розповсюдження вниз тепла. Джерелом останнього є ультрафіолетова сонячна радіація з періодичністю 26 місяців, яка впливає на озоновий шар.

3. Інша теорія В.С. Пурганського базувалась на розв'язанні системи рівнянь гідродинаміки, застосованої до вузької екваторіальної зони, яке показало, що при малих значеннях амплітуди вертикального градієнта температури, що змінюється з періодом 12 місяців, виникають коливання з подвійним періодом, а саме, 24 місяці.

4. Найбільш широко обговорювалась теорія Варьярда та Ебдона – про зовнішнє джерело коливання. Таким джерелом частіше називають сонячну активність – ефект ультрафіолетового випромінювання Сонця, пов'язаного з групами сонячних плям, що найбільше відображається на високих шарах низьких широт. Дослідження зміни спектра місячних відносних чисел сонячних плям, тобто аналіз коливань спектра сонячних плям виявив слабкий пік з періодом 25 місяців.

5. Л.А. Вітельс висловив іншу гіпотезу, що базується на двох періодичних коливаннях, яка пояснювала квазідворічну циклічність в атмосфері: періоду осьового обертання Сонця (27,3 доби), синодичного періоду обертання Місяця (29,5 доби). Перший з них обґрунтовує зміщення активних довгот Сонця відносно Землі, другий – зміну місячних фаз. Умови проходження через центральний меридіан Сонця визначеної активної довготи при тому ж розміщенні Землі, Сонця й Місяця, настають через $27,3 \times 29,5 = 805,35$ діб (2,2 року або 26,5 місяця).

Що стосується *меридіональної складової швидкості вітру* в стратосфері, то наприклад, влітку меридіональна неоднорідність термобаричного поля обумовлена формуванням приполюсної області тепла та зберіганням низьких

температур у приекваторіальному поясі. Поле вітру виражає циркуляцію у системі значного антициклону, центр якого розташовується над географічним полюсом. Паралельність ізотерм та ізогіпс стратосферного антициклону широтним колам та відсутність чітко виражених гребенів породжують мінімальні відхилення циркуляції від зональної й не сприяють розвитку меридіональних рухів.

Таким чином, 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.

3.4 Режим вологості у вільній атмосфері

Водяна пара відноситься до не сталої компоненти складу атмосферного повітря й у ваговому відношенні складає лише декілька відсотків. Однак її вміст в атмосфері та перехід від одного агрегатного стану в інший пов'язаний з найважливішими процесами формування погоди та клімату.

Вміст водяної пари в атмосфері істотно впливає на тепловий баланс діяльної поверхні та системи земля-атмосфера в наслідок поглинання й випромінювання довгохвильової радіації.

Хмари, що виникають у результаті конденсації водяної пари в атмосфері, відбивають, розсіюють і поглинають сонячну радіацію, визначаючи тим самим противовипромінювання атмосфери.

Для характеристики режиму вологості в атмосфері, широко використовується питома вологість ($[s] = \text{г/кг}$).

Вміст водяної пари в атмосфері та її зміни з часом залежать від багатьох фізичних процесів та їх складної взаємодії в системі океан-атмосфера-суходіл. Деяке уявлення про їх взаємодію відображає рівняння притоку вологи [Гаврилова, 1982]:

$$\frac{\partial s}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y}\right) - \omega \frac{\partial s}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(k\rho \frac{\partial s}{\partial z}\right) + r, \quad (3.1)$$

де

$u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y}$ – зміна вологості, що обумовлена адвекцією;

ω – вертикальна складова вектора швидкості;

$\omega \frac{\partial s}{\partial z}$ – перенесення водяної пари упорядкованими вертикальними рухами (конвекція);

$\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(k\rho \frac{\partial s}{\partial z} \right)$ – турбулентна дифузія, що приводить до згладжування питомої вологості;

ρ – щільність повітря;

k – коефіцієнт турбулентної дифузії водяної пари;

r – кількість сконденсованої або випарованої вологи.

Значення питомої вологості (s) впродовж року збільшується в напрямку до екватора. Максимальні значення досягають в тропосфері екваторіальної зони, які обумовлені значною швидкістю місцевого випаровування з поверхні океанів та суходолу, вкритої вологими тропічними лісами, в умовах додатного радіаційного балансу діяльної поверхні, а також горизонтальними притоками вологи, пасатами північної та південної півкуль й нестійкою стратифікацією.

3.4.1 Просторово-часовий розподіл вологості в тропосфері

Розподіл вологості в тропосфері має складний характер, який визначається не тільки швидкістю випаровування, інтенсивністю горизонтальних притоків вологи й турбулентного теплообміну діяльної поверхні з приземним шаром, але й температурою повітря. Максимальний вміст водяної пари – тиск насичення (E , гПа) залежить від температури повітря.

Середні зональні значення питомої вологості в нижній тропосфері представлені в табл. 3.1.

Таблиця 3.1 – Середні зональні значення питомої вологості (г/кг) в нижній тропосфері [Гаврилова, 1982]

Широта, град	1 км				3 км			
	I	IV	VII	X	I	IV	VII	X
70	1,0	1,5	4,7	2,0	0,6	0,8	2,6	1,1
60	1,5	2,3	6,1	2,9	0,9	1,3	3,4	1,6
50	2,3	3,4	7,5	4,1	1,4	1,9	4,8	2,3
40	3,6	5,1	9,5	6,0	2,2	2,8	5,2	3,2
30	5,8	6,9	11,0	7,9	3,2	3,7	5,9	4,2
20	7,5	9,1	12,2	10,0	4,1	4,6	6,4	5,3
10	9,3	11,0	12,9	11,5	4,9	5,4	7,0	6,4

Із табл. 3.1 видно, що значення вологості в продовж всього року зростають до екватора. Максимальні значення вологості в тропосфері екваторіальної зони обумовлені значною швидкістю місцевого випаровування з поверхонь океанів та суходолу, вкритого вологими тропічними лісами в умовах додатного радіаційного балансу, горизонтальних притоків вологи в пасатах та переважанням нестійкої стратифікації.

В тропічних широтах зональний розподіл ізогам порушується розподілом океанів і континентів, циркуляційними системами пасатів та мусонів. Сезонний хід питомої вологості найбільш чітко простежується над континентами в зоні субекваторіальних мусонів.

Сезонна мінливість загального вологовмісту атмосфери відмічається у всіх кліматичних зонах обох півкуль, однак найбільш чітко вони виражені над континентами, а згладжені над океанами.

В тропічній зоні 30° півд.ш. - 35° півн.ш. максимальне збільшення вологовмісту від зими до літа спостерігається над континентами в зонах екваторіальних мусонів. Вони обумовлені зміщенням внутрішньотропічної зони конвергенції в літній півкулі до тропіків та притоком від екватора насичених вологою повітряних мас.

В позатропічних широтах найбільша мінливість вологовмісту також простежується над континентами. В січні (рис. 3.18) над вихолодженими континентами Євразії та Північної Америки вологовміст різко зменшується від західних узбереж на схід.

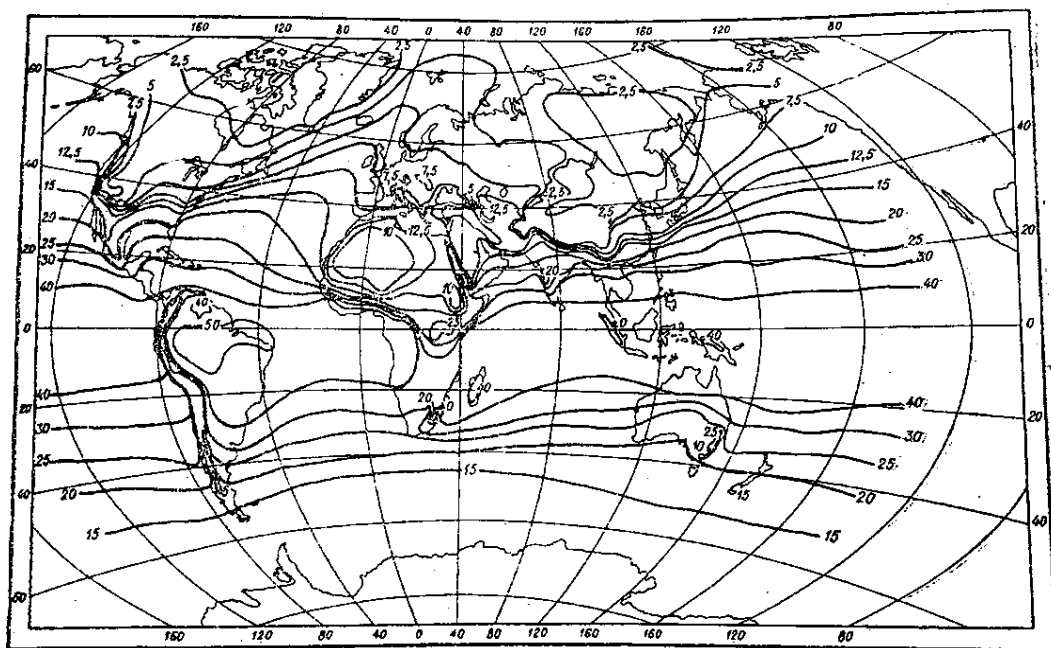


Рисунок 3.18 – Вологовміст (мм) в шарі атмосфери 0-9 км. Січень
[Гаврилова, 1982]

Мінімальні значення 3 мм спостерігаються над Сибіру та Канадою. Вони є результатом низьких температур та низхідних рухів в нижній тропосфері в районах з переважною антициклональною циркуляцією, де послаблена адвекція вологи.

Над східними акваторіями океанів в зонах теплих течій вологовміст збільшений (8-12 мм).

В липні (рис. 3.19) характер просторового розподілу вологовмісту значно відрізняється. Вологовміст сильно збільшується над континентами, що обумовлено збільшенням випаровування над прогрітим суходолом та розвиненням висхідних рухів. При цьому створюється «вентильний ефект»: перенасичені повітряні маси підіймаються, залишають частину вологи в хмарах, а потім знижуються з дефіцитом вологи. Вночі в результаті випарювання (танення) купчастої хмарності волога залишається в високих шарах атмосфери.

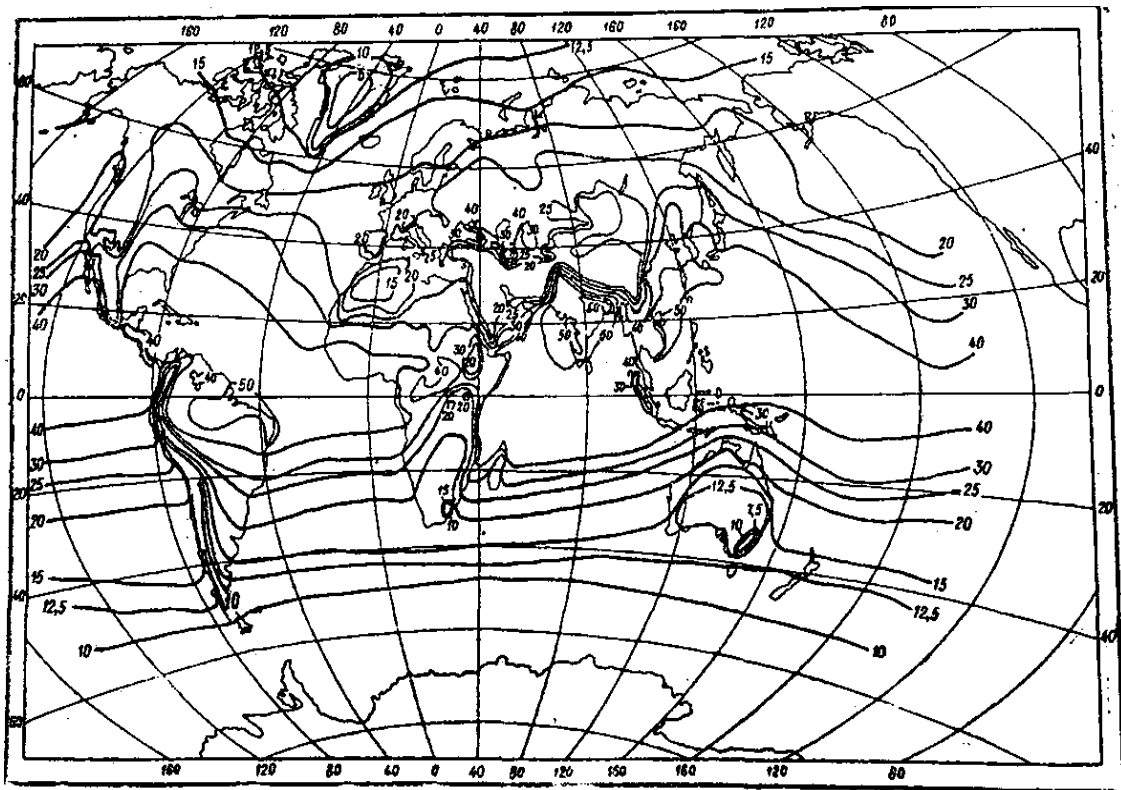


Рисунок 3.19 – Вологовміст (мм) в шарі атмосфери 0-9 км. Липень
[Гаврилова, 1982]

Значний внесок у формування вологовмісту над суходолом має адвекція вологи з океану. Однак зональність в розподілі маси водяної пари в атмосфері не спостерігається.

3.4.2 Особливості вертикального розподілу вологості

Характерною особливістю вертикального розподілу середньої питомої вологості є її зменшення з висотою (рис. 3.20) незалежно від стану атмосфери. В помірних широтах від 2,39 г/кг на рівні моря до 0,15 г/кг у верхній тропосфері. Найбільші значення вертикального градієнту середньої питомої вологості спостерігаються в граничному шарі атмосфери (до 850 гПа), в якому сконцентровано 60-70% від загального вмісту в тропосфері.

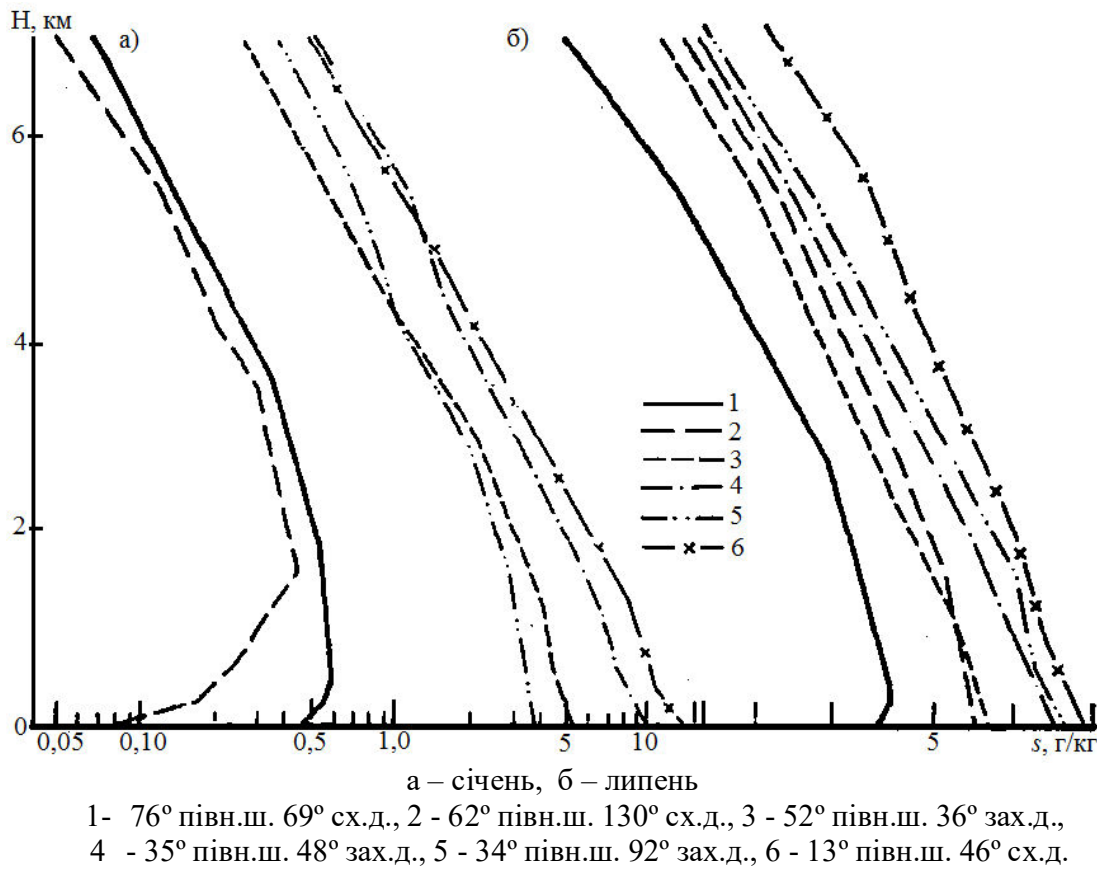


Рисунок 3.20 – Вертикальні профілі середніх багаторічних значень питомої вологості [Гаврилова, 1982]

Значення вертикального градієнта вологості залежить від широти, довготи, висоти та пори року [Гаврилова, 1982]:

$$\frac{\partial s}{\partial z} = f(\varphi, \lambda, H, h_{\Theta}) \quad (3.1)$$

Високі значення градієнтів, що дорівнюють 0,42-0,76 г/кг/100 м взимку й 0,85-0,97 г/кг/100 м влітку відмічаються в широтній зоні 15-40° півн.ш. над західними й центральними акваторіями Атлантичного та Тихого океанів, де теплі океанічні течії Гольфстрім та Курасіо ще не відійшли від східних узбережжя континентів. Саме їм відповідають значні градієнти температури 1,0-1,12 °С/100 м. Такі зміни метеорологічних величин з висотою сприяють максимальному, для північної півкулі, випаровуванню до 3200 мм/рік.

В граничному шарі помірних широт вертикальний градієнт вологості має сезонні зміни:

- взимку над вихолодженими континентами:

$$\frac{\partial s}{\partial z} > 0, \quad \frac{\partial t}{\partial z} > 0;$$

- влітку над прогрітими континентами спостерігається максимальне випаровування та інтенсивний турбулентний теплообмін:

$$\frac{\partial s}{\partial z} < 0.$$

Над океанами значення вертикального градієнту вологості від зими до літа зменшується.

У граничному шарі високих широт, північніше 75° півн.ш., інверсії середньої температури й вологості спостерігаються впродовж всього року. Взимку вертикальна протяжність та інтенсивність інверсій більша ніж влітку.

Індивідуальні вертикальні профілі вологості характеризуються більш складним розподілом: шари зменшення можуть передувати з шарами зростання.

Перелік посилань

Основна

1. Белов Н.Ф., Васильев В.А. Практикум по климатологии. Учебное пособие. – Л.: Ленингр. гидрометеор. ин-т, 1990. – 204 с.
2. Гаврилова Л.А. Аэроклиматология (климат свободной атмосферы). Учебное пособие. – Л., 1982. – 156 с.
3. Гончарова Л.Д., Серга Е.М., Школьный Є.П. Клімат і загальна циркуляція атмосфери. – К.: КНТ, 2005. – 251 с.
4. Гончарова Л.Д. Воздушные течения тропосферы и стратосферы северного полушария. Монография. – Одесса, 2014. – 298 с.
5. Дроздов О.А. и др. Климатология. - Л.: Гидрометеиздат, 1989. - 567 с.
6. Холтон Дж. Р. Динамическая метеорология стратосферы и мезосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 224 с.
7. Школьный Є.П., Данова Т.Є., Галич Є.А. Фізичні процеси у верхній атмосфері Землі: Навчальний посібник.– Одеса: ОДЕКУ, ТЕС, 2010. – 190 с.
8. www.library-odeku.l6mb.com

Додаткова

9. Ханевская И.В. Температурный режим свободной атмосферы над северным полушарием. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 300 с.
10. Э. Пальмен, Ч. Ньютон. Циркуляционные системы атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 615 с.
11. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. – СПб.: РГГМУ, 2000. – 780 с.
12. [coollib.net].
13. [drunkguest.com].
14. [imustravel.ca].
15. [innochrom.ru].
16. [topref.ru].
17. [uch.znate.ru].

Навчальне видання

ГАЛИЧ Єлизавета Анатоліївна

АЕРОКЛІМАТОЛОГІЯ

Конспект лекцій

Галич Є.А.

Г 15 Аерокліматологія: Конспект лекцій.-Одеса: ,2016.- с.

У конспекті лекцій представлений сучасний аналіз кліматичних показників метеорологічних величин тропосфери й стратосфери, який дозволяє виявити загальні закономірності просторово-часового розподілу багаторічних середньомісячних значень метеорологічних величин та розглянути особливості їх вертикального розподілу в різних широтних зонах.

Конспект лекцій призначено для магістрів – кліматологів.

ББК 26.234.7
Г 15
УДК 551.58

ЗМІСТ

Передмова.....	4
Вступ.....	5
1 Загальні характеристики верхньої атмосфери.....	7
1.1 Поняття тиску, густини та температури для верхньої атмосфери	7
1.2 Нерівноважність атмосфери та межі застосування рівнянь гідростатики.....	10
1.3 Деякі відомості про індекси сонячної та геомагнітної активності	13
1.4 Методи вимірювань параметрів верхньої атмосфери.....	17
2 Термічний режим тропосфери та стратосфери.....	19
2.1 Основні аерокліматичні характеристики температури.....	19
2.2 Основні закономірності сезонних змінень середнього температурного режиму тропосфери та стратосфери.....	20
2.2.1 Характерні особливості меридіонально-вертикального розподілу середньої зональної температури в тропосфері.....	20
2.2.2 Характерні особливості меридіонально-вертикального розподілу середньої зональної температури в стратосфері.....	22
2.2.3 Загальні закономірності просторово-часового розподілу температури в тропосфері.....	23
2.2.4 Загальні закономірності просторово-часового розподілу температури в стратосфері.....	29
2.3 Географічні положення зон найвищих меридіональних і зональних градієнтів температури у вільній атмосфері.....	35
3 Характеристика баричного та вологісного режимів вільної атмосфери.	38
3.1 Основні складові загальної циркуляції атмосфери.....	38
3.2 Баричний режим та переважаючі умови циркуляції в тропосфері	41
3.3 Баричний режим та переважаючі умови циркуляції в стратосфері.....	49
3.4 Режим вологості у вільній атмосфері.....	55
3.4.1 Просторово-часовий розподіл вологості в тропосфері.	56
3.4.2 Особливості вертикального розподілу вологості.....	59
Перелік посилань.....	61

ПЕРЕДМОВА

Мета дисципліни – надати основні закономірності глобального висотного режиму температури, вологості, геопотенціалу й циркуляції в тропосфері та стратосфері з визначенням різниць режиму фізичних параметрів атмосфери обох півкуль.

Завданням дисципліни є формування у магістрів-кліматологів глибоких знань про фізичні взаємодії в ланках кліматичної системи у зв'язку з глобальними змінами клімату Землі в кінці ХХ-го та на початку ХХІ століть.

Ознайомлення з сучасним аналізом кліматичних показників метеорологічних величин дозволяє виявити загальні закономірності просторово-часового розподілу багаторічних середньомісячних значень метеорологічних величин у тропосфері й нижній стратосфері та розглянути особливості їх вертикального розподілу в різних широтних зонах.

Дисципліна «Аерокліматологія» у великій мірі синтезує знання, що отримані студентами при проходженні дисциплін «Фізика атмосфери», «Динамічна метеорологія», «Синоптична метеорологія», «Кліматологія», «Астрономія», «Багатовимірний статистичний аналіз» та «Основи теорії клімату».

Після вивчення дисципліни студент має засвоїти базові знання, він повинен **знати:**

- основні аерокліматичні характеристики температури, вологості та геопотенціалу в тропосфері та стратосфері;
- основні закономірності сезонних змін середнього температурного режиму тропосфери та стратосфери;
- географічні положення зон найвищих меридіональних і зональних градієнтів температури у вільній атмосфері;
- особливості баричного режиму та переважаючі умови циркуляції у тропосфері та стратосфері обох півкуль;
- умови порушення переважаючих умов циркуляції у вільній атмосфері;
- прояви довгоперіодних циклічностей в атмосфері Землі позатропічних широт;
- особливості вертикального розподілу вологості у різних широтних зонах вільної атмосфери;

вміти:

- аналізувати аерокліматичні показники, використовуючи емпіричні дані;
- використовувати основні фізичні закони, що притаманні великомасштабним атмосферним процесам, при поясненні причин змінення й коливання глобального клімату наприкінці ХХ-го та на початку ХХІ-го століть;
- творчо самостійно працювати з науковою літературою за основними напрямками дослідження термічного, баричного режимів шарів вільної атмосфери.

ВСТУП

Кліматична система складається з атмосфери, світового океану, суходолу з його гідрологічними процесами, рослинністю, сніговим та льодовим покриттями на суші та океані.

Клімат – багаторічний режим фізичних станів системи атмосфера-океан-суходіл, або *клімат* – характерна для визначеного регіону сукупність і повторюваність умов погоди з їх сезонними змінами (визначення російського кліматолога Е.К. Федорова).

Клімати різних районів Землі тісно пов'язані між собою, тому зміни в одному з них впливають на всі інші.

Для вивчення сучасного клімату необхідно мати повне уявлення про взаємозв'язки процесів у просторі та часі. Найбільш повні дані про клімат та можливі зміни його з часом можуть бути отримані в результаті фізико-статистичного узагальнення спостережень за метеорологічними величинами, які отримані різними методами дослідження та аналізу найбільш суттєвих кліматичних показників як на рівні моря, так і на інших рівнях в атмосфері.

Аерокліматологія – розділ кліматології, присвячений дослідженню клімату тропосфери й стратосфери, його формуванню та часовому коливанню [Гаврилова, 1982].

Вивчення термічного та пов'язаного з ним баричного режимів атмосфери до великих висот у планетарному масштабі або над окремими півкулями має першочергове значення для пізнання клімату вільної атмосфери та дослідження загальної циркуляції атмосфери як основи для розробки методів довгострокових прогнозів погоди.

На даний час за допомогою радіозондових (що досягають ізобаричної поверхні 10 гПа – 30 км), ракетних (до ізобаричної поверхні 0,01 гПа – 90 км), а також супутникових даних накопичено значний об'єм інформації з особливостей розподілу та коливання метеорологічних величин в тропосфері та стратосфері (рис. В.1). Тому основні закономірності просторово-часового розподілу метеорологічних величин виявлені достатньо надійно.

З появою метеорологічних супутників пов'язане значне розширення можливостей дослідження атмосфери й діяльного шару Землі. Накопичення й фізико-статистичне узагальнення значного числа телевізійних (рис. В.2) та інфрачервоних зображень дало можливість встановити закономірності просторово-часового розподілу снігового, льодового та хмарного покриттів Землі, які значно впливають на тепловий баланс системи Земля – атмосфера та на формування регіонального й глобального кліматів планети.

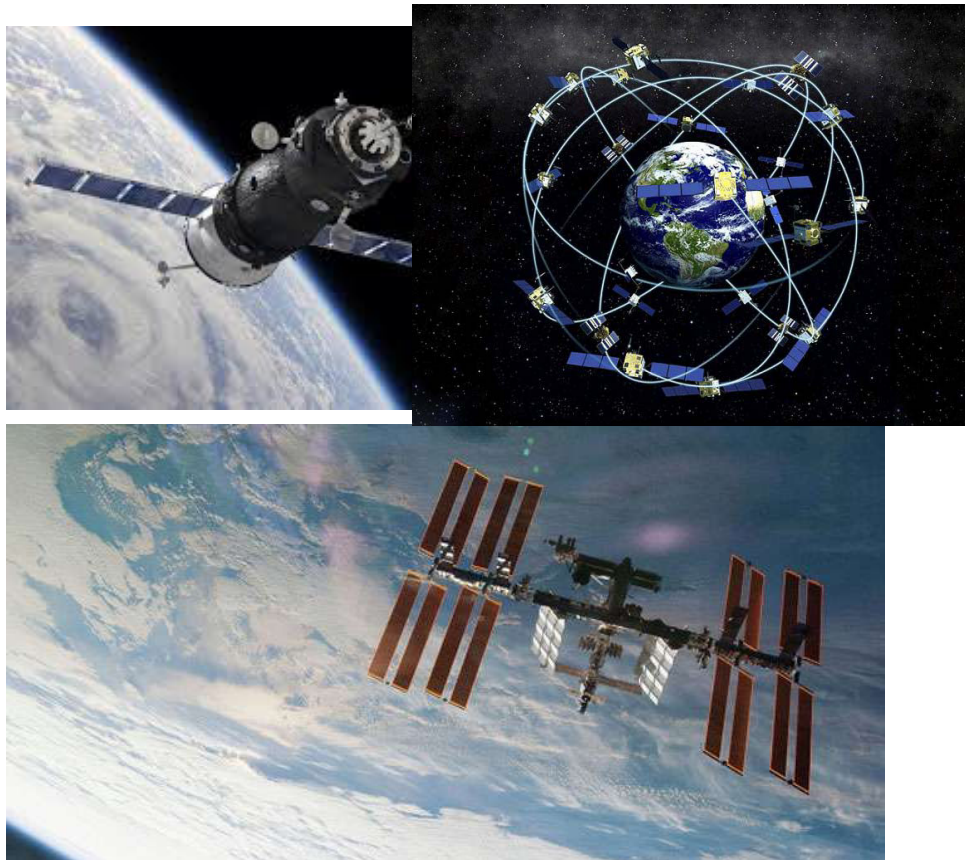


Рисунок В.1 – Штучні супутники Землі [imustravel.ca]

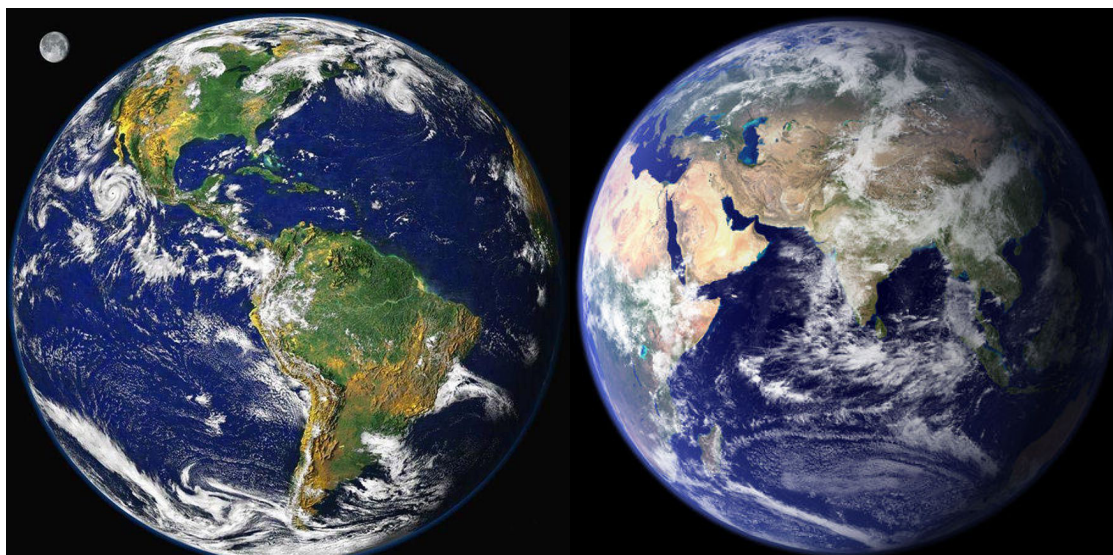


Рисунок В.2 – Знімки Землі з штучних супутників [drunkguest.com]

Сучасний аналіз кліматичних показників метеорологічних величин дозволяє встановити загальні закономірності просторово-часового розподілу багаторічних середньомісячних значень метеорологічних величин в тропосфері й стратосфері та розглянути особливості їх вертикального розподілу в різних широтних зонах.

1 ЗАГАЛЬНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕРХНЬОЇ АТМОСФЕРИ

1.1 Поняття тиску, густини та температури для верхньої атмосфери

Атмосфера за своїми фізичними властивостями неоднорідна як вертикально, так і горизонтально. З висотою різниця властивостей атмосферних шарів найбільш чітко проявляється в характері розподілу температури повітря з висотою (табл.1.1). Атмосфера поділяється на основні та перехідні шари (рис. 1.1, 1.2):

- 1) Тропосфера – шар, в якому температура повітря зазвичай зменшується з висотою в середньому на $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.
- 2) Тропопауза – перехідний шар, який є основою інверсійного або ізотермічного розподілу температури в стратосфері.
- 3) Стратосфера – шар, в якому температура повітря зазвичай збільшується з висотою. Нижня стратосфера більш-менш ізотермічна. Але починаючи з висоти біля 25 км температура в стратосфері швидко зростає з висотою, досягаючи на висоті біля 50 км максимальних значень (від 1 до 5°C). Внаслідок зростання температури з висотою *турбулентність* в стратосфері *не значна*. Водяної пари в стратосфері мізерно мало. Однак на висотах 22-27 км іноді у високих широтах спостерігаються дуже тонкі *перлинні хмари*, які вночі здаються кольоровими, тому що освітлюються Сонцем, що знаходиться під обрієм. Ці хмари складаються із переохолоджених водяних крапель. Стратосфера характеризується ще вмістом атмосферного озону. З цього погляду стратосферу ще називають *озоносферою*. Зростання температури з висотою в стратосфері пояснюється поглинанням сонячної радіації озоном.
- 4) Стратопауза – перехідний шар між стратосферою й мезосферою.
- 5) Мезосфера – шар, в якому температура повітря зменшується з висотою. Внаслідок швидкого зниження температури з висотою в мезосфері сильно *розвинута турбулентність*. На висотах, близьких до верхньої межі мезосфери (82-85 км), спостерігаються ще особливого роду хмари, що також освітлюються сонцем у нічний час – *сріблясті хмари*.
- 6) Мезопауза – перехідний ізотермічний шар між мезосферою й термосферою.
- 7) Термосфера – шар над мезопаузою, в якому температура повітря зазвичай збільшується з висотою. Повітря в термосфері надзвичайно розріджене. При такій малій щільності кожний кубічний сантиметр повітря на висоті 300 км містить біля одного мільярда молекул або атомів, а на висоті 600 км - більше 10 мільйонів. Це на декілька порядків більше, ніж вміст газів у міжпланетному космічному просторі.

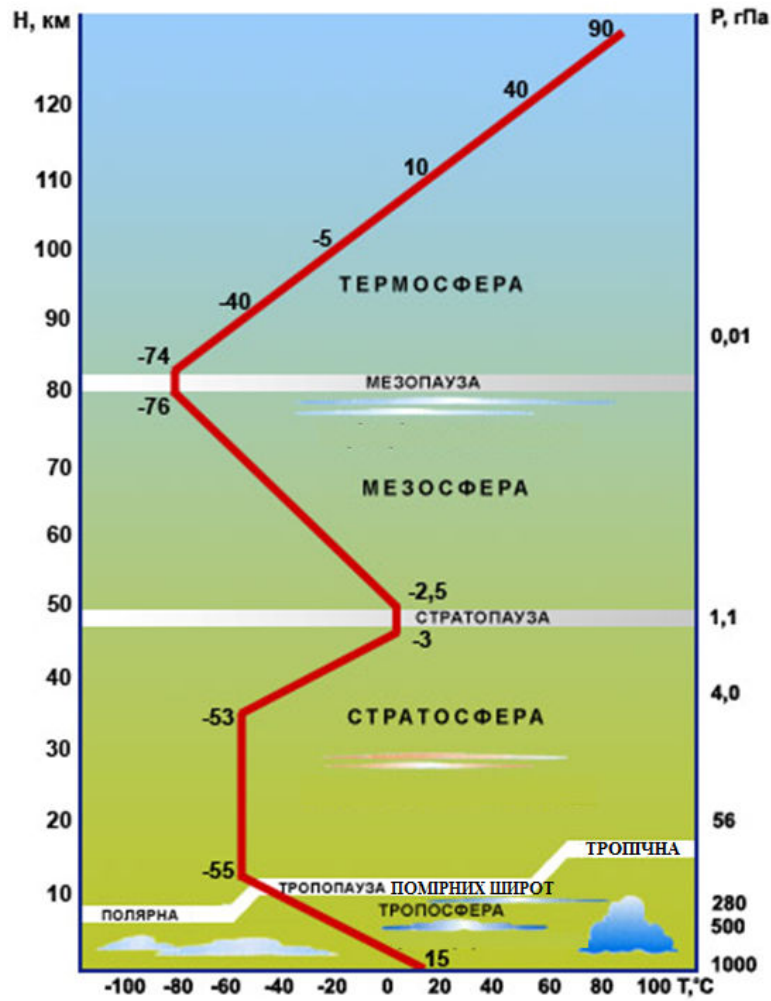


Рисунок 1.1 – Вертикальний розподіл температури повітря та атмосферного тиску [meteo-kuzbass.ru]

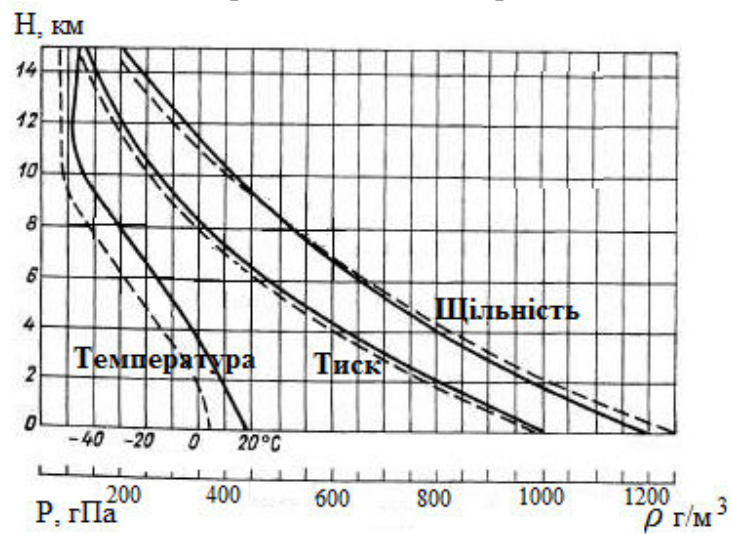


Рисунок 1.2 – Вертикальний розподіл температури повітря, щільності та атмосферного тиску

Таблиця 1.1 – Значення фізичних параметрів тропосфери та стратосфери

Висота, км	T , К	T , °С	p , гПа	ρ , г/м ³	Висота, км	T , К	T , °С	p , гПа	ρ , г/м ³
0	294	21	1006,81	1190,0	42	265	-8	2,35	3,08
2	278	5	795,34	989,0	44	269	-4	1,81	2,35
4	261	-12	619,78	815,0	46	274	1	1,40	1,75
6	247	-26	476,14	661,0	48	274	1	1,10	1,40
8	233	-40	359,10	530,0	50	272	-1	0,85	1,09
10	220	-53	267,33	420,0	52	269	-4	0,65	0,84
12	217	-56	198,17	317,0	54	266	-7	0,48	0,63
14	215	-58	143,64	233,0	56	261	-12	0,41	0,55
16	215	-58	105,07	171,0	58	256	-17	0,30	0,40
18	216	-57	76,87	157,0	60	252	-21	0,23	0,32
20	216	-57	55,73	87,7	62	247	-26	0,17	0,25
22	218	-55	40,83	65,0	64	241	-32	0,12	0,18
24	219	-54	30,19	47,0	66	236	-37	0,10	0,14
26	224	-49	22,21	34,8	68	231	-42	0,07	0,10
28	227	-46	16,49	25,4	70	226	-47	0,05	0,08
30	231	-42	12,26	18,6	72	221	-52	0,04	0,06
32	235	-38	9,15	13,6	74	217	-56	0,03	0,04
34	240	-33	6,90	10,1	76	213	-60	0,02	0,03
36	246	-27	5,21	7,44	78	213	-60	0,01	0,02
38	251	-22	3,98	5,52	80	214	-59	0,01	0,02
40	258	-15	3,05	4,12					

Верхній атмосфері притаманні такі властивості [Школьний та ін., 2010]:

- високий ступінь розрідженості, який визначається, особливо у верхній частині, низькими значеннями густини ρ й атмосферного тиску p повітря (уявлення про це можна отримати за даними табл. 1.2).

Таблиця 1.2 – Значення та порядки фізичних параметрів верхньої атмосфери

z , км	50	100	150	200
T , К	300	170	900	1200
ρ , $\frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$	10^{-3}	10^{-5}	$5 \cdot 10^{-8}$	10^{-10}
P , Па	10^2	10^{-1}	10^{-3}	$5 \cdot 10^{-4}$
μ , $\frac{\text{кг}}{\text{моль}}$	29	29	26	25

- нагрівання повітряного середовища за рахунок енергії фотохімічних процесів, яке створює специфічний вертикальний профіль температури;
- зміни газового складу атмосфери і зменшення відносної молекулярної маси μ вище 100 км (табл. 1.2), обумовлене збільшенням з висотою температури, що приводить до утворення стійкої стратифікації і, як наслідок, до несприятливих умов для виникнення упорядкованих вертикальних рухів і турбулентності, під дією яких у гомосфері (шар з верхньою межею 90-100 км) відбувається перемішування атмосферного повітря.

Зміна хімічного складу атмосфери з висотою представлена на рис.1.3.

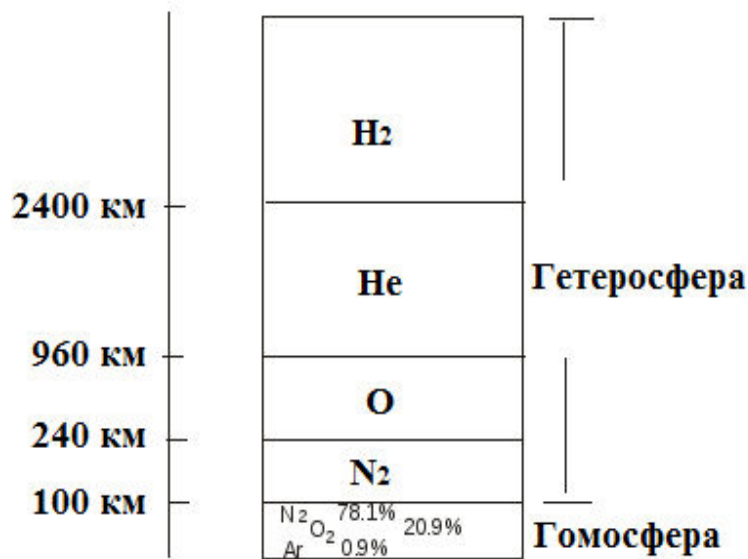


Рисунок 1.3 – Зміна хімічного складу атмосфери з висотою

1.2 Нерівноважність атмосфери та межі застосування рівнянь гідростатики

1.2.1 Рівняння статки для верхньої атмосфери

Гідростатичну властивість верхньої атмосфери можна виразити рівнянням статки [Школьнік та ін., 2010]:

$$\frac{dp}{dz} = -mng, \quad (1.1)$$

де p – атмосферний тиск;

$n = \sum n_i$ – кількість частинок i -тих газів в одиниці об'єму;

$mn = \rho$ – рівняння густини;

$m = \frac{1}{n} \sum_i m_i n_i$ – середня маса частинок;

m_i – маса однієї частинки i -того газу;

g – прискорення вільного падіння.

З урахуванням рівняння стану ідеального газу для одного моля:

$$p = knT \quad (1.2)$$

будемо мати

$$n = \frac{p}{kT}. \quad (1.3)$$

Якщо підставити (1.3) в рівняння (1.1) будемо мати:

$$\frac{dp}{dz} = \frac{-mp}{kT} g \quad (1.4)$$

або

$$\frac{dp}{p} = - \frac{dz}{\frac{kT}{mg}}. \quad (1.5)$$

де $k = 1,38 \cdot 10^{-23} \frac{\text{Дж}}{\text{К}}$ – стала Больцмана.

Величина

$$\frac{kT}{mg} = H \quad (2.6)$$

називається **висотою однорідної атмосфери** і дорівнює подвійній відстані, на яку можуть піднятися у вертикальному напрямку проти сили тяжіння молекули та атоми, що мають внутрішню енергію відносно цієї осі руху oz $E_{\hat{a}i_z} = \frac{kT}{2}$.

Таким чином, рівняння статки верхньої атмосфери має вигляд:

$$\boxed{\frac{dp}{p} = - \frac{dz}{H}}. \quad (1.7)$$

Якщо проінтегрувати рівняння (1.7) в границях від p_0 до p і z_0 до z , то рівняння статики можна записати в інтегральній формі, яка називається барометричною формулою верхньої атмосфери:

$$p(z) = p_0 \exp \left[- \int_{z_0}^z \frac{dz}{H} \right], \quad (1.8)$$

або, якщо використати рівняння стану (1.2):

$$n(z) = n_0 \frac{T_0}{T(z)} \exp \left[- \int_{z_0}^z \frac{dz}{H} \right]. \quad (1.9)$$

Для ізотермічної атмосфери $T(z) = T_0 = \text{const}$ і при незначному змінненні z висотою H при віддаленні від z_0 (тобто, коли $m = \text{const}$; $g = \text{const}$), маємо

$$p(z) = p_0 \exp \left[- \frac{z - z_0}{H} \right], \quad (1.10)$$

$$n(z) = n_0 \exp \left[- \frac{z - z_0}{H} \right], \quad (1.11)$$

$$\rho(z) = \rho_0 \exp \left[- \frac{z - z_0}{H} \right]. \quad (1.12)$$

Рівняння (1.12) випливає з формули (1.11), якщо обидві частини останнього помножити на масу m . На тих висотах верхньої атмосфери, де відбувається гравітаційний розділ газів (зменшення z висотою відносної молекулярної маси), кожна газова компонента має свою однорідну атмосферу

$$H_i = \frac{kT}{m_i g} \quad (1.13)$$

або, оскільки стала Больцмана

$$k = \frac{R^* m_i}{\mu_i}, \quad (1.14)$$

де $R^* = 8,31441 \frac{\text{кДж}}{\text{кмоль} \cdot \text{К}}$ – універсальна газова стала;

μ_i – відносна молекулярна маса.

1.3 Деякі відомості про індекси сонячної та геомагнітної активності

В сучасній науці вже доведена значна роль впливу сонячної активності на різноманітні явища Землі: у магнітосфері, іоносфері, тропосфері, стратосфері та біосфері. У зв'язку з цим дані про явища на Сонці та про зміни магнітного поля Землі почали широко використовуватися в різних сферах науки та техніки, а також при рішенні багатьох прикладних задач. Ступінь сонячної та геомагнітної активності характеризується багаточисельними індексами. Кожний з яких розраховується за результатами вимірювань та характеризує лише частку складної картини сонячної та геомагнітної активності. Тому вибір конкретного індексу є складною задачею та потребує попередніх досліджень.

Сонячна активність – це сукупність фізичних явищ, які відбуваються на Сонці. Оскільки вони виникають у центрах активності, то сонячна активність безпосередньо пов'язана з кількістю та інтенсивністю центрів активності на Сонці.

Кількість сонячних плям й площа, яку вони займають на поверхні Сонця, безперервно змінюється. Для характеристики плямоутворюючої діяльності використовують відносне число сонячних плям, яке називають **числом Вольфа** (рис. 1.4). Воно розраховується за формулою:

$$W = k(10g + f), \quad (1.10)$$

де g – кількість груп плям;

f – кількість плям;

k – коефіцієнт зведення до однорідного ряду.

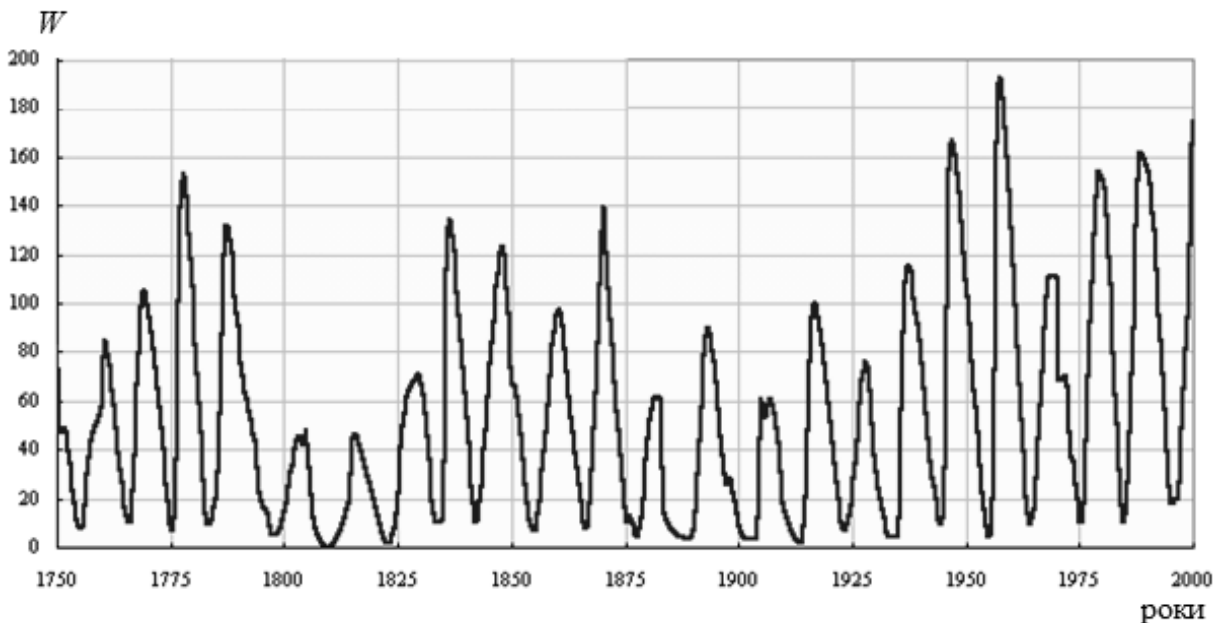


Рисунок 1.4 – Середньомісячні значення чисел Вольфа (W) [refdb.ru]

Крім того, при вивченні впливу Сонця на процеси у верхній атмосфері в якості *індексу сонячної активності* використовують величину потоку **сонячного радіовипромінювання** на довжині хвилі сантиметрового чи дециметрового діапазону [Школьний та ін., 2010]: щільність потоку радіовипромінювання Сонця на довжині хвилі 10,7 см (на частоті 2800 МГц). Як показали дослідження, форма кривої згладженого потоку радіовипромінювання на довжині хвилі 10,7 см (F) у великій мірі повторює форму кривої середньомісячних згладжених відносних чисел Вольфа (коефіцієнт кореляції між ними 0,98). Отже, величина потоку радіовипромінювання Сонця на довжині хвилі 10,7 см може бути достовірним показником рівня сонячної активності.

Існує також багато інших індексів сонячної активності, що визначається площиною факелів, флокулів, плям, кількістю спалахів та іншими активними процесами. Перевагою ж розглянутих індексів сонячної активності є їх об'єктивність, простота та незалежність визначення від метеорологічних умов.

Магнітне поле Землі може бути спокійним або збуреним. Для оцінки його збуреності застосовують **індекси геомагнітної активності**.

Геомагнітна активність – збурення магнітного поля Землі, пов'язане зі зміною магнітосферо-іоносферної токової системи. Вона є частиною сонячно-земної фізики та її практичної частини – *космічної погоди*. Основним проявленням геомагнітної активності є сильні збурення – магнітні суббурі та магнітні бурі, а також більш слабкі – різні типи магнітних пульсацій. Існують *регулярні* добові варіації магнітного поля, що створюються під впливом коливання токів в іоносфері Землі через зміну освітленості Сонцем впродовж доби, та *нерегулярні* – внаслідок впливу потоку сонячної плазми (сонячного вітру) на магнітосферу Землі. Індекси геомагнітної активності необхідні для опису варіацій магнітного поля Землі, що виникли під впливом саме нерегулярних варіацій.

Всього розроблено більше 20-ти різних геомагнітних індексів. Локальні індекси, розраховані за даними обсерваторії, а планетарні характеризують збурення магнітного поля Землі в цілому або тільки в північній чи південній півкулях. Такі індекси розраховуються з використанням даних вимірювань магнітного поля в багатьох магнітних обсерваторіях, розташованих на різних довготах в межах відповідного широтного поясу. Зупинимось на індексах, що в сучасний час найбільш часто використовуються в обсерваторіях.

1) Найбільш простим геомагнітним індексом є *міжнародне геомагнітне характеристичне число* C , яке характеризує магнітну збуреність за добу.

Відповідно до загального вигляду магнітограми (крива безперервної реєстрації елементів магнітного поля) кожної доби (за гринвіцьким часом) приписується характеристика: 00 – магнітне поле спокійне; 0,5 – слабо збурене; 1,0 – помірно збурене; 1,5 – сильно збурене; 2,0 – магнітне поле дуже збурене. Дані сітки магнітних обсерваторій осереднюються, і отримане таким чином число

вважається міжнародною характеристикою геомагнітної збуреності доби (C_{int}). По добових значеннях розраховуються місячні та річні середні значення.

2) ***K-індекс*** – це квазілогарифмічний індекс (збільшується на одиницю при збільшенні обуреності приблизно в 2 рази), що розраховується за даними окремої магнітної обсерваторії в тригодинний інтервал часу (0-3, 3-6, 6-9 ...), який має десятибальну шкалу від 0 до 9. Оскільки ступінь збуреності магнітного поля Землі залежить від геомагнітної широти, то для кожної магнітної обсерваторії ціна бала індексу K вибирається різною.

3) Широке використання має інший індекс геомагнітної збуреності – ***міжнародний планетарний індекс*** K_p . Планетарний K_p -індекс розраховується як середнє значення *K-індексів*, визначений на 13-ти геомагнітних обсерваторіях, розташованих між 44 і 60° північної та південної геомагнітних широт. Його діапазон також в межах від 0 до 9, але визначається з точністю до 1/3 і тому має 28 значень: $0_0; 0_+; 1_-; 1_0; 1_+; 2_-; 2_0; 2_+; \dots 9_0$. Сума восьми тричасових індексів K_p є характеристикою збуреності доби і називається міжнародним планетарним індексом $\sum K_p$. Його значення можуть змінюватися від 0 до 72.

4) Індекс K_p не є лінійною функцією від амплітуди геомагнітного елемента. Тому використовують індекси a_p і A_p . Індекс a_p являє собою експоненціальну функцію індексу K_p і його значення знаходяться в інтервалі від 0 до 400 одиниць, які дорівнюють двом гаммам. Співвідношення індексів K_p і a_p міститься у табл. 1.3.

Таблиця 1.3 – Таблиця переходу від K_p до a_p [Школьний та ін., 2010]

K_p	0_0	0_+	1_-	1_0	1_+	2_-	2_0	2_+	3_-	3_0
a_p	0	2	3	4	5	6	7	9	12	15
K_p	3_+	4_-	4_0	4_+	5_-	5_0	5_+	6_-	6_0	
a_p	18	22	27	32	39	48	56	67	80	
K_p	6_+	7_-	7_0	7_+	8_-	8_0	8_+	9_-	9_0	
a_p	94	111	132	154	179	207	236	300	400	

З табл. 1.3 видно, що індекс a_p більш зручно використовувати у різних прикладних дослідженнях. Індекс A_p являє собою середньодобове значення індексу a_p . Індекс A_p є лінійним (збільшення збурення в декілька разів дає таке ж

саме збільшення індексу) і визначається в одиницях магнітного поля (наноТеслах, нТс).

Планетарні індекси K_p і A_p визначаються з 1932 року й можуть бути отримані за запитом FTP з Світового Центру Даних C1.

Для досліджень зв'язків магнітних бурь з різними явищами та виключити із аналізу авроральні явища (магнітні сумбурі) необхідно використовувати Dst-індекс, для якого беруться вимірювання екваторіальних станцій. У випадку проведення досліджень впливу аврорального електричного струму на різні системи краще використовувати спеціальний AE-індекс, що включає вимірювання високоширотних станцій в області полярного овалу.

Індекс K_p чутливий к обом явищам і не дозволяє досліджувати окремо впливи кожної токової системи, окремо впливу магнітних бурь і сумбурь.

Визначено, що зв'язок між сонячною активністю та проявами її в стратосфері й тропосфері не є прямим. Він завуальований додатковими факторами земного походження, у першу чергу адвекцією й вертикальними рухами повітря. Тому сонячна активність проявляється в нижній атмосфері головним чином через механізм атмосферної циркуляції.

Якщо геомагнітні й іоносферні збурення, які спричиняються сонячною активністю, мають планетарний характер, то збурення у термобаричному полі стратосфери та тропосфери географічно локалізовані й залежать від фізико-географічних й циркуляційних умов даного регіону. Тому тропосферні збурення в одному географічному районі можуть мати з сонячною активністю прямий кореляційний зв'язок, а в іншому районі – протилежний.

Особливо різкі зміни фізичних параметрів атмосфери Землі відбуваються у періоди, коли на Сонці спостерігаються потужні центри активності, в яких виникають сонячні спалахи балів 2+ і 3+. Найбільш характерними геофізичними явищами в цих випадках є іоносферні й магнітні бурі, полярні саява, зміни в інтенсивності радіаційного поясу Землі й космічних променів у навколосемному просторі. Суттєві зміни відбуваються також у термодинамічних властивостях верхньої атмосфери – збільшується густина й температура. Під дією змінних геоактивних випромінювань більш інтенсивно відбуваються фотохімічні та іонізаційні процеси, які призводять до зміни нейтрального та іонного газового складу верхньої атмосфери.

1.4 Методи вимірювань параметрів верхньої атмосфери

Важливим завданням фізики верхньої атмосфери є з'ясування її складу на різних висотах. Здійснення експериментів на штучних супутниках дозволяє безпосередньо дослідити склад верхньої атмосфери на різних широтах в різний час доби. Це дає можливість простежити зміни іонного складу в умовах різної освітленості, а також зміни, пов'язані з варіаціями інтенсивності ультрафіолетового випромінювання та корпускулярних потоків Сонця.

Штучні супутники Землі та космічні ракети відкрили найширші можливості для вивчення верхньої атмосфери шляхом постановки прямих експериментів і проведення безпосередніх вимірювань на значних висотах. Відмінною особливістю штучних супутників як засобу наукового дослідження є можливість тривалого вивчення ряду фізичних явищ над усіма районами земної кулі.

Основні особливості супутникових досліджень газового складу атмосфери:

- використання різних пасивних дистанційних методів (затемненні, власне випромінювання, сонячне розсіяне випромінювання, рефракція);
- широка спектральна область від ультрафіолетових до радіохвиль;
- різноманітна геометрія вимірювань – надір та лімб;
- полярні та геостаціонарні супутники;
- просторове та спектральне сканування – 4-х мірні поля;
- високе спектральне розширення та висока точність та інформативність;
- тривале функціонування апаратури;
- валідація за допомогою наземних, літакових та інших вимірювань.

Точність визначення газового складу атмосфери за даними супутникових вимірювань обумовлена сукупністю різноманітних факторів: похибка вимірювань приладу, абсолютна та спектральна калібровка, похибка телеметрії, особливості алгоритму інтерпретації, вихідна спектроскопічна та апріорна інформація.

Практичне використання даних про стан атмосфери можливо лише після ретельного аналізу їх відповідності висунутим вимогам точності.

Прогрес приладобудування в області супутникового зондування атмосфери призвів до появи нового класу приладів, що дозволяють проводити вимірювання у видимій та ближній ІЧ-областях спектру в великій кількості каналів з відносно високою спектральною точністю. Типовим представником апаратури цього класу є прилади GOME (Global Ozone Monitoring Experiment) и SCIAMACHY (Scanning Imaging Absorbance spectrometer for Atmospheric Cartography). Прилад GOME є одним з приладів на борту ERS-2, запущеного в квітні 1995 року. Система GOME основана на використанні методики диференціального поглинання – алгоритму DOAS (Differential Optical Absorption Spectroscopy), розробленого для обробки результатів наземних, літакових та аеростатних вимірювань. Методика DOAS дозволяє відтворювати з відносно високою точністю похилий зміст вимірюваної

газової складової. Визначення загального вмісту вимірюваної компоненти у вертикальному стовпі атмосфери потребує розрахунку відповідної повітряної маси, величина якої заздалегідь не відома. Альтернативним підходом до інтерпретації результатів вимірювань GOME є суворе фізико-математичне рішення оберненої задачі на основі спеціально розробленої радіаційної моделі атмосфери.

Атомні та молекулярні ваги елементів та їх сполук, що становлять якусь суміш, можуть бути визначені за допомогою приладів, які називаються **мас-спектрометрами** (рис. 1.5). Мас-спектрометр MSIS-83 – емпірична модель температури, густини та складу атмосфери, що складається з даних ракетних польотів, семі супутників, і п'яти радарів некогерентного розсіяння, у тому числі даних з високої сонячної активності. Модель розширює попередній опис параметрів нейтральних шарів до основи термосфери в безперервному режимі при збереженні базової структури моделі MSIS-83 на великих висотах.



Рисунок 1.5 – Хромато-мас-спектрометр [innochrom.ru]

2 ТЕРМІЧНИЙ РЕЖИМ ТРОПОСФЕРИ ТА СТРАТОСФЕРИ

2.1 Основні аерокліматичні характеристики температури

Термічний режим атмосфери формується під впливом складної взаємодії багатьох фізичних процесів кліматичної системи: атмосфера-океан-суходіл-кріосфера-біомаса.

Деякі уявлення про це може надати рівняння притоку тепла, де $\frac{\partial T}{\partial t}$ – локальна похідна температури [Гаврилова, 1982]:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right) + \omega(\gamma - \gamma_a) + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \Theta}{\partial z} + \frac{\varepsilon_n + \varepsilon_l}{c_p}, \quad (2.1)$$

де

$u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}$ – змінення температури, що обумовлене адвекцією;

$\omega(\gamma - \gamma_a)$ – зміна температури обумовлена упорядкованими вертикальними рухами;

$\frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \Theta}{\partial z}$ – зміна температури, що обумовлена турбулентним обміном;

$\frac{\varepsilon_n + \varepsilon_l}{c_p}$ – зміна температури, яка обумовлена з фазовими перетвореннями

води й променистим притокам тепла.

Формування режиму температури на рівні моря та в інших шарах тропосфери й стратосфери залежить від широти, довготи та пори року.

Основним джерелом тепла є сонячна радіація. Винятково важливе значення для нагріву кліматичної системи має характер підстильної поверхні. Її різниця у фізичних властивостях обумовлює значення поглинутої радіації та має основне кліматичне значення:

- льодовики та сніговий покрив забезпечують ефективний сток тепла, обумовлений великими значеннями альbedo й значними затратами тепла на танення;
- над океанами 90% радіаційного балансу поверхні витрачається на випаровування, а наявність водяної пари, рідини та льоду в атмосфері має велике значення для нагріву системи, бо відбиття й випромінювання радіації хмарами складає біля 50% радіації, що втрачається атмосферою. Хмари обумовлюють 2/3 планетарного альbedo в області коротких хвиль.

Радіаційні процеси, атмосферна циркуляція та вологооберт є основними кліматоутворювальними процесами.

Просторовий розподіл температури, її горизонтальні контрасти, зміна з висотою в просторі та з часом у значній мірі визначає розподіл інших метеорологічних величин: тиску, вітру, вологості, хмарності та опадів.

Основні закономірності просторово-вертикального розподілу температури, особливості сезонної перебудови в різних широтних зонах найбільш чітко виявлені при дослідженні середньої зональної температури.

Середня зональна температура (\bar{t}_3) – температура, осереднена вздовж широтних кіл на різних рівнях:

$$\bar{t}_3 = \frac{\sum_{i=1}^N t_i}{N}, \quad (2.2)$$

де

t_i – значення температури в вузлах координатної сітки;

N – число вузлів координатної сітки вздовж відповідної широти.

Для визначення середніх багаторічних значень \bar{t}_3 використовують багаторічні данні в вузлах координатної сітки через 10°.

Вплив діяльного шару проявляється в високих широтах обох півкуль, де переважає порівняно однорідна поверхня – льодяний покрив вкритий снігом. В низьких широтах переважає водяна поверхня й вологі тропічні ліси, а в помірних широтах південної півкулі – водяна поверхня, що впливає на формування термічного режиму.

Середня зональна температура є функцією широти (φ), висоти (H) та пори року (h_{\odot}) і не залежить від довготи (λ):

$$\bar{t}_3 = f(\varphi, H, h_{\odot}). \quad (2.3)$$

2.2 Основні закономірності сезонних коливань температурного режиму тропосфери та стратосфери

2.2.1 Характерні особливості меридіонально-вертикального розподілу середньої зональної температури в тропосфері

В тропосфері північної півкулі взимку зона найбільших значень температури (термічний екватор) розташовується в шарі від рівня моря до 12 км (200 гПа ізобаричної поверхні) поблизу географічного екватору (рис. 2.1). Влітку він зміщується в широтну зону 20-25° півн.ш.

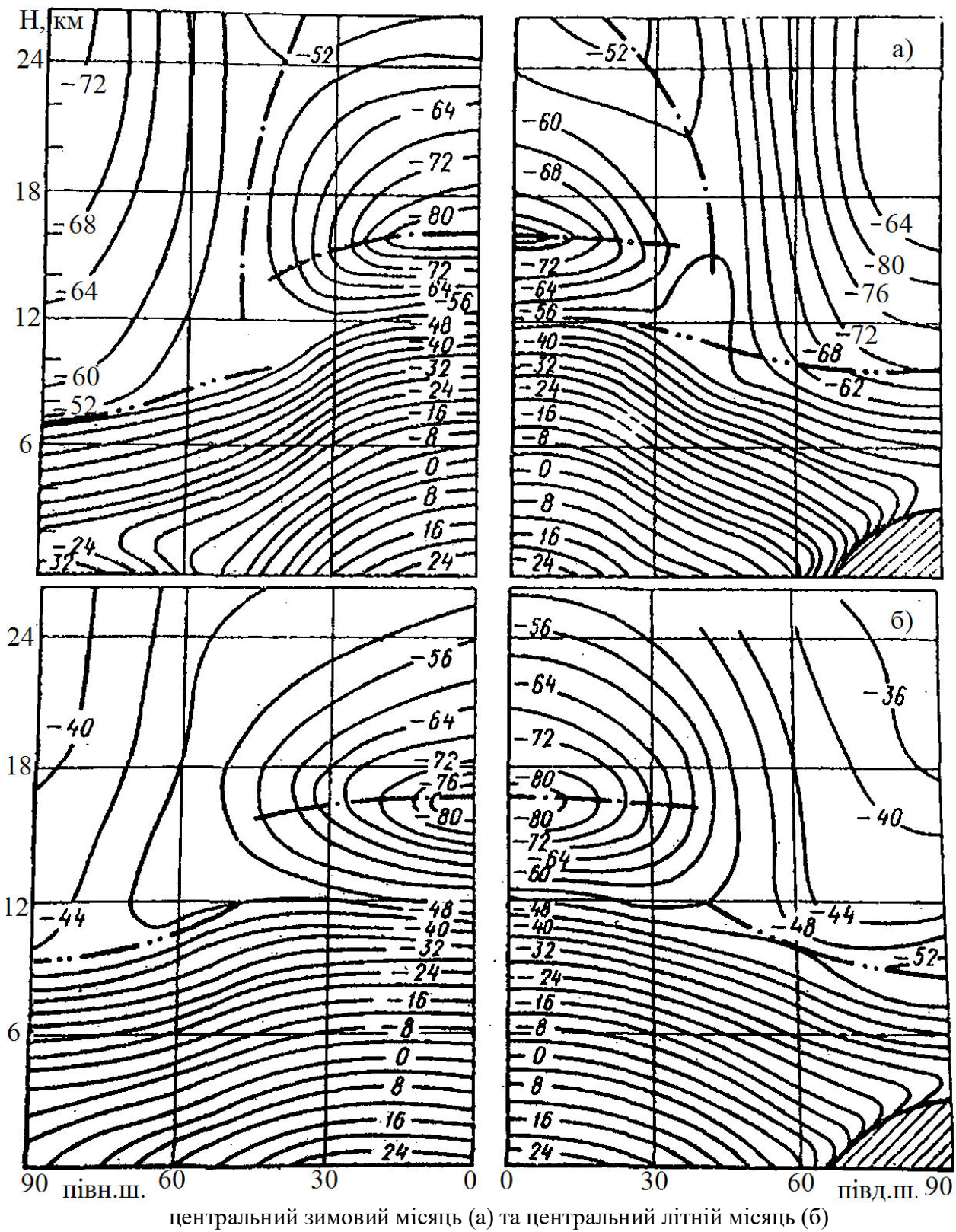


Рисунок 2.1 – Меридіонально-вертикальні перерізи середньої зональної температури [Гаврилова, 1982]

Нижня тропосфера (до 5 км) північної півкулі взимку холодніша південної, а влітку тепліша: вздовж широти 50° середня зональна температура північної півкулі на рівні моря на 12 °С нижче, ніж в південній, а влітку на 8 °С вище. Зі збільшенням висоти різниця температур зменшується.

Область низьких значень в межах всієї тропосфери впродовж всього року розташовується над високими широтами. Її формування обумовлене особливостями радіаційного режиму та фізичними властивостями діяльної поверхні. В *період полярної ночі* (рис. 2.1 а) північніше 80° півн.ш. надходження сонячної радіації відсутнє, поглинута радіація дорівнює нулю. Від'ємне значення радіаційного балансу (-12 МДж/м²міс) обумовлене величиною ефективного випромінювання. Вихолодження повітряних мас над сніговим та льодовим покриттями виникає в результаті радіаційного випромінювання. В *період полярного дня* (рис. 2.1 б) приток сонячної радіації спостерігається впродовж 24 годин і значення сумарної радіації в Арктиці досягають 42-67 МДж/м²міс. Вони більші ніж в помірних та екваторіальних широтах (33-58 МДж/м²міс). Однак за рахунок значної відбивальної здатності снігового та льодового покривів (40-96%) значення поглинутої сонячної радіації в високих широтах незначне.

В *південній півкулі* характерні особливості горизонтальної та вертикальної структури полів середньої зональної температури в тропосфері зберігаються. Однак існують деякі особливості, що обумовлені різницею фізичних властивостей діяльної поверхні: найменші значення температури в межах всієї тропосфери спостерігаються над Антарктидою впродовж всього року. Формування цієї замкнутої області холоду в тропосфері обумовлено радіаційним вихолодженням і, на відміну від північної півкулі, послабленим горизонтальним притоком тепла з низьких широт у зв'язку з блокуючими циркуляційними атмосферними процесами (циркumpолярним циклонічним вихором).

2.2.2 Характерні особливості меридіонально-вертикального розподілу середньої зональної температури в стратосфері

В стратосфері просторовий розподіл температури більш складний. Особливістю полів температури нижньої стратосфери є наявність значної приекваторіальної області холоду з центром біля ізобаричної поверхні 100 гПа (16 км) впродовж всього року, значення якої досягають -82 °С. Товщина цього шару в середньому 10-12 км. Горизонтальна протяжність знаходиться в межах 40° півн.ш. - 45° півд.ш. Ця зона є наслідком інтенсивних турбулентних й конвективних теплообмінів в тропічній тропосфері, і як наслідок значного

вологовмісту, що спричиняє значному поглинанню довгохвильової радіації, яку випромінює Земля та нижні шари атмосфери, перешкоджаючи її проникненню в верхні шари.

Взимку (рис. 2.1 а) над високими широтами обох півкуль розташовуються приполюсні області холоду від 8-12 км до 55 км, які є наслідком зимового радіаційного вихолодження стратосфери, обумовленого висхідними рухами арктичного й антарктичного стратосферних циклонів.

Влітку (рис. 2.1 б) від приєкваторіальної стратосферної області холоду температура повітря в напрямку географічних полюсів збільшуються, досягаючи найбільших значень над районами Антарктики та Арктики (-36, -40 °С). Формування цих областей є наслідком радіаційного нагріву стратосфери, завдяки більшій тривалості сонячного сьйва та високого вмісту озону. Визначену роль у нагріванні стратосфери високих широт відіграють й адіабатичні збільшення температури внаслідок низхідних рухів повітря, що виникають з розвиненням літніх стратосферних антициклонів.

Треба відмітити, що стратосферна область тепла над Антарктикою характеризується більшими значеннями температурами (в середньому на 6-7 °С), які обумовлені більш інтенсивною сонячною радіацією, внаслідок найменшої відстані між Землею та Сонцем (на 10^6 км ближче). В результаті чого влітку приток сонячної радіації в південну півкулю на 7% більший, ніж в північну півкулю, що істотно впливає на термічний режим стратосфери високих широт.

2.2.3 Загальні закономірності просторово-часового розподілу температури в тропосфері

В зимовій півкулі (рис. 2.2) термічний режим тропосфери формується в умовах від'ємного радіаційного балансу підстильної поверхні позатропічних широт:

- в північній півкулі з жовтня по березень (6 місяців);
- в південній півкулі з травня по серпень (4 місяці).

Льодові покриви Арктичних морів, Гренландії та Антарктиди мають значний вихолоджувальний вплив на тропосферу. Область холоду над південною полярною зоною характеризується найбільш низькими значеннями середньої температурами в тропосфері та зональним розташуванням ізотерм над замерзлими антарктичними водами, що оточують льодяний континент.

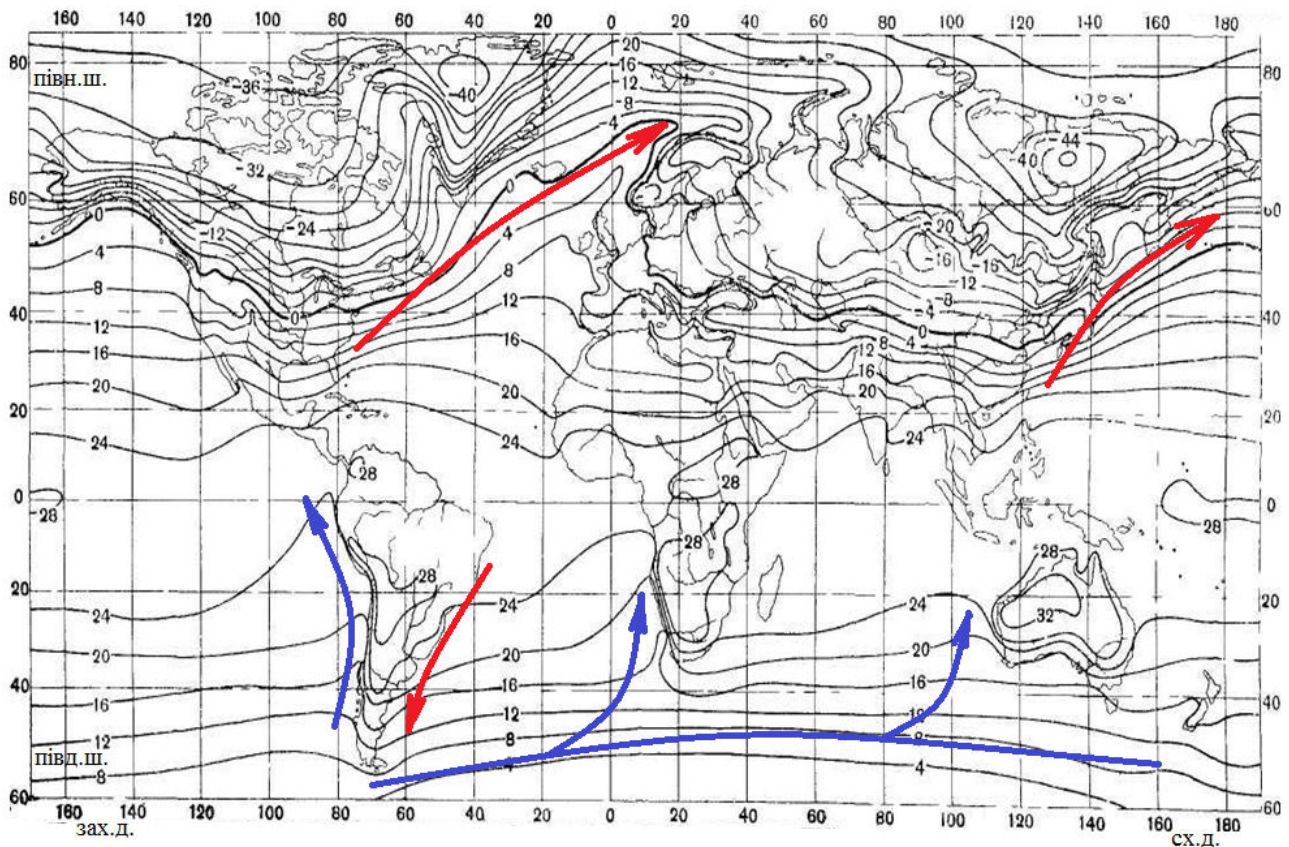


Рисунок 2.2 – Середня температура повітря в нижній тропосфері, січень [topref.ru]

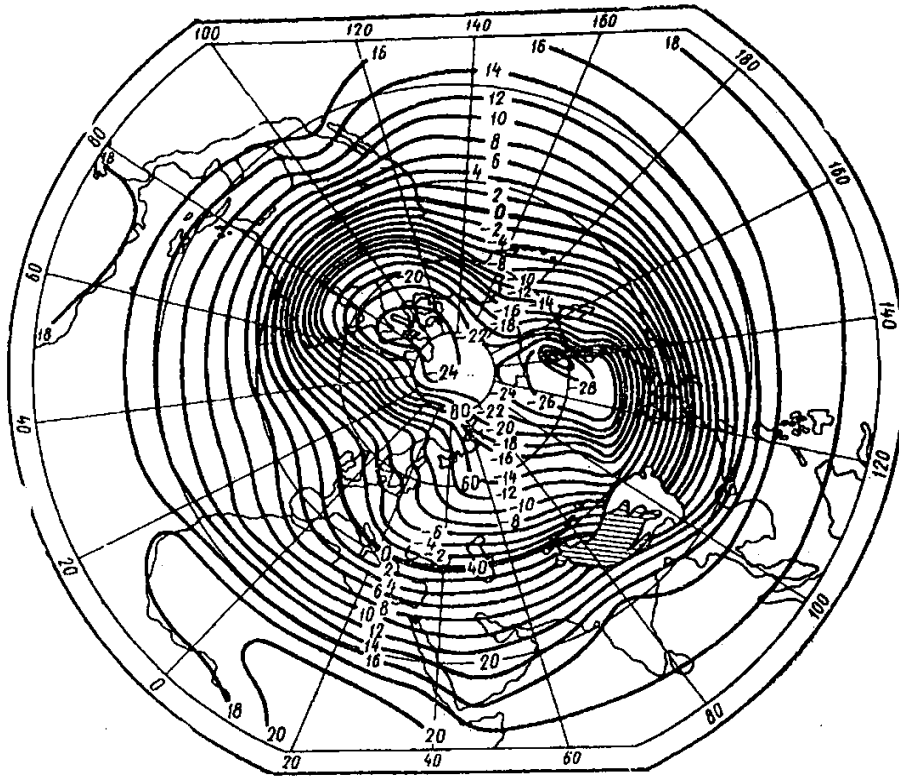
Поверхні океанів, особливо в зонах теплих течій Гольфстріму, Північно-Атлантичного, Куросію, Північно-Тихоокеанського, Бразильського та інші мають значний тепловий вплив на тропосферу, спричиняючи інтенсивний турбулентний, конвективний теплообмін вода – атмосфера та приток прихованого тепла. Завдяки західно-східному перенесенню тепло розповсюджується на схід над сильно вихолодженими континентами в зимове півріччя. Притоки вологи й тепла компенсується радіаційним вихолодженням тропосфери над континентами.

В широтній зоні 40° півн.ш. - 40° півд.ш. радіаційний баланс діяльної поверхні завжди додатній, тому тропосфера прогрівається внаслідок турбулентного, конвективного та прихованого притоків тепла.

В тропосфері південної півкулі термічний екватор лише в січні простежується вдовж 15° півд.ш., де відмічаються максимальні значення температури поверхні води та повітря над рівнем моря.

Характерною особливістю просторового розподілу температури повітря в тропосфері зимової півкулі є наявність значної приполюсної області холоду (рис. 2.3).

a)



б)

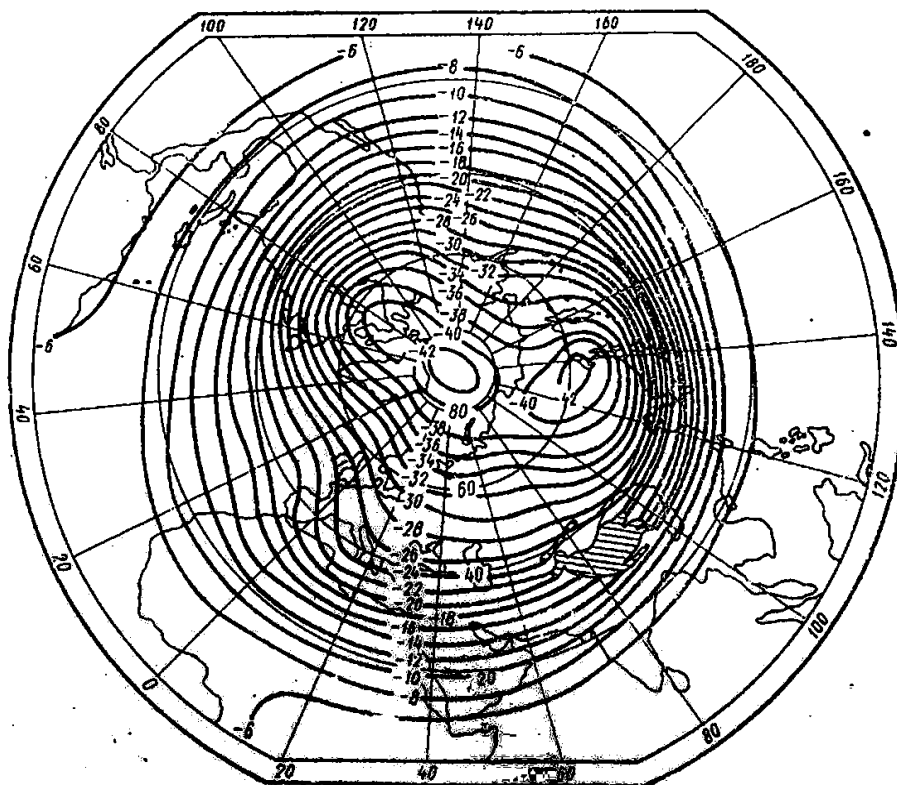


Рисунок 2.3 – Середня температура повітря в нижній й середній тропосфері в січні: 850 гПа (а) та 500 гПа (б) [Гаврилова, 1982]

Область холоду в нижній й середній тропосфері північної полярної зони розповсюджується на південь у вигляді улоговин холоду. Інтенсивні улоговини з самостійними вторинними центрами більш низьких температур розташовуються над найбільш вихолодженими східними частинами континентів Євразії та Північної Америки. Формування улоговин холоду обумовлено трансформацією повітряних мас, що переміщуються з заходу на схід над значними просторами стійкого снігового покриву. В умовах від'ємного радіаційного балансу діяльного шару повітряні маси вихолоджуються та стають більш сухими. Переважання антициклонального режиму, ясна погода, слабкі швидкості вітру над східною частиною Сибіру створюють додаткові умови для радіаційного вихолодження. В результаті чого значення температури повітря над східною частиною Сибіру в нижній тропосфері нижче ніж над Арктичним басейном (за даними зведеними до рівня моря, різниця складає 20 °С) і досягають -32 °С на ізобаричній поверхні 850 гПа та -42 °С на поверхні 500 гПа (рис. 2.3 б). З висотою розташування областей холоду й улоговин мало змінюється.

Райони з більш високими значеннями температури повітря в нижній тропосфері над акваторією Арктичного басейну, суцільно вкритого льодом, за умов відсутності притоку сонячної радіації та від'ємного радіаційного балансу, загалом, обумовлені горизонтальними притоками тепла й вологи з Північної Атлантики та північної частини Тихого океану.

В тропосфері літньої півкулі (рис. 2.4) характерною особливістю просторового розподілу середньої температури повітря є наявність областей холоду в високих широтах в межах всієї тропосфери.

Тенденція до формування знижених значень температури в нижній тропосфері створюється також над океанами, особливо над зонами холодних течій, а над континентами, навпаки, влітку сприятливі умови для формування додатних значень температури повітря.

Наявність улоговин холоду над океанами та гребенів тепла над континентами спричиняє порушення зонального розподілу температури в позатропічних широтах. Однак порівнюючи з зимовим періодом зональність розподілу температури повітря влітку порушується менше.

В тропосфері південної півкулі область холоду розташовується над льодовим континентом Антарктиди. Температура повітря поблизу узбережжя досягає значень -4 °С й -30 °С у її східній найбільш високій частині.

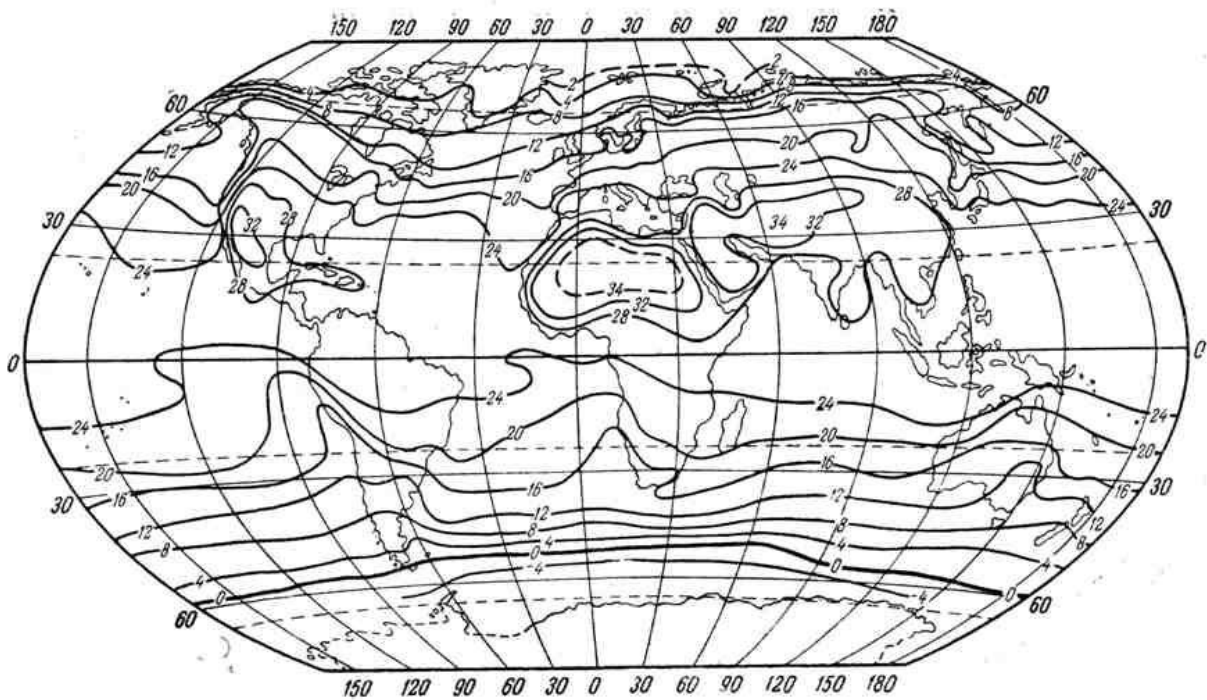


Рис. 13. Середня температура повітря на рівні моря в юлі

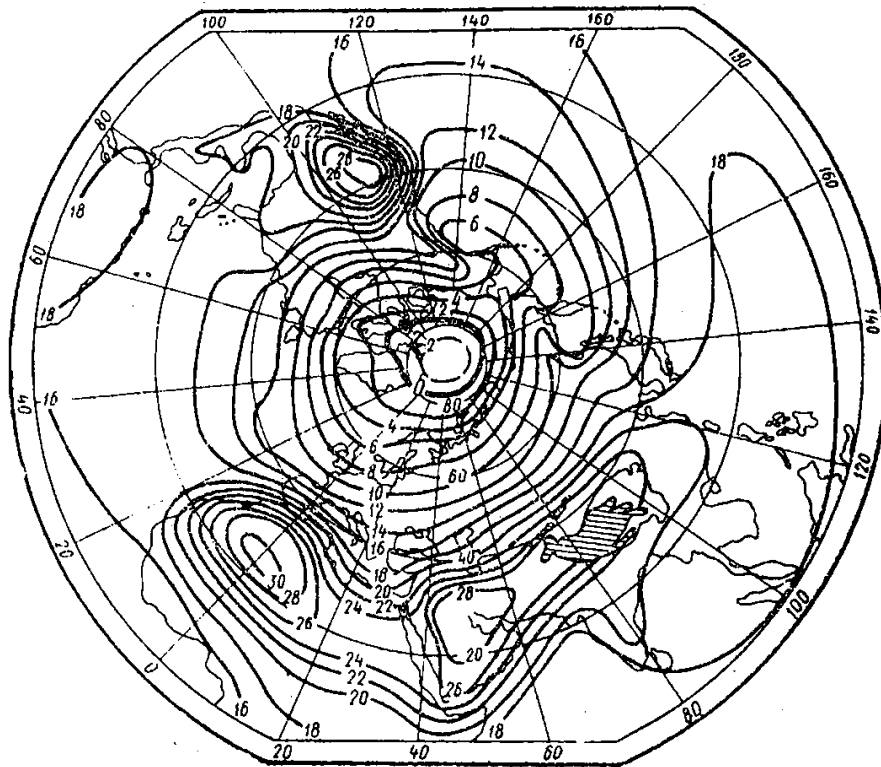
Рисунок 2.4 – Середня температура повітря в нижній тропосфері, липень
[topref.ru]

В нижній тропосфері північної півкулі влітку (рис. 2.5 а) область холоду розташовується над Арктичним басейном й прилеглими морями. Над талими льодовиками Арктики температура повітря досягає значень 0°C . Зі збільшенням висоти (рис. 2.5 б) центральна частина області холоду зміщується з району полюсу на Гренландію й Канадський архіпелаг, які мають значний охолоджувальний вплив на тропосферу північної півкулі.

Найбільші значення температури (термічний екватор) спостерігаються в широтній зоні $20\text{-}40^{\circ}$ півн.ш. В цій зоні спостерігаються дві замкнуті області тепла. Перша над північно-західною частиною Африки й над Аравійським півостровом, значення якої досягають $29\text{-}30^{\circ}\text{C}$. Друга, значно менша за своїми розмірами, над південно-західною частиною Північної Америки, температура в центрі якої досягає 28°C .

Формування цих областей тепла над континентами обумовлено вертикальними притоками тепла та адіабатичним збільшенням температури в антициклонах, що переважають в цей період.

a)



б)

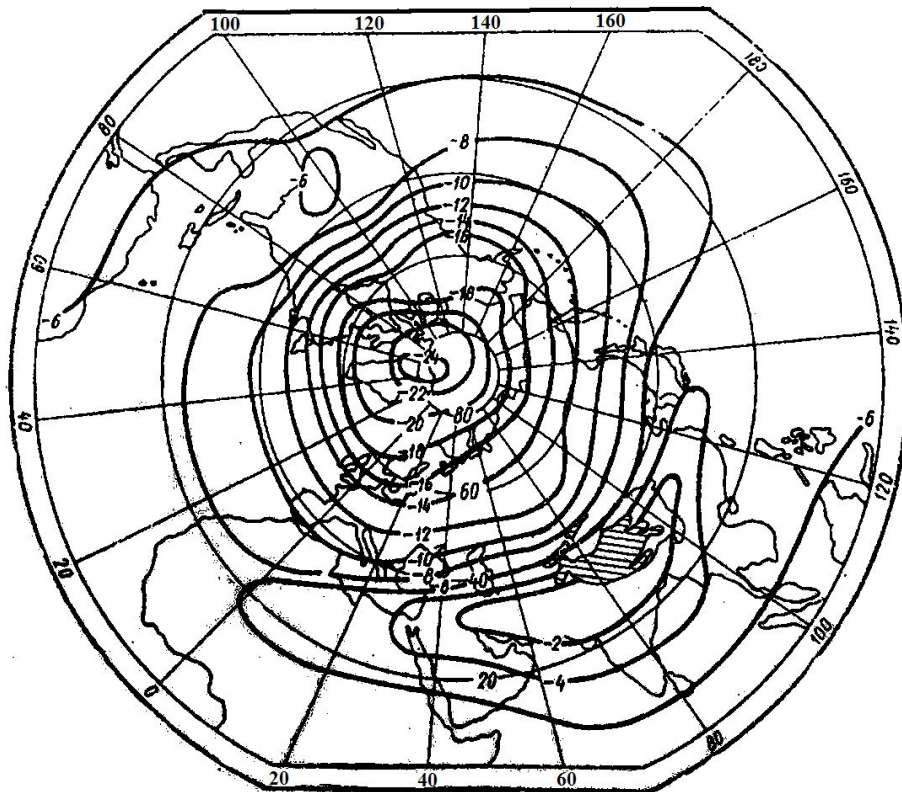


Рисунок 2.5 – Середня температура повітря в нижній й середній тропосфері в липні: 850 гПа (а) та 500 гПа (б) [Гаврилова, 1982]

2.2.4 Загальні закономірності просторово-часового розподілу температури в стратосфері

Розподіл температури в стратосфері залежить, перш за все, від радіаційного балансу: додатній радіаційний баланс характеризує радіаційний приток тепла, нагрів стратосфери та формування області тепла, а від'ємний – охолодження стратосфери та формування області холоду. Якби радіаційні процеси були б єдиною причиною формування термічного режиму в стратосфері, тоді б температура повітря збільшувалась у напрямку низьких широт. Спостереження фактичних температур не підтверджують цей розподіл. Отже, існує перенесення надлишку тепла з низьких широт у високі, що виникають внаслідок нерадіаційних факторів, таких, як макротурбулентний обмін або середня меридіональна циркуляція.

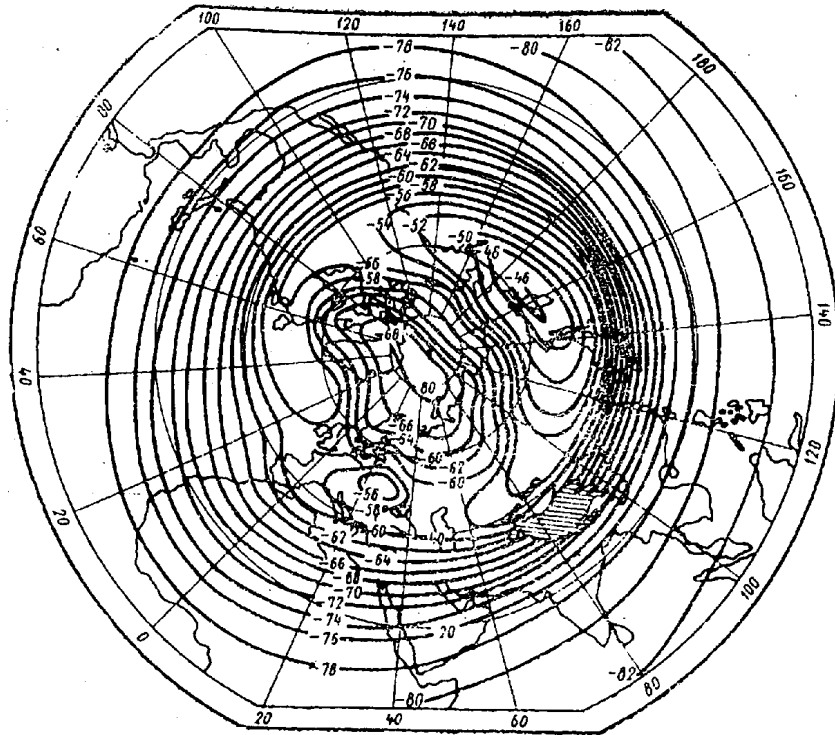
В нижній та середній стратосфері позатропічних широт обох півкуль на формування полів температури значний вплив мають як горизонтальні притоки тепла та холоду, так й адіабатичні зміни температури, обумовлені вертикальними рухами в стратосферних баричних утвореннях. Відомий вклад вносить вплив континентів та океанів, але він значно менший ніж в тропосфері.

В верхній стратосфері основне значення у формуванні температурного режиму набуває радіаційний процес.

В зимовій півкулі (рис. 2.6) температурний режим стратосфери, так само як і тропосфери, формується в умовах від'ємного радіаційного балансу позатропічних широт та додатного – в тропічних широтах (0-35° ш.).

Характерною особливістю горизонтального розподілу середньої температури в нижній стратосфері північної півкулі (100 – 10 гПа) взимку є наявність значної приполюсної області холоду в *високих широтах*, що розташовується над Арктичним басейном й арктичними морями з улоговинами, спрямованими на континенти Північної Америки та Європу.

a)



б)

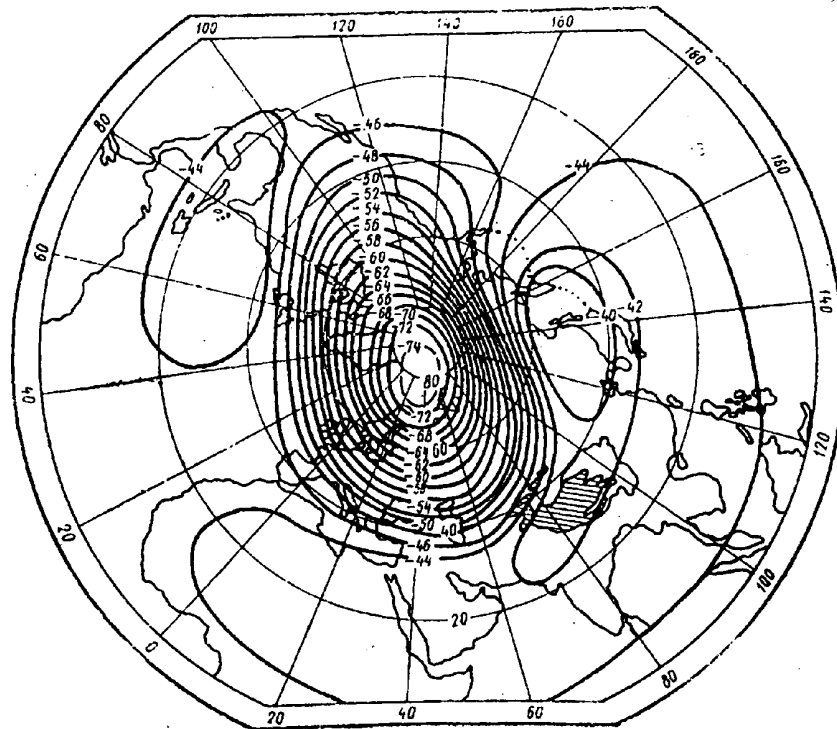


Рисунок 2.6 – Середня температура повітря на ізобаричних поверхнях 100 гПа (а) та 10 гПа (б) в січні [Гаврилова, 1982]

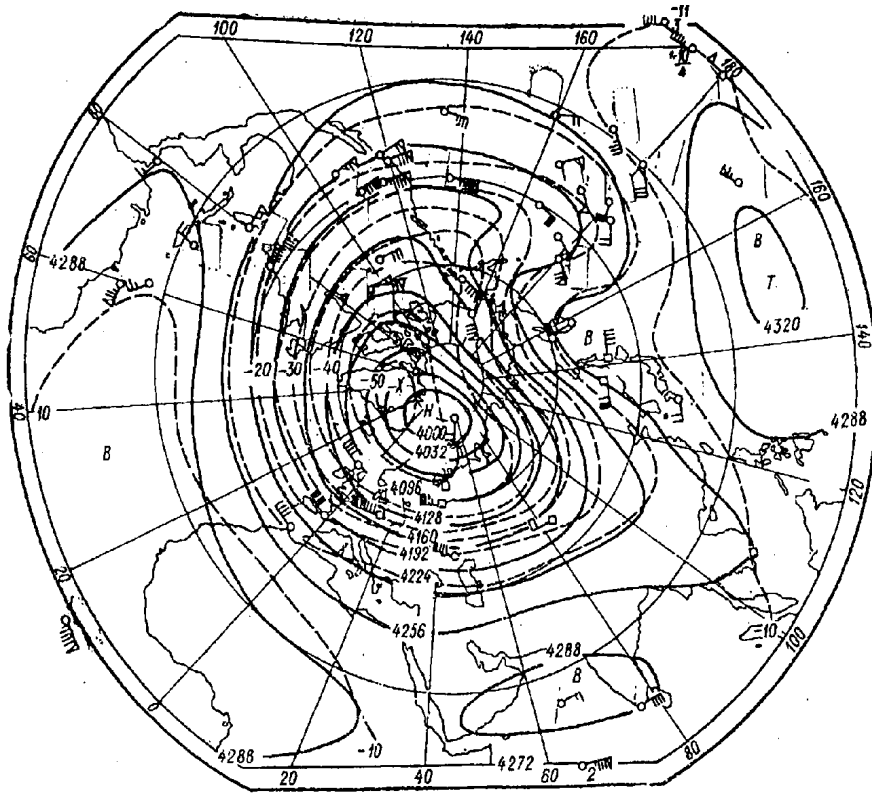
Формування цієї області обумовлено тривалим радіаційним зниженням температури в стратосфері в період полярної ночі та в попередні місяці (серпень – жовтень), коли на цих широтах спостерігається швидке зменшення притоку сонячної радіації. В області холоду формується циклон, висхідні рухи якого, сприяють зниженню температури повітря, особливо інтенсивно над районами, що співпадають з центральною частиною циклона.

В нижній стратосфері *помірних широт* (40-60° півн.ш.) розташовується значна область тепла, формування якої загалом обумовлено адіабатичним нагріванням, яке відбувається внаслідок низхідних рухів в стратосферній області високого тиску, що відповідає області тепла. Відомий вклад вносить і нагрівання повітря, спричинене поглинанням сонячної короткохвильової радіації озоном, бо стратосфера відповідної широтної зони і взимку освічується Сонцем. Зі збільшенням висоти ця зона зміщується на південь до північного тропіку. Температура повітря в області тепла зростає з висотою від -46 °С на ізобаричному рівні 100 гПа до -39 °С на поверхні 10 гПа (рис. 2.6 б). Області тепла близько відповідає Алеутський антициклон. Наявність в стратосфері позатропічних широт областей холоду і тепла в продовж декількох місяців обумовлює значну меридіональну неоднорідність поля середньої температури.

Характерною особливістю просторового розподілу середньої температури у *верхній стратосфері* (2,0 – 0,4 гПа) взимку є розташування значної приполюсної області холоду, що охоплює помірні та субтропічні широти (рис. 2.7). З висотою температура повітря зростає внаслідок радіаційного нагріву, тому інтенсивність області холоду зменшується від значень температури -75 °С на ізобаричній поверхні 10 гПа до -25 °С на поверхні 0,4 гПа, розташованої поблизу стратопаузи. Асиметрія центральної частини області холоду відносно географічного полюса з висотою посилюється. Вона зміщується до південного-заходу та поступово розташовується над північними районами Канади та Західної Європи. Відповідній області холоду близько відповідає циклон.

Алеутський теплий антициклон, що спостерігається в нижній та середній стратосфері, в верхній стратосфері має вигляд гребеня антициклону, розташованого південніше – над Тихим океаном. Максимальні значення температури в високих та помірних широтах припадають на північну частину Тихого океану, а мінімальні – на периферію приполюсного циклона, який розташовується над північно-західною частиною Європи. Максимум довготних вимірювань (20 °С) відмічається на поверхні під стратопаузою.

a)



b)

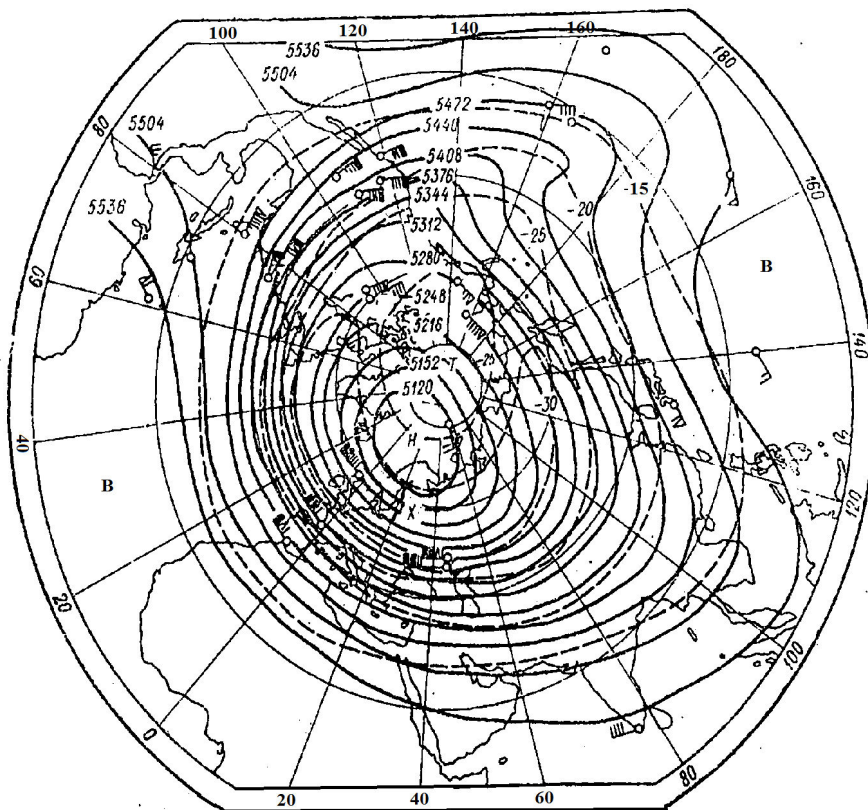


Рисунок 2.7 – Середня температура повітря та геопотенціалу на ізобаричних поверхнях 2 гПа (а) та 0,4 гПа (б) в січні [Гаврилова, 1982]

Таким чином, взимку приполюсна область холоду з відповідним їй циклональним баричним утворенням та область тепла над Тихим океаном, де формується Алеутський антициклон, простежуються в межах всієї стратосфери (100 – 0,4 гПа).

Стосовно нижньої *зимової стратосфери південної півкулі* треба відмітити, що характерні особливості просторового розподілу середньої температури схожі з північною. Різниця відзначається в інтенсивності приполюсних областей холоду в високих широтах та поясів тепла в помірних та субтропічних широтах:

- область холоду над Антарктидою більш інтенсивна і значення температури нижчі, за рахунок послабленого міжширотного обміну та відсутності раптових потеплінь в середині зими;
- пояс тепла характеризується більш низькими значеннями температури, всередині якого відсутня область тепла над Тихим океаном.

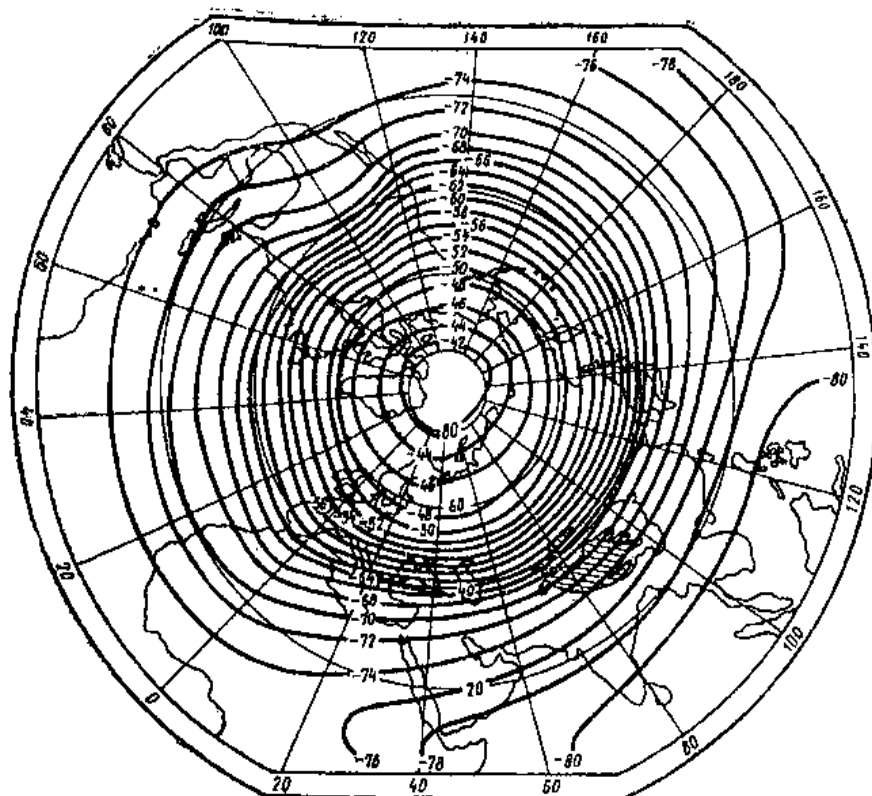
В *літній північній півкулі* (рис. 2.8) температурний режим стратосфери формується в умовах додатного радіаційного балансу. Він обумовлений високим вмістом озону та великою тривалістю сонячного сьйва. Додатковий вклад у збільшення температури вносить адіабатичні зміни, які є наслідком низхідних рухів в стратосферних антициклонах. Характерні особливості просторового розподілу середньої температури виразно простежуються з ізобаричної поверхні 100 гПа (рис. 2.8 а).

Над високими широтами обох півкуль формуються області тепла: над північною півкулею з квітня по вересень, а над південною – з грудня по січень. Вони розташовані симетрично відносно географічних полюсів і простежуються в межах всієї стратосфери 50 – 0,4 гПа (рис. 2.9). Зі збільшенням висоти області тепла посилюються та розповсюджуються. Найбільш високі значення температури (-5 °C) спостерігаються поблизу стратопаузи (0,4 гПа).

В тропічних широтах обох півкуль нижньої стратосфери зберігається приекваторіальна область холоду. Найменші значення температури (-80 °C) спостерігаються в широтній зоні 10° півн.ш. - 10° півд.ш.

Значно інтенсивніше радіаційне збільшення температури в тропічних широтах у порівнянні з субтропічними та помірними широтами обумовлює послаблення області холоду з висотою. В результаті чого в шарі 30-10 гПа вона не простежується й просторовий розподіл температури в середній та верхній стратосфері характеризується високоширотною областю тепла. Тому найбільш значні контрасти температур повітря над полюсом та екватором спостерігаються в нижній стратосфері. З висотою вони послаблюються.

a)



б)

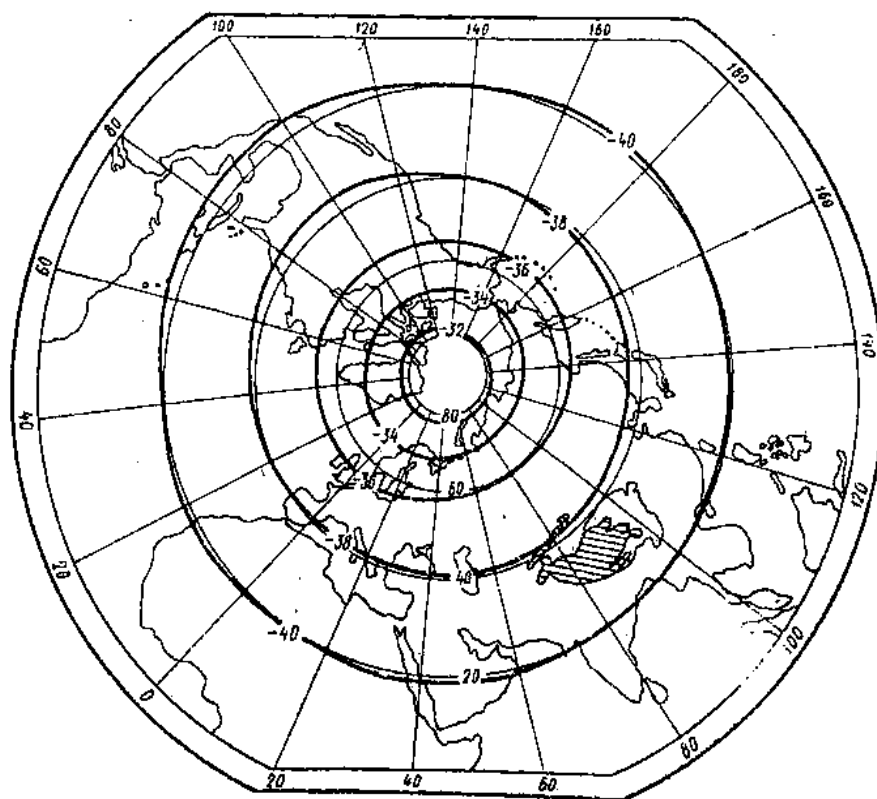


Рисунок 2.8 – Середня температура повітря на ізобаричних поверхнях 100 гПа (а) та 10 гПа (б) в липні [Гаврилова, 1982]

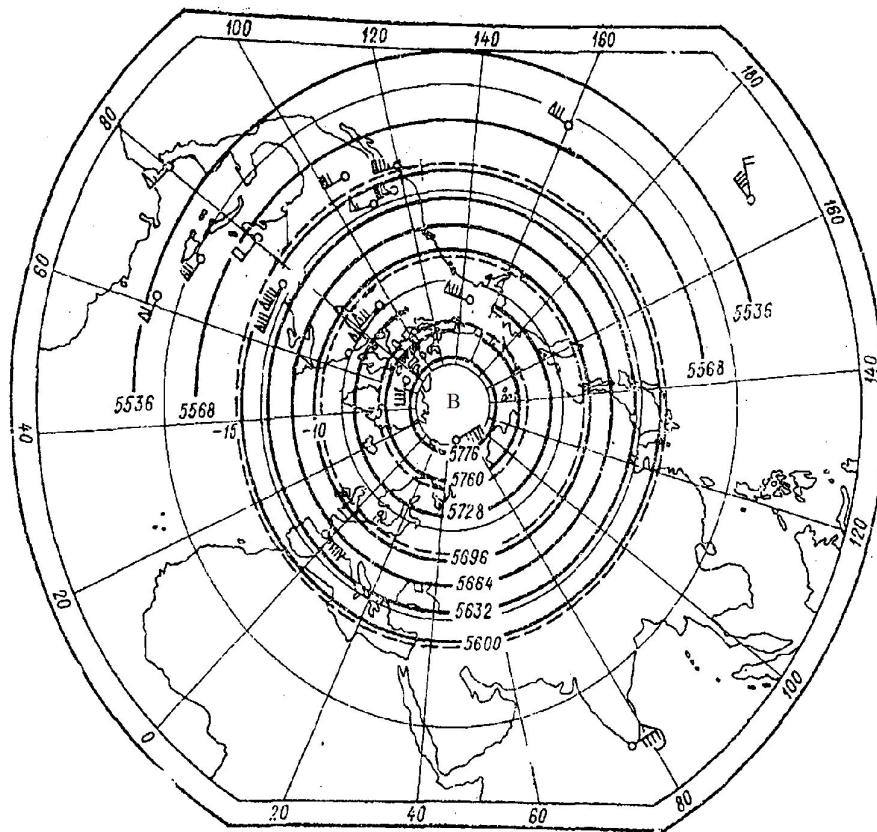


Рисунок 2.9 – Середня температура повітря та геопотенціалу на ізобаричній поверхні 0,4 гПа в липні [Гаврилова, 1982]

2.3 Географічні положення зон найвищих меридіональних і зональних градієнтів температури у вільній атмосфері

Зміни середньої зональної температури в тропосфері від екватора до полюсів можна оцінити горизонтальними меридіональними градієнтами на різних ізобаричних поверхнях [Гаврилова, 1982]:

$$\Gamma = -\frac{\overline{\partial t_z}}{\partial \varphi}. \quad (2.4)$$

Градієнт температури додатній, якщо температура повітря зменшується від географічного екватора до полюсів, й навпаки, від'ємний, якщо температура повітря збільшується у напрямку полюсів.

Вертикальні перетини меридіональних градієнтів середньої зональної температури повітря над північною та південною півкулями представлені на

рис. 2.10. Як видно, температура в тропосфері знижується від екватора до полюсів, тому горизонтальний градієнт у тропосфері додатний. Однак швидкість зміни температури вздовж меридіану не однакова. Чітко виділяються зони великих значень градієнтів температури. Схожість між півкулями відмічається лише влітку в тропічних зонах ($\pm 30^\circ$ ш.), яка обумовлена подібним радіаційним режимом та фізичними властивостями підстильної поверхні, що визначає близькі умови формування термічного режиму тропосфери.

В *тропосфері* субтропічних, помірних і субарктичних широт ($30 - 70^\circ$ ш.) обох півкуль, швидкості змінювання середньої зональної температури в напрямку до полюсів значно відрізняються:

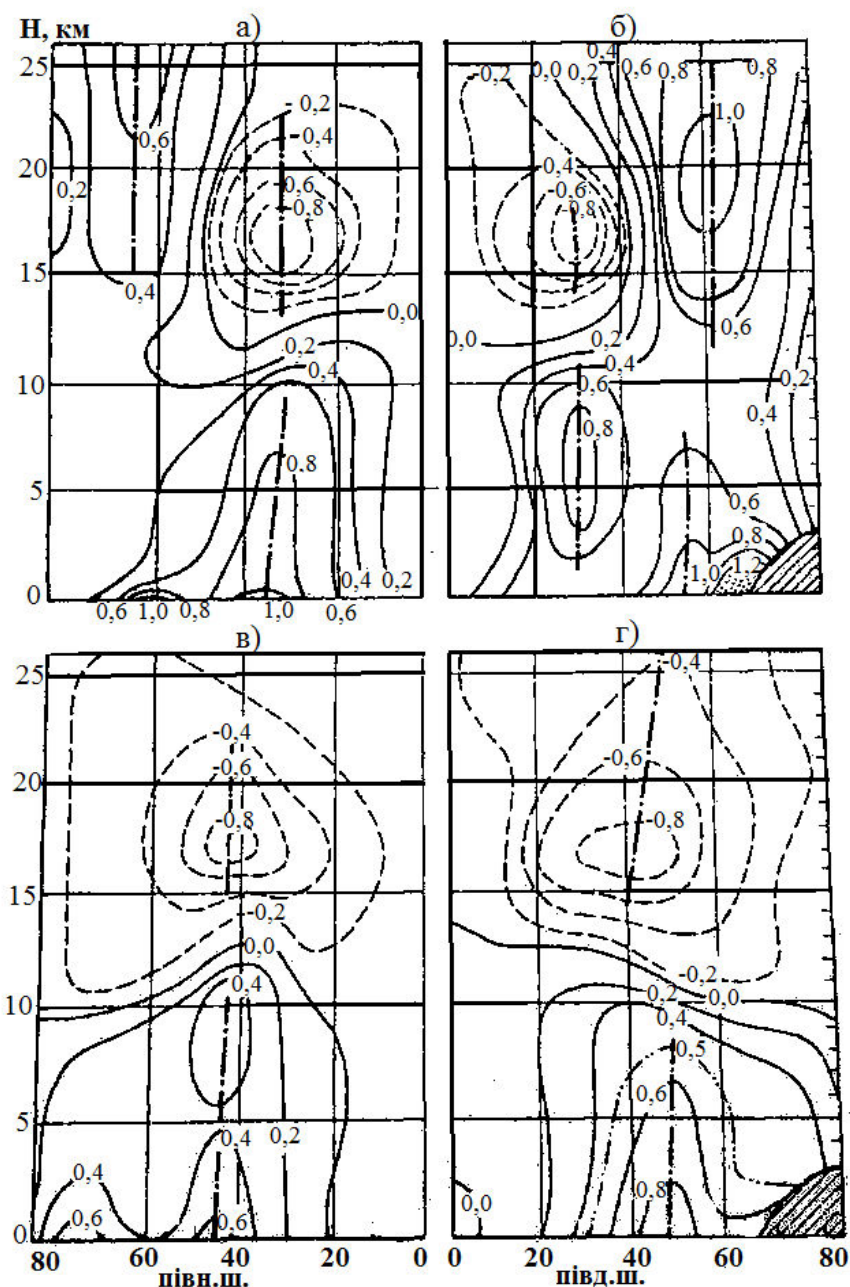
- У північній півкулі (рис. 2.10 а) зона значних додатних меридіональних градієнтів розташована між 30 і 50° півн.ш., градієнти якої досягають $0,8 - 1^\circ\text{C} / 1^\circ$ ф. Ця зона розповсюджується до ізобаричної поверхні 850 гПа і є *планетарною фронтальною зоною*. Їй відповідають стійкі західні течії, середня швидкість яких взимку в верхній тропосфері досягає 30 м/с. Взимку ця зона розмежує області північної півкулі з від'ємним та додатним радіаційним балансом діяльної поверхні.
- Друга зона значних додатних меридіональних градієнтів спостерігається за полярним колом вздовж 60° півн.ш. Вона охоплює лише нижню тропосферу.
- Влітку (рис. 2.10 в) ця зона зміщується на північ та розмежує повітряні маси прогріті над континентом і вихолодженні поверхнею арктичних морів уздовж 75° півн.ш. Збільшені горизонтальні контрасти температур сприяють розвитку циклогенезу;
- В південній півкулі (рис. 2.10 б), додатні градієнти температури охоплюють діапазон широт $20-70^\circ$ півд.ш. в межах всієї тропосфери. Взимку найбільші значення досягають $1,2^\circ\text{C} / 1^\circ$ ф й спостерігаються поблизу Антарктиди. Цій зоні відповідає *антарктичний кліматичний фронт*.
- Влітку південної півкулі (рис. 2.10 г) зона максимальних значень зміщується на північ.

Змінення температури в *стратосфері* від географічного екватора до полюсів неоднакове за швидкістю й за знаком:

- В зимовій нижній стратосфері обох півкуль найбільші від'ємні градієнти ($-0,8^\circ\text{C} / 1^\circ$ ф) спостерігаються в тропічних зонах (рис. 2.10 а, б);
- Додатні градієнти спостерігаються в позатропічних широтах обох півкуль. Більш інтенсивною є зона в південній півкулі, значення якої досягають

1 °C / 1° φ на висоті 20 км. Цій зоні відповідають стійкі *стратосферні струминні течії* (швидкості досягають 47 м/с).

- В літній стратосфері (рис. 2.10 в, г) температура в напрямку до полюсів зростає. Зони найбільших значень градієнта температури в обох півкулях розташовані в помірних широтах в шарі 16-18 км й досягають -0,8 °C / 1° φ.



центральний зимовий місяць (а, б), центральний літній місяць (в, г)

Рисунок 2.10 – Вертикальні перетини меридіональних градієнтів середньої зональної температури повітря [Гаврилова, 1982]

3 ХАРАКТЕРИСТИКА БАРИЧНОГО ТА ВОЛОГІСНОГО РЕЖИМІВ ВІЛЬНОЇ АТМОСФЕРИ

3.1 Основні складові загальної циркуляції атмосфери

Загальною циркуляцією атмосфери (ЗЦА) називають систему великомасштабних повітряних течій [Гончарова та ін., 2005]. Завдяки повітряним течіям здійснюється обмін великих повітряних мас, вологою, теплом й кількістю рухів у горизонтальному та вертикальному напрямках атмосфери. До них відносять: зональний перенос повітря, в якому виникають довгі хвилі; великомасштабні турбулентні вихори, циклони, антициклони, пасати й мусони. Вони відіграють важливу роль у формуванні погоди та клімату Землі.

Стійка зміна переважаючих умов циркуляції атмосфери впродовж довгого періоду часу – викликає зміну клімату.

Циркуляція атмосфери – один з основних кліматоутворюючих факторів, тому її дослідженню приділяється велика увага.

Розрізняють два методи дослідження циркуляції атмосфери:

- 1) фізико-статистичний (дослідження метеорологічних величин);
- 2) гідродинамічний.

ЗЦА включає ряд великомасштабних рухів. Найбільший масштаб серед них має *західний перенос* повітряних мас, який охоплює тропосферу та частину стратосфери позатропічних широт влітку й всю стратосферу взимку. Він обумовлюється наявністю температурного контрасту між екватором і полюсом, тому горизонтальна складова баричного градієнта в основному має напрямок від тропіків до полюсів, а також відхиляючою дією обертання Землі навколо своєї осі. Західний перенос спостерігається, як правило, над більшою частиною позатропічних широт північної та південної півкуль. В обох півкулях пояс західних вітрів розташовується взимку до більш високих широт, ніж влітку.

Важливою складовою частиною загальної циркуляції атмосфери є циркуляція повітря в системі *позатропічних циклонів й антициклонів*, які безперервно виникають і руйнуються, впливаючи на характер міжширотного обміну повітряних мас, результатом якого є перенос тепла з низьких широт у високі та холоду з високих широт у низькі.

Центри дії атмосфери (ЦДА) (рис. 3.1, 3.2) є результатом статистичного осереднення фактичних полів атмосферного тиску. За фізичними механізмами утворення ЦДА поділяють на дві групи:

1. *Сталі* – що розташовуються над океанами:
 - Екваторіальна улоговина;
 - Азорський антициклон;
 - Ісландська депресія;
 - Алеутський мінімум;

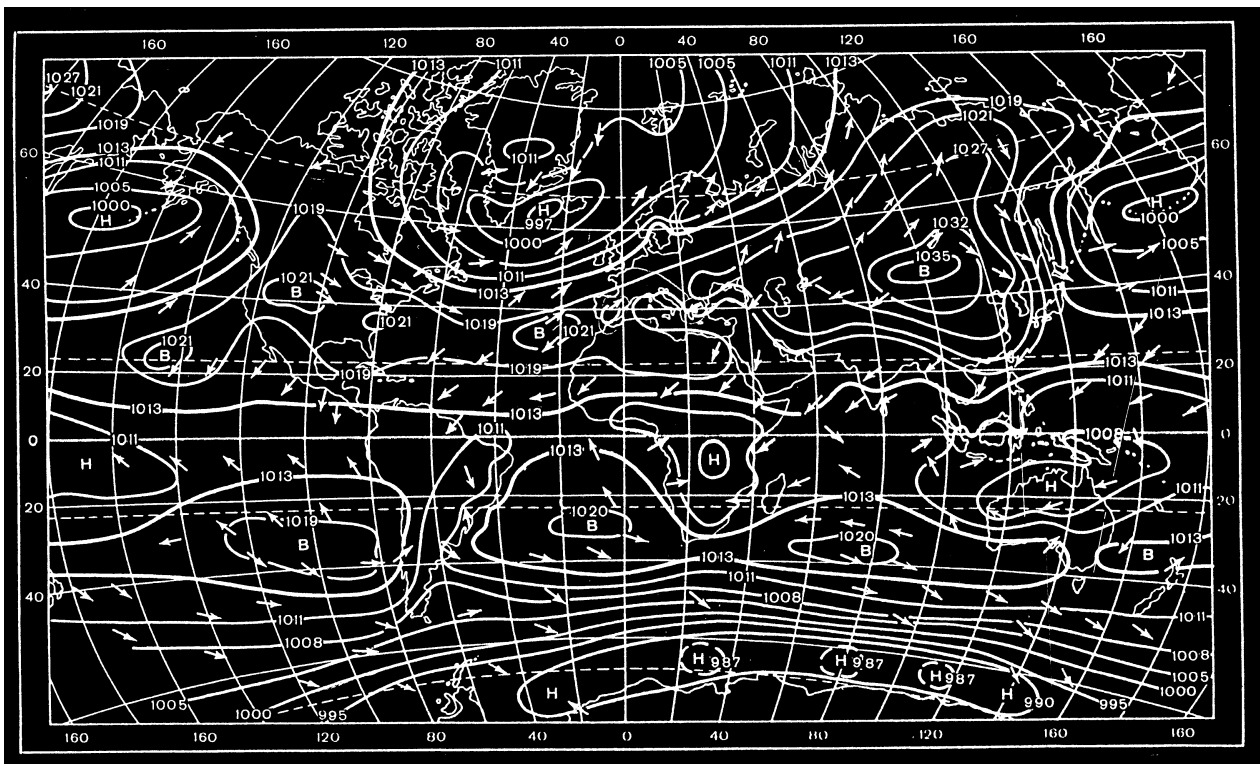


Рисунок 3.1 – Середні поля тиску (гПа) та течії повітря на рівні моря. Січень [Дроздов, 1979]

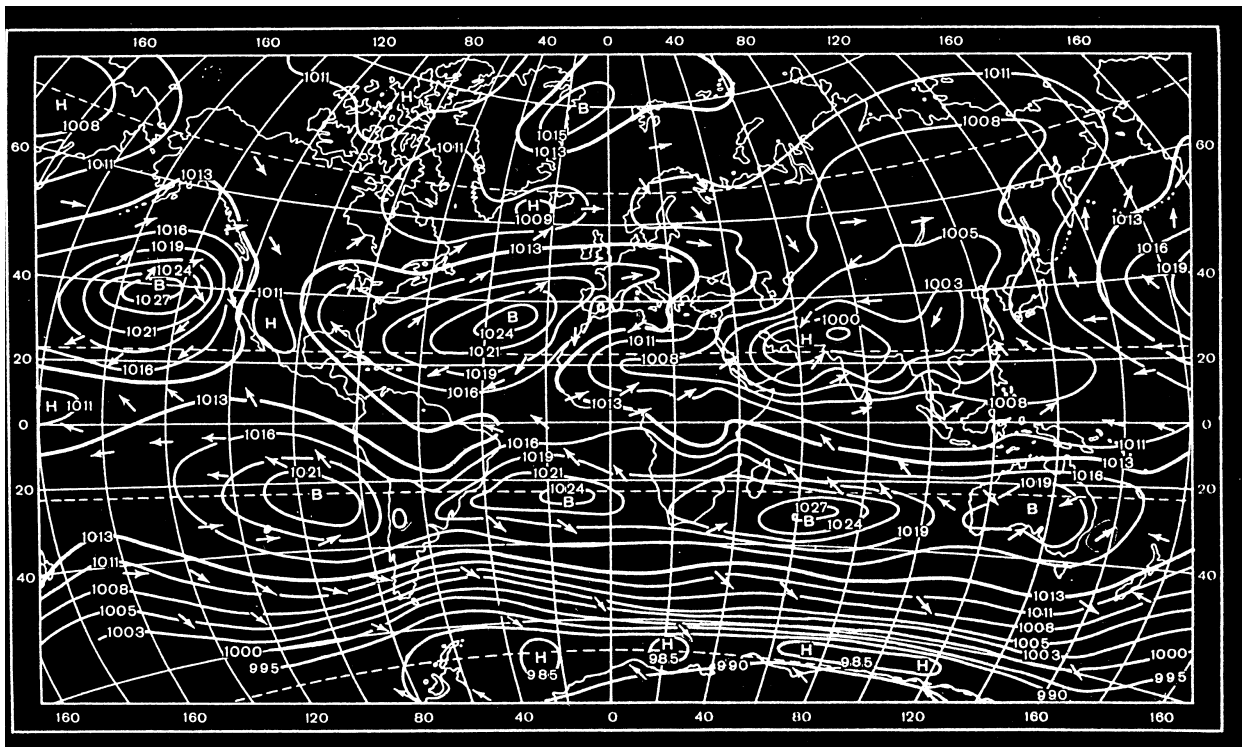


Рисунок 3.2 – Середні поля тиску (гПа) та течії повітря на рівні моря. Липень [Дроздов, 1979]

- Північно-Тихоокеанський (Гонолулський або Гавайський) антициклон;
- Південно-Атлантичний антициклон;
- Південно-Тихоокеанський антициклон;
- Південно-Індійський антициклон.

2. Сезонні – розташовуються над континентами:

- Сибірський антициклон;
- Азіатська депресія;
- Північно-Американська депресія;
- Північно-Американський антициклон;
- Південно-Американський антициклон;
- Південно-Американська депресія;
- Австралійський антициклон;
- Африканський антициклон.

Субтропічні антициклони формують великомасштабні циркуляційні системи в тропосфері. Вони обумовлюють обмін повітряними масами між тропічними та помірними широтами. Ці повітряні течії на периферіях антициклонів, обернених до екватору, називають *пасатами* (рис. 3.3).

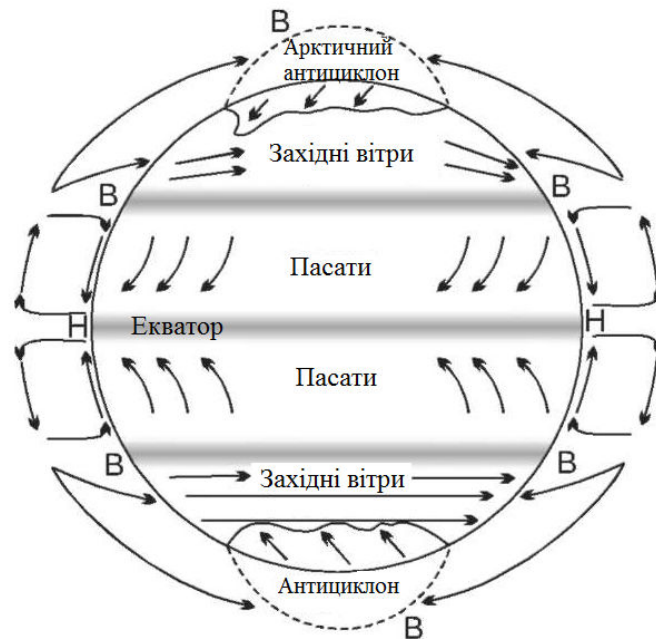


Рисунок 3.3 – Схема утворення пасатів [coollib.net]

Збіжність пасатів північної та південної півкуль з висхідними рухами спостерігаються в екваторіальній улоговині. Найбільш активні її зони називають *внутрішньотропічною зоною конвергенції* (ВЗК). З ВЗК пов'язаний розподіл хмарності та опадів.

На формування клімату у деяких районах Землі великий вплив чинять *мусони* (рис. 3.4). Ця циркуляційна система володіє виразним сезонним характером. На її формування значно впливає термічний режим суші та океану, який складається під дією радіаційних факторів.



Рисунок 3.4 – Схеми утворення мусонів [uch.znate.ru]

У визначенні С.П. Хромова [Гончарова та ін., 2005]: *мусон* – це такий режим загальної циркуляції атмосфери в великій географічній області, при якому вітри одного напрямку в кожному місці цієї області різко переважають над іншими, а переважаючий напрямок вітру від зими до літа та від літа до зими змінюється на протилежний або близький до протилежного. До *протилежних* відносяться напрямки, кут між якими складає 120° й більше, а до *різко переважаючого* – напрямку, що має повторюваність 40% та більше. Механізм формування мусонних вітрів пов'язаний з основними елементами загальної циркуляції атмосфери, циклонами й антициклонами.

3.2 Баричний режим та переважаючі умови циркуляції в тропосфері

Основні закономірності просторово-часового розподілу тиску в тропосфері й стратосфері виявлені на базі аналізу карт баричної топографії. Визначений тісний зв'язок між розподілом середньої температури й тиску на значних висотах. Цей зв'язок узгоджується з картами абсолютної та відносної топографії. Теоретичним обґрунтуванням є рівняння, отримані на основі рівняння статички атмосфери [Гаврилова, 1982]:

$$-\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{p}{p_0} \frac{\partial p_0}{\partial x} + \frac{g\rho(z - z_0)}{T} \frac{\partial T}{\partial x}, \quad (3.1)$$

$$-\frac{\partial p}{\partial y} = \frac{p}{p_0} \frac{\partial p_0}{\partial y} + \frac{g\rho(z-z_0)}{T} \frac{\partial T}{\partial y}, \quad (3.2)$$

де p_0 – тиск на нижній межі шару z_0 ;

p – тиск на верхній межі шару z ;

$\frac{\partial p_0}{\partial x}$ та $\frac{\partial p_0}{\partial y}$ – зміна тиску вздовж осей x та y на нижній межі шару;

$z - z_0$ – товщина шару;

T – середня температура повітря шару ($z - z_0$);

$\frac{\partial T}{\partial x}$ та $\frac{\partial T}{\partial y}$ – зміна середньої температури повітря шару вздовж осей x та y .

З цих рівнянь витікає, що розподіл тиску в тропосфері пов'язаний з розподілом приземного тиску та розподілом середньої температури всього нижнього шару. Внаслідок того, що тиск зі збільшенням висоти в теплому повітрі зменшується повільніше, ніж у холодному, на деякій висоті областям високого тиску відповідають області тепла, а областям низького тиску – області холоду.

Тому перебудова полів тиску з висотою в значній мірі визначається розподілом середньої температури нижче розташованого шару.

Найбільш складні зміни полів тиску з висотою спостерігаються в нижній тропосфері (від рівня моря до ізобаричної поверхні 700 гПа) позатропічних широт. Деяке уявлення надає вертикальна розповсюдженість центрів дії атмосфери.

Сезонні особливості полів тиску й переважаючі умови циркуляції в тропосфері. Поблизу екватора ($\pm 5^\circ$ ш.) впродовж всього року переважає область зниженого тиску, що характеризується слабкими та нестійкими за напрямком вітрами.

У напрямку високих широт значення тиску збільшується. В субтропічній та тропічній зонах ($15-35^\circ$ ш.) розташовуються пояса високого тиску, що є наслідком переважання антициклональної циркуляції. Наприклад, субтропічні області високого тиску над океанами, Азорський та Гавайський антициклони, простежуються до ізобаричної поверхні 500 гПа.

В зимовій північній півкулі (рис. 3.1) антициклональна циркуляція формується над вихолодженими континентами Північної Америки та Азії (Сибірський антициклон) до рівня 850 гПа. Це свідчить про те, що переважаюча більшість зимових антициклонів над вихолодженими континентами є низькими баричними утвореннями. Ісландська депресія над Північною Атлантикою простежується лише до рівня 850 гПа, а Алеутська депресія над північною

частиною Тихого океану у вигляді замкнених ізогіпс – до ізобаричної поверхні 700 гПа.

Аналіз полів геопотенціальних поверхонь 850 та 700 гПа показав, що горизонтальні потоки тепла й вологи з районів Північної Атлантики легко проникають в середину Арктики, в той час як з Тихого океану вони частково блокуються орографією та арктичним антициклоном. Це вказує на значний вплив нижньої тропосфери Атлантичного океану на клімат Арктики в порівнянні з впливом Тихого океану. У верхній арктичній тропосфері вклад океанів у формування температурного режиму вирівнюється.

Головною особливістю просторового розподілу тиску в зимовій тропосфері (700 – 300 гПа) північної півкулі є наявність приполюсного циклону (рис. 3.5), від центру якого спрямовані добре виражені улоговини зниженого тиску на східні частини континентів Північної Америки та Євразії. У вказаних улоговинах спостерігаються самостійні центри до ізобаричної поверхні 500 гПа. Улоговини розмежовані гребенями високого тиску: один розташовується над східною частиною Північної Атлантики, другий – над Тихим океаном, третій – над басейнами річок Обі та Єнісею. Ці гребені відповідають областям тепла, а улоговини – областям холоду на картах відносної топографії VT_{1000}^{300} .

Таким чином, взимку розподіл середнього тиску в тропосфері позатропічних широт характеризується хвильовим числом 3, яке відбиває хвильовий характер циркуляції в планетарному масштабі.

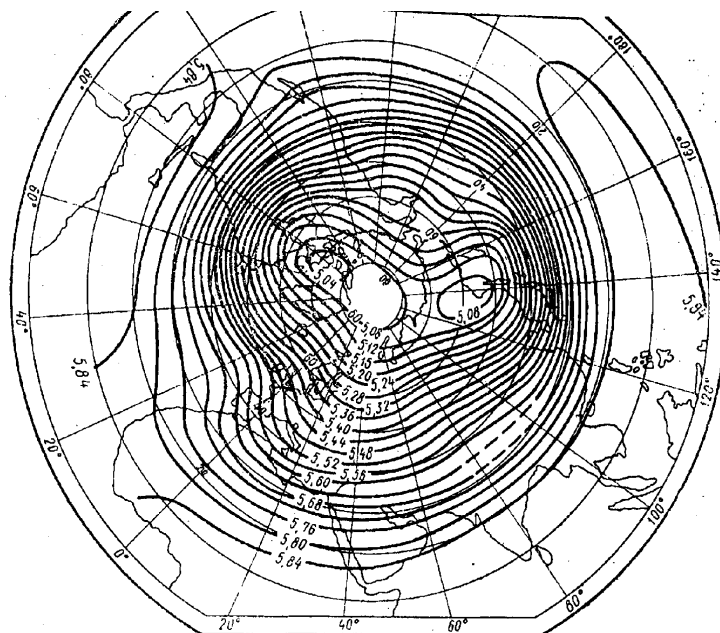


Рисунок 3.5 – Поле геопотенціальної ізобаричної поверхні 500 гПа. Січень
[Гаврилова, 1982]

Ось субтропічних зон високого тиску в обох півкулях зі збільшенням висоти зміщується до екватора разом з областю тепла.

В південній півкулі (рис. 3.6) ось субтропічної зони високого тиску на поверхні 500 гПа знаходиться на 10° північніше, ніж на рівні моря. На південь від осі високого тиску формується пояс зниженого тиску – циклонічний циркумполярний вихор, центральна частина якого розташовується поблизу Південного полюса. Зональний розподіл ізогіпс помірних широт є результатом як статистичного осереднення швидко мінливої синоптичної ситуації, так і впливу однорідної океанічної поверхні.

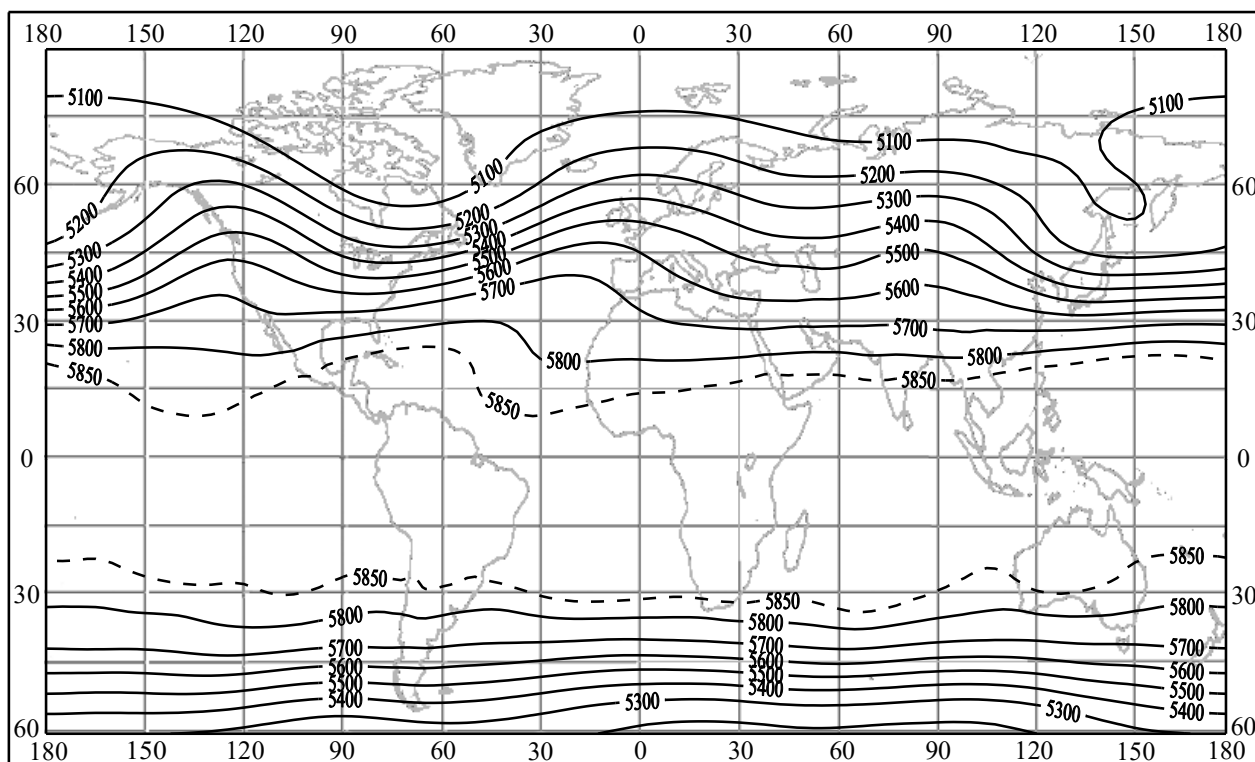


Рисунок 3.6 – Поле геопотенціальної ізобаричної поверхні 500 гПа. Січень [Гончарова та ін., 2005]

В липні (рис. 3.7) характерної особливістю баричного поля в північній півкулі є розміщення приполюсного циклона, який простежується в межах всієї тропосфери. Циклон формується над областю холоду і з ним пов'язані чотири улоговини помірних широт. Одна спрямована на Тихий океан, друга – на західну частину Атлантичного океану, третя – на західну Європу й четверта – на східний Сибір. В цей період року середнє баричне поле тропосфери помірних широт характеризується хвильовим числом 4. Амплітуда хвиль значна менша, ніж в січні й розташування ізогіпс майже зональне.

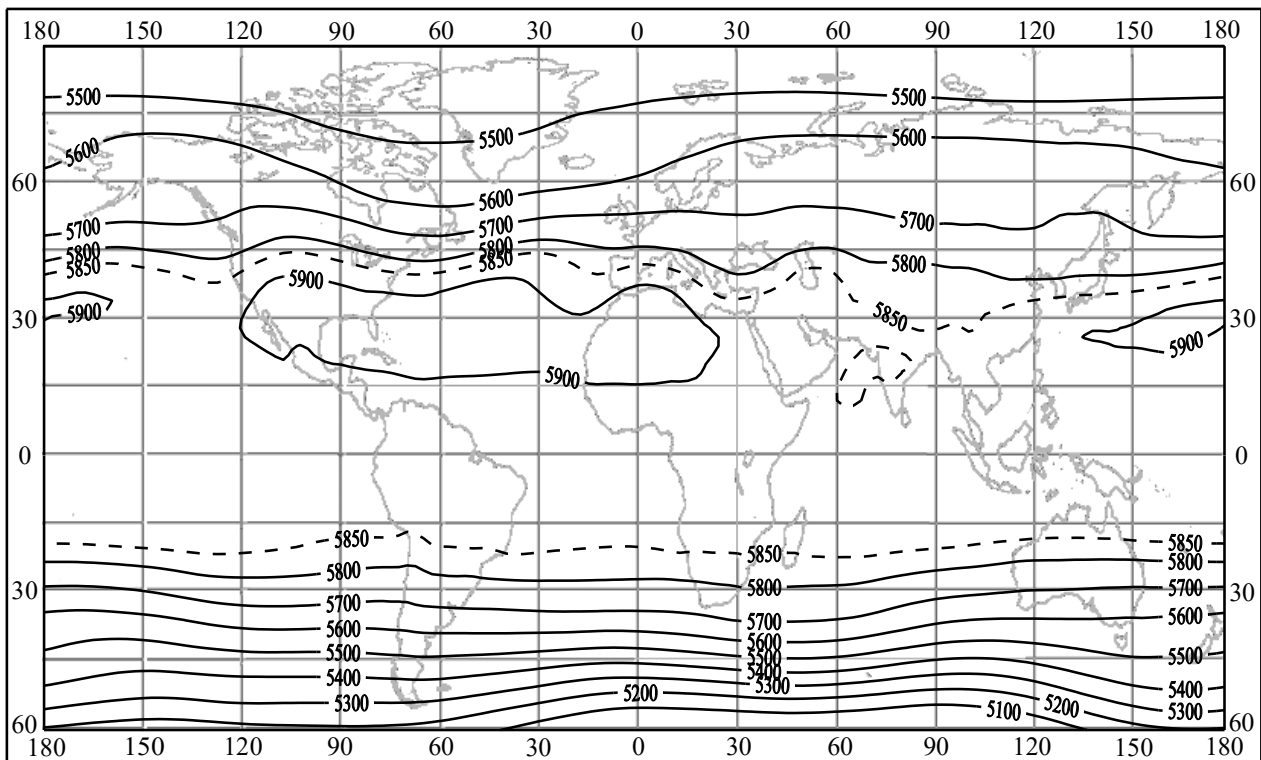


Рисунок 3.7 – Поле геопотенціальної ізобаричної поверхні 500 гПа. Липень
[Гончарова та ін., 2005]

В зимовій південній (рис. 3.7) півкулі найбільше число антициклонів зміщується на 10° до екватору та розташовується над океанами з центрами вздовж 20° півд.ш.: Південно-Атлантичний, Південно-Індійський, Південно-Тихоокеанський антициклони. Область циркумполярного циклонічного вихору посилюється та значно розповсюджується на північ.

Ступень сезонної перебудови баричних полів в тропосфері неоднакова. Найбільш чітко вона простежується на рівні моря та поверхні 850 гПа.

Неперіодична мінливість геопотенціалу ізобаричної поверхні 500 гПа з відділенням від екватора в обох півкулях зростає. Влітку найбільша мінливість в широтних зонах $50\text{-}60^\circ$ ш., а взимку досягають максимальних значень поблизу 60° півн.ш. та 75° півд.ш.

Що стосується переважаючих повітряних течій, то треба відмітити, що слабкий тропічний східний перенос (4 м/с) охоплює зону, ширина якої у нижніх шарах атмосфери перебільшує 40° , а з висотою зменшується до 20° , але значення швидкостей зростають від 4 до 12 м/с (рис. 3.8). У річному ході осові лінії поясу східних вітрів трохи пересуваються на південь взимку та північ влітку разом з екваторіальною улоговиною (рис. 3.9).

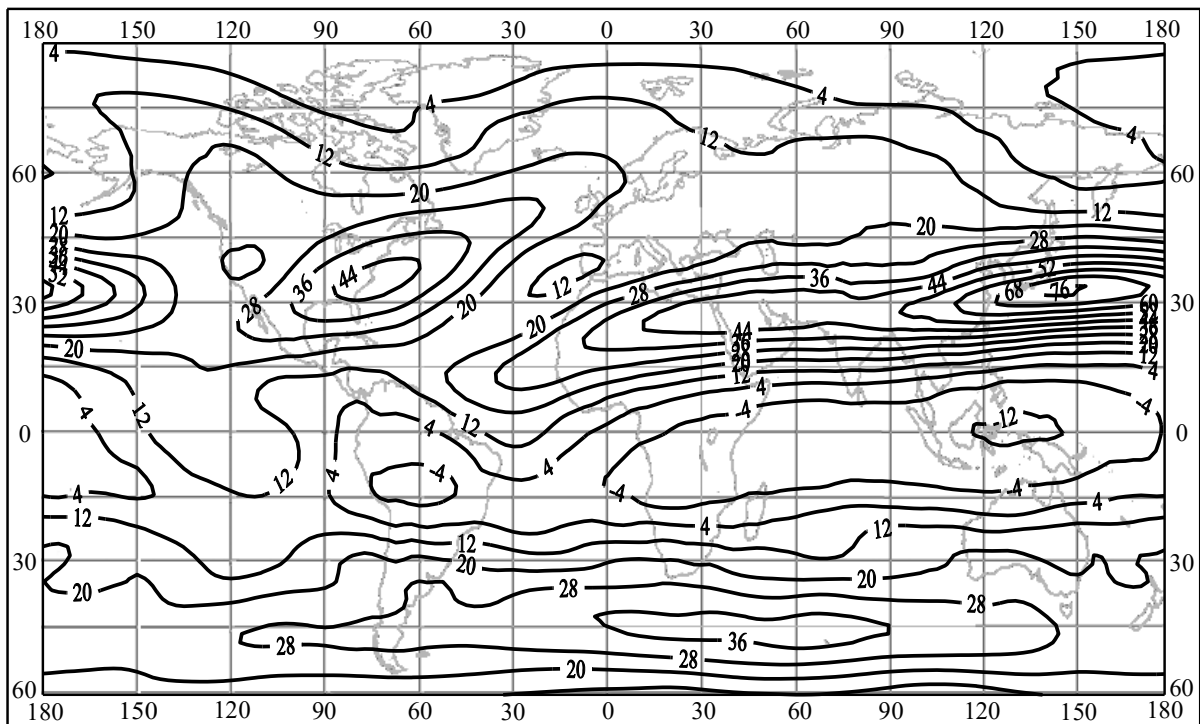


Рисунок 3.8 – Зональна складова швидкості вітру на поверхні 200 гПа (м/с).
Січень [Гончарова та ін., 2005]

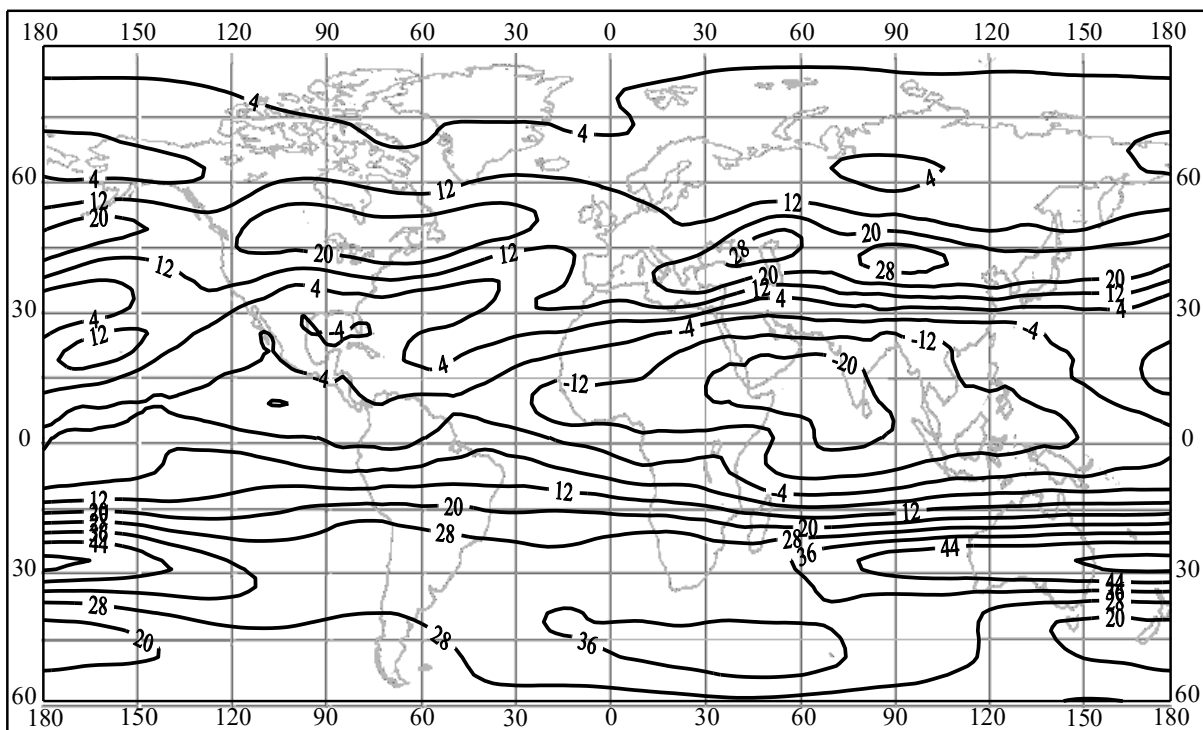


Рисунок 3.9 – Зональна складова швидкості вітру на поверхні 200 гПа (м/с).
Липень [Гончарова та ін., 2005]

Взимку циркуляційні максимуми західних вітрів особливо добре виявлені біля поверхні 200 гПа та декілька зсунуті до екватора вздовж 30° півн.ш. і досягають 76 м/с. Ці максимуми влітку (рис.3.9) пересуваються до полюсів приблизно на 15° широти у північній півкулі.

Максимум вітру влітку значно слабкіший (28 м/с) ніж відповідний зимовий максимум. Ці максимуми західних вітрів розташовані майже у точності над середнім положенням субтропічних зон високого тиску на рівні моря.

В обох півкулях *пояс західних вітрів* розповсюджується до низьких широт та досягає найбільшої інтенсивності взимку. Зональність середньої повітряної течії в південній півкулі зовсім не означає, що синоптичні збурення тут відрізняються малою інтенсивністю. Відхилення від зонального руху пов'язані з особливостями підстильної поверхні та термічними впливами суші й моря. У високих й 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 вздовж широтних кіл.

Меридіональна циркуляція тропосфери в січні (рис. 3.10) характеризується максимальним розвитком у районі позатропічних широт та слабкістю у тропічній зоні.

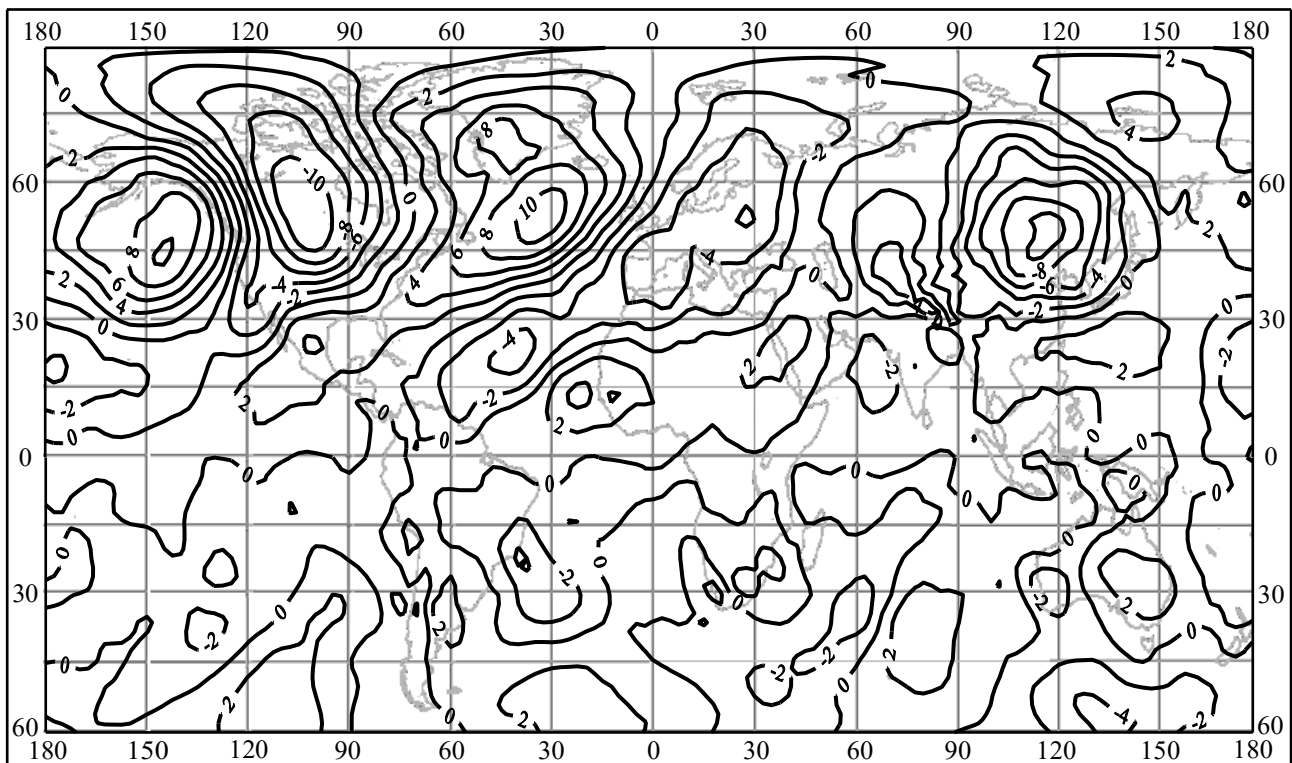


Рисунок 3.10 – Меридіональна складова швидкості вітру на поверхні 500 гПа (м/с). Січень [Гончарова та ін., 2005]

Взимку в позатропічних широтах північної півкулі в середньому переважає північний вітер над континентами з максимальною швидкістю біля 10 м/с, а над океанами – південний, які посилюються у верхній тропосфері.

Влітку (рис. 3.11) у позатропічних шарах північної півкулі переважають помірні південні вітри, значення яких досягають 6 м/с, а у потужному шарі на більшій частині Північної Америки, Європи – більш слабкі північні вітри. Ближче до екватора середні південні вітри на нижніх рівнях досягають швидкостей 2 м/с, а північні вітри у високих шарах південної півкулі – 6 м/с.

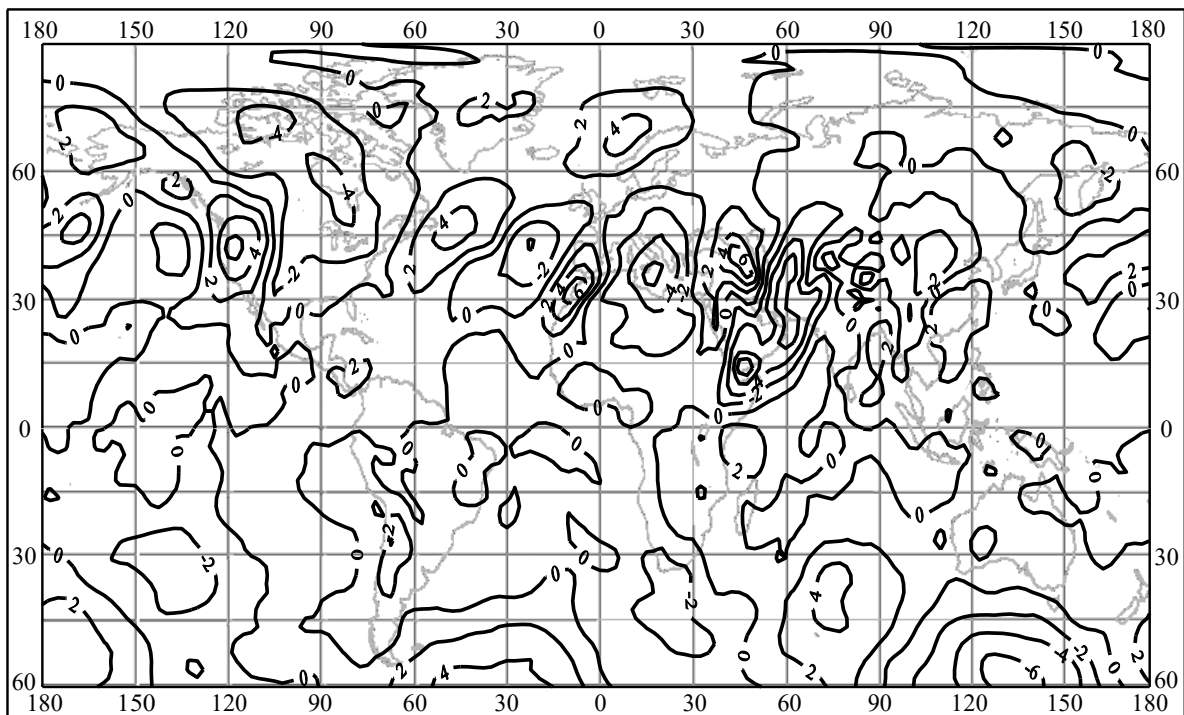


Рисунок 3.11 – Меридіональна складова швидкості вітру на поверхні 500 гПа (м/с). Липень [Гончарова та ін., 2005]

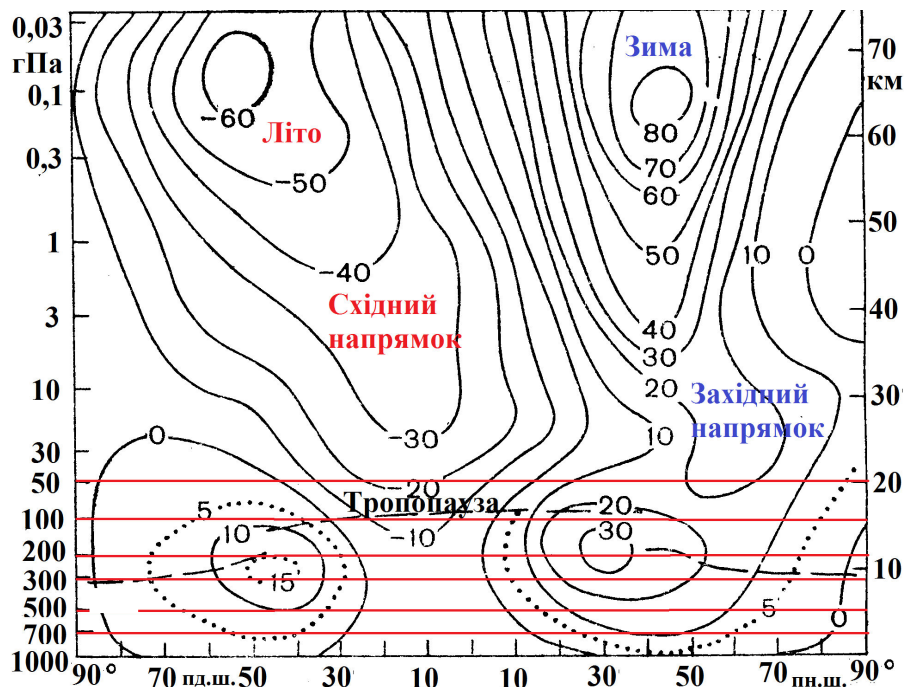
У південній півкулі геострофічна меридіональна течія на висоті 500 гПа, що пов'язана з синоптичними хвильовими системами, взимку слабкіша, а влітку сильніша, ніж у північній.

3.3 Баричний режим та переважаючі умови циркуляції в стратосфері

Тепловий режим стратосфери визначається головним чином сонячною радіацією й, перш за все, здатністю стратосферного озону поглинати та випромінювати короткохвильову радіацію Сонця. Стратосферне повітря найбільше охолоджується за умов полярної ночі в зимовій півкулі, тоді горизонтальний градієнт температури має напрямок з тропічної зони в бік полюса, а влітку в високих широтах стратосфери формується область тепла і градієнт температури спрямований до екватора, що спричиняє перебудову атмосферної циркуляції. Цей шар характеризується зростанням температури з висотою, отже, великою стійкістю.

Розрахунки адвективних та адіабатичних змін температури показали, що вони відіграють головну роль у неперіодичних змінах полів температури та геопотенціалу і, як наслідок, вітру.

Стратосфера (20 – 50 км) характеризується добре розвинутою зональною циркуляцією. Вітровий режим, якої визначається розподілом центрів тепла та холоду, що залежать від сезонів року (рис. 3.12). Режим вітру на цих висотах визначається розташуванням в районі північного полюса стратосферної області холоду, а в районі південного полюса – області тепла.



Додатні (від'ємні) значення вказують швидкість західних (східних) напрямків вітру

Рисунок 3.12 – Висотно-широтний переріз розподілу середнього зонального вітру (м/с) для періодів сонцестоянь [Школьний та ін., 2010]

Влітку в середніх і низьких широтах південної півкулі термічний вітер має більш східну складову, що приводить до зменшення швидкості західного вітру вище тропопаузи і досягає мінімальних значень на висоті поблизу 24 км (велопаузи). За рахунок розташування області тепла та високого тиску в районі південного полюса в стратосфері переважають східні вітри, які посилюються з висотою.

Взимку тут формуються (рис. 3.12) західні складові вітру, швидкість яких посилюється з висотою й може досягати 80 м/с.

Зимові західні вітри зароджуються поблизу періоду осіннього рівнодення й швидко створюють сильну повітряну течію, що охоплює всю північну півкулю (рис. 3.13). Максимальний розвиток західних вітрів спостерігається в першій половині грудня. Цей період в стратосферній циркуляції називають періодом зимових шквалів.

На початку квітня західна циркуляція починає руйнуватися й відбувається весняна перебудова вітрів, пов'язана з антициклоном, який виникає за рахунок переміщення теплих повітряних мас з Атлантики, Північної Африки та Іранського нагір'я.

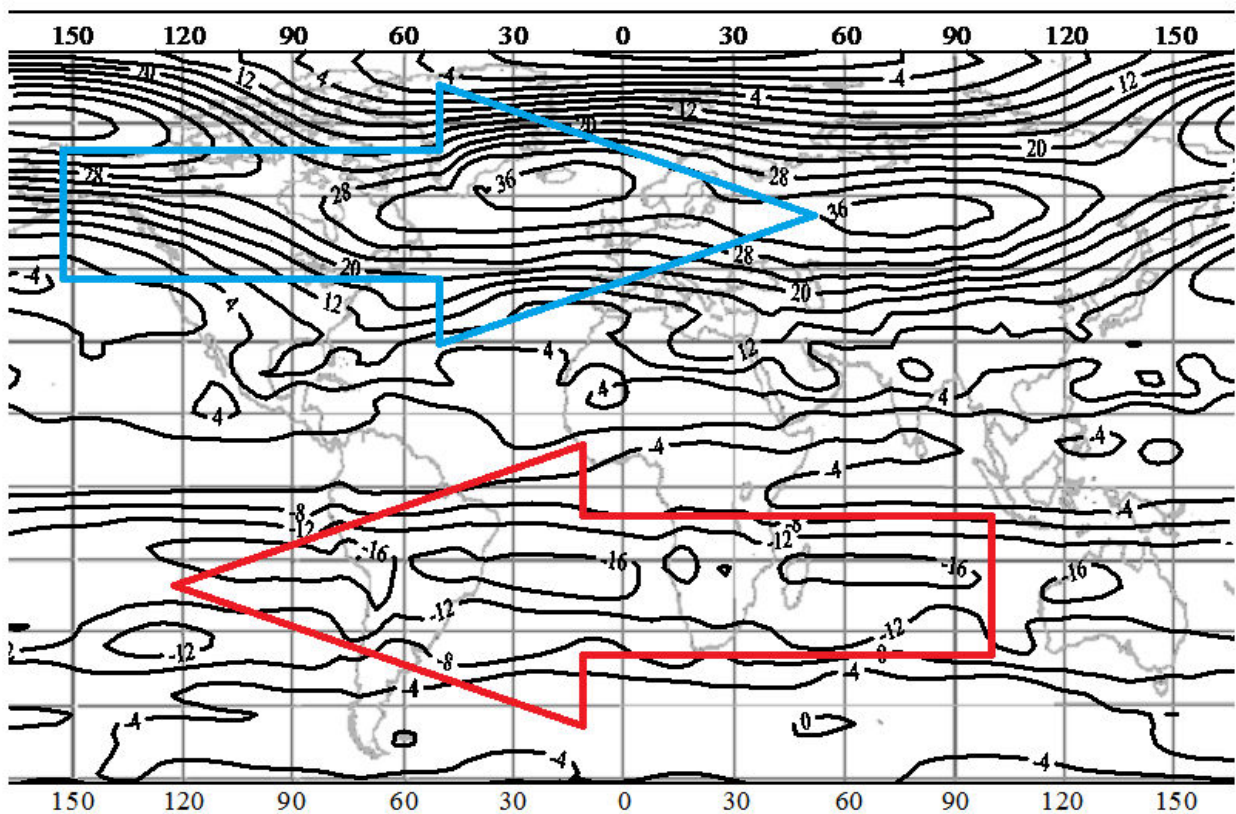


Рисунок 3.13 – Зональна складова швидкості вітру на поверхні 30 гПа (м/с). Січень [Гончарова та ін., 2005]

В травні починають відроджуватись східні вітри, середня швидкість яких в помірних широтах 10 – 12 м/с. Вони поступово збільшуються і досягають максимальних швидкостей в липні (рис. 3.14). Величини горизонтальних градієнтів тиску влітку значно менші, ніж в зимовий період. Літня циркуляція більш стала, ніж зимова, її руйнування відбувається впродовж серпня і вересня.

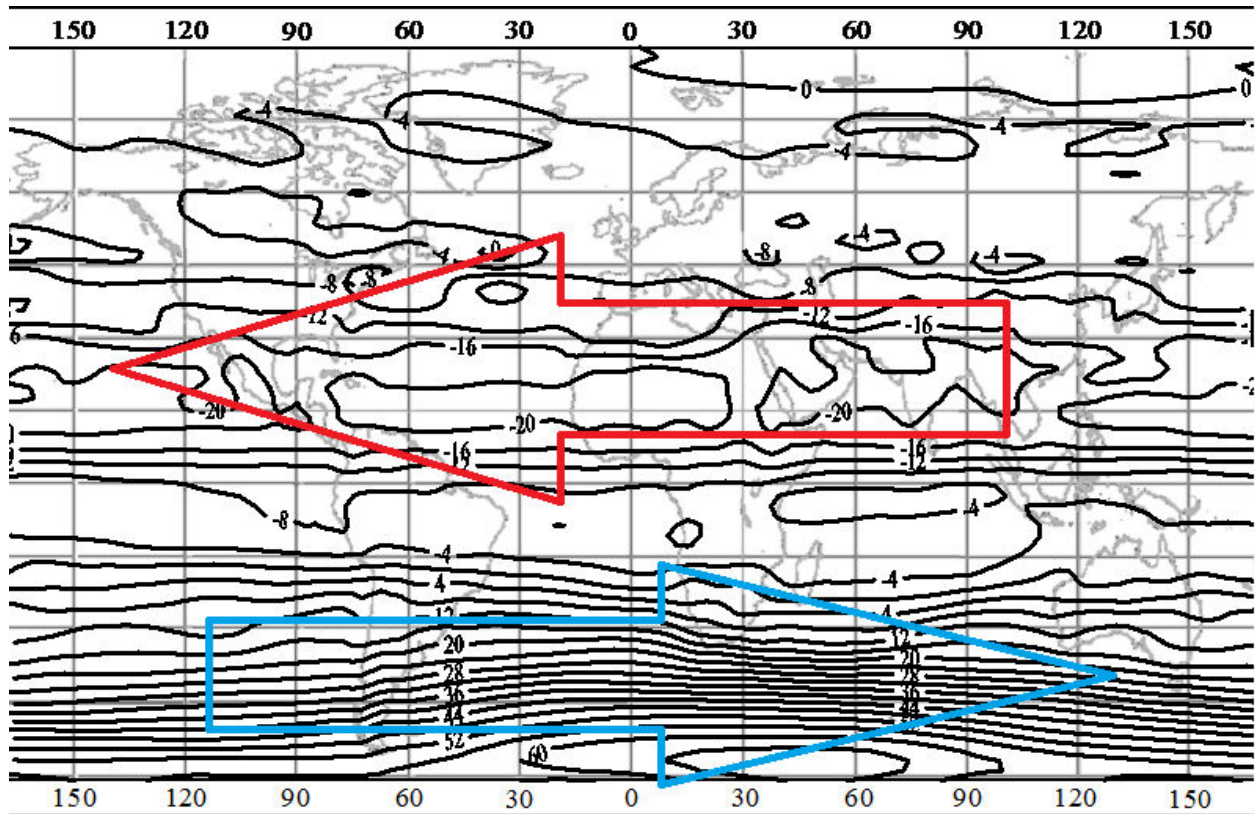


Рисунок 3.14 – Зональна складова швидкості вітру на поверхні 30 гПа (м/с). Липень [Гончарова та ін., 2005]

Також, порівнюючи середні розподіли геопотенціальних поверхонь для січня і липня, а саме, горизонтальні градієнти ізогіпс, можна відзначити, що швидкості східних вітрів набагато менші, ніж західних (рис. 3.15, 3.16).

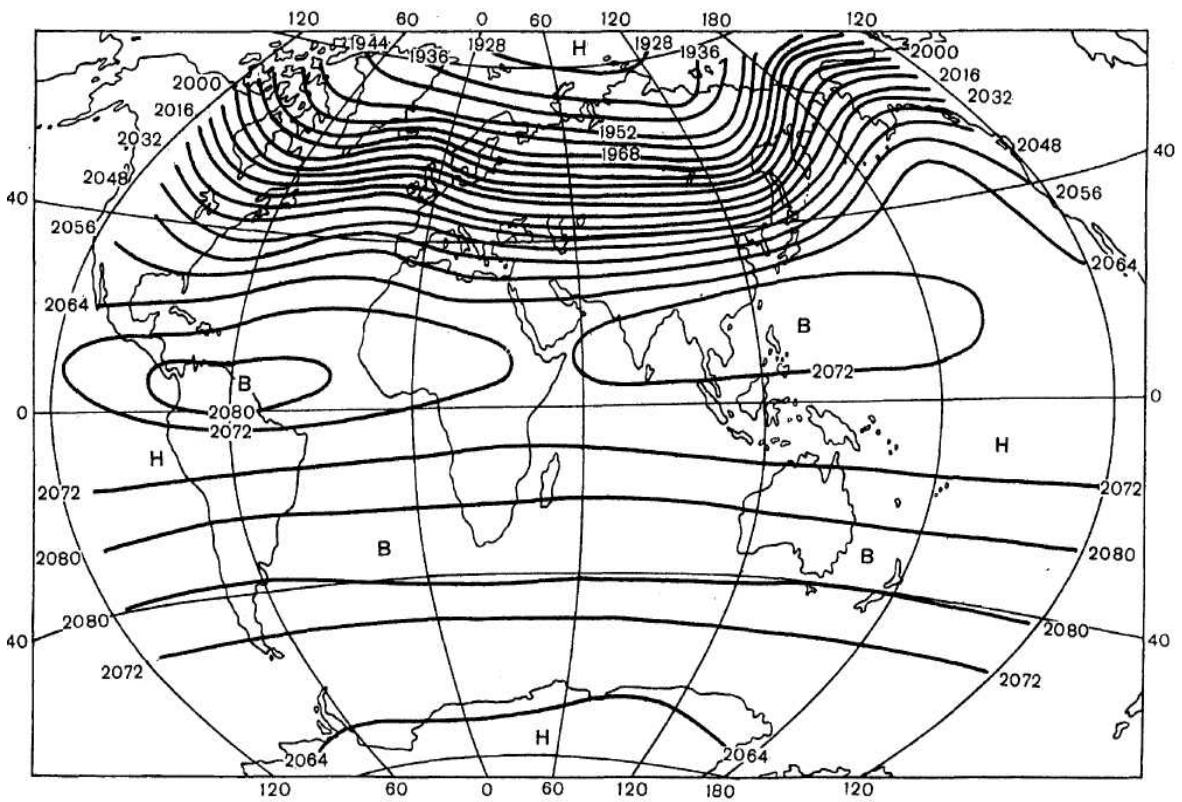


Рисунок 3.15 – Абсолютна топографія АТ50. Січень [Дроздов, 1979]

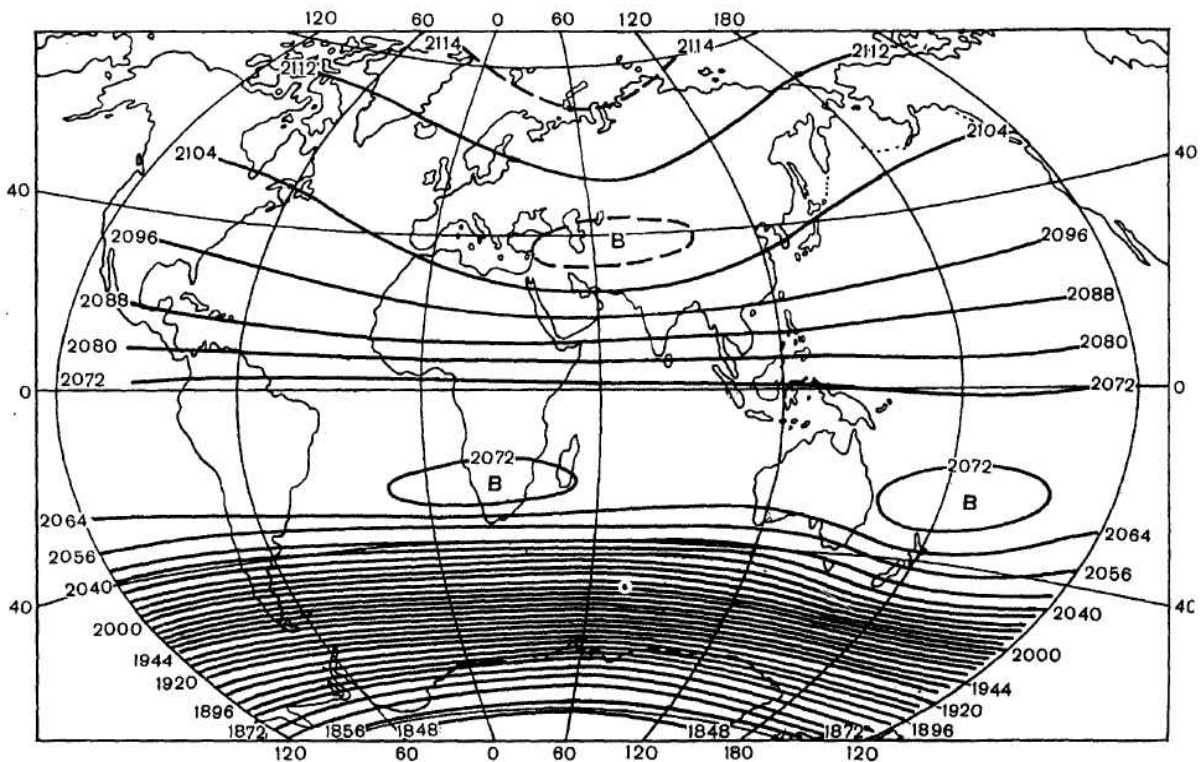


Рисунок 3.16 – Абсолютна топографія АТ50. Липень [Дроздов, 1979]

Циркуляція в нижній стратосфері тропічної та екваторіальної зони має деякі особливості, які пов'язані з циклічним характером зміни метеорологічних величин та явищ за часом. Окрім річних та піврічних коливань, пов'язаних з сезонним сонячним циклом, спостерігається сильне коливання середнього зонального вітру й температури, що складає в середньому 26 місяців (квазидворічне коливання). Складові вітру періодично змінюються зі східної на західну. Також встановлено, що таке коливання починається на висоті 30 км і затухає, наближаючись до рівня тропопаузи.

Вказані коливання мають найбільшу амплітуду (20 м/с) на висоті поблизу 25 км над екваторіальним районом.

Як і піврічне, квазидворічне коливання найбільш чітко спостерігається на висотно – часовому перетині середніх місячних значень зональної компоненти швидкості вітру, побудованому за даними екваторіальних станцій (рис. 3.17). На рисунку чітко видно випадки східних і західних вітрових режимів, що чергуються з середнім періодом 26 – 30 місяців.

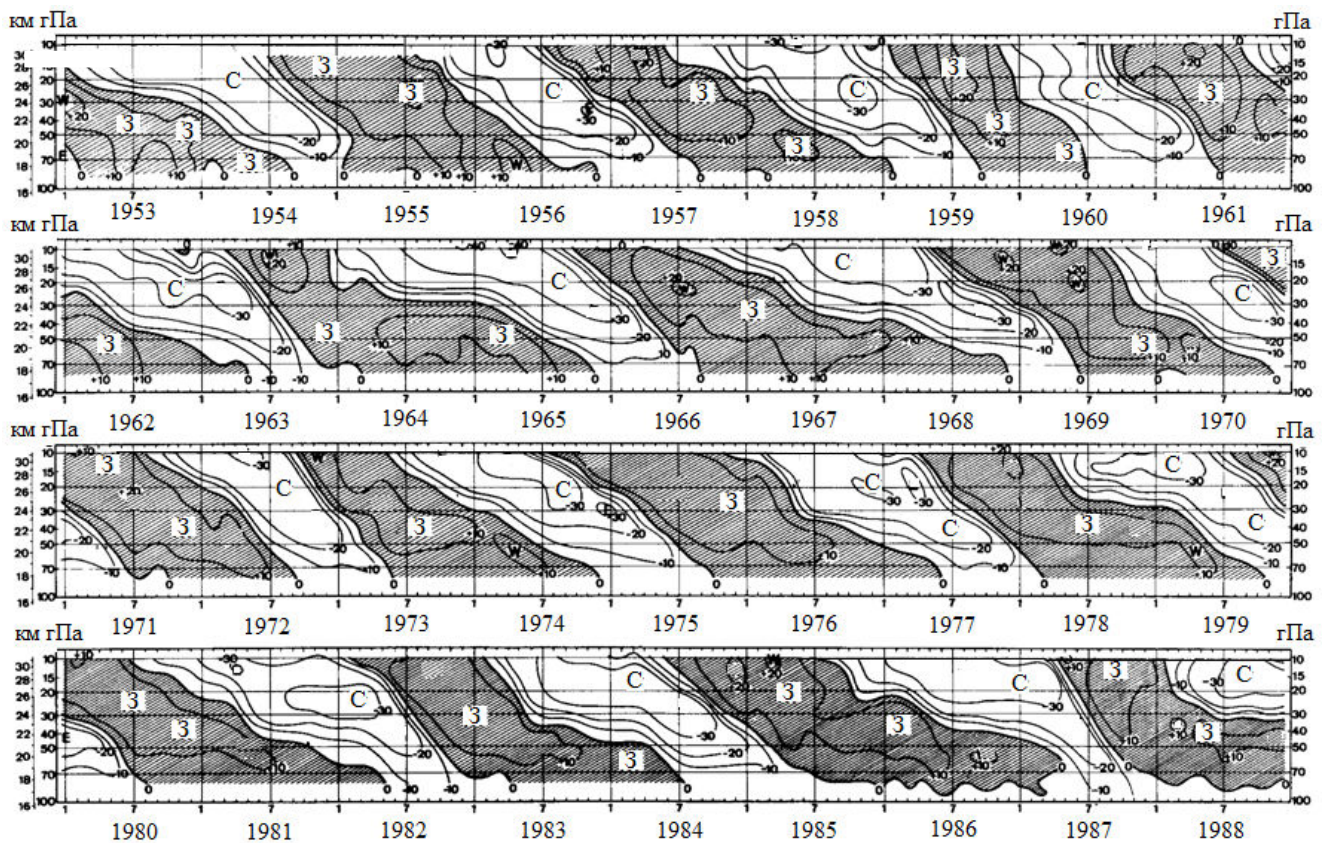


Рисунок 3.17 – Висотно – часовий переріз поля середньо зонального вітру поблизу 9° півн.ш. (ізотахи проведені через 10 м/с) [Школьний та ін., 2010]

В даний час ще не існує загальноприйнятої теорії про природу та причини появи західних вітрів в нижній екваторіальній стратосфері й квазідворічного циклу їх повторювання. З цього питання існують різні точки зору та гіпотези:

1. Однією з теорій, що розглядається, є можливі земні причини утворення 26 – місячного циклу зональної складової вітру: явище власних коливань атмосфери, субгармонійний резонанс нелінійних коливань атмосфери та явище биття. Явище биття було виявлено при експериментальних дослідженнях конвекції в обертовій рідині між двома концентричними циліндрами, які спричиняють циклічні зміни зонального потоку з періодом, більшим за період обертання. Але ця теорія спричинила значні протиріччя, оскільки 26 – місячна циклічність краще проявляється в екваторіальній зоні, де сила Коріоліса зменшується, а явище биття виникає при однорідних швидкостях обертання та характеризує циркуляцію в середніх і високих широтах [Школьнік та ін., 2010].

2. В теорії Д.О. Стейлі, коливання зональної складової вітру в екваторіальній стратосфері має вимушений хвильовий геострофічний рух, що виникає внаслідок розповсюдження вниз тепла. Джерелом останнього є ультрафіолетова сонячна радіація з періодичністю 26 місяців, яка впливає на озоновий шар.

3. Інша теорія В.С. Пурганського базувалась на розв'язанні системи рівнянь гідродинаміки, застосованої до вузької екваторіальної зони, яке показало, що при малих значеннях амплітуди вертикального градієнта температури, що змінюється з періодом 12 місяців, виникають коливання з подвійним періодом, а саме, 24 місяці.

4. Найбільш широко обговорювалась теорія Варьярда та Ебдона – про зовнішнє джерело коливання. Таким джерелом частіше називають сонячну активність – ефект ультрафіолетового випромінювання Сонця, пов'язаного з групами сонячних плям, що найбільше відображається на високих шарах низьких широт. Дослідження зміни спектра місячних відносних чисел сонячних плям, тобто аналіз коливань спектра сонячних плям виявив слабкий пік з періодом 25 місяців.

5. Л.А. Вітельс висловив іншу гіпотезу, що базується на двох періодичних коливаннях, яка пояснювала квазідворічну циклічність в атмосфері: періоду осьового обертання Сонця (27,3 доби), синодичного періоду обертання Місяця (29,5 доби). Перший з них обґрунтовує зміщення активних довгот Сонця відносно Землі, другий – зміну місячних фаз. Умови проходження через центральний меридіан Сонця визначеної активної довготи при тому ж розміщенні Землі, Сонця й Місяця, настають через $27,3 \times 29,5 = 805,35$ діб (2,2 року або 26,5 місяця).

Що стосується *меридіональної складової швидкості вітру* в стратосфері, то наприклад, влітку меридіональна неоднорідність термобаричного поля обумовлена формуванням приполюсної області тепла та зберіганням низьких

температур у приекваторіальному поясі. Поле вітру виражає циркуляцію у системі значного антициклону, центр якого розташовується над географічним полюсом. Паралельність ізотерм та ізогіпс стратосферного антициклону широтним колам та відсутність чітко виражених гребенів породжують мінімальні відхилення циркуляції від зональної й не сприяють розвитку меридіональних рухів.

Таким чином, 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.

3.4 Режим вологості у вільній атмосфері

Водяна пара відноситься до не сталої компоненти складу атмосферного повітря й у ваговому відношенні складає лише декілька відсотків. Однак її вміст в атмосфері та перехід від одного агрегатного стану в інший пов'язаний з найважливішими процесами формування погоди та клімату.

Вміст водяної пари в атмосфері істотно впливає на тепловий баланс діяльної поверхні та системи земля-атмосфера в наслідок поглинання й випромінювання довгохвильової радіації.

Хмари, що виникають у результаті конденсації водяної пари в атмосфері, відбивають, розсіюють і поглинають сонячну радіацію, визначаючи тим самим противовипромінювання атмосфери.

Для характеристики режиму вологості в атмосфері, широко використовується питома вологість ($[s] = \text{г/кг}$).

Вміст водяної пари в атмосфері та її зміни з часом залежать від багатьох фізичних процесів та їх складної взаємодії в системі океан-атмосфера-суходіл. Деяке уявлення про їх взаємодію відображає рівняння притоку вологи [Гаврилова, 1982]:

$$\frac{\partial s}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y}\right) - \omega \frac{\partial s}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(k\rho \frac{\partial s}{\partial z}\right) + r, \quad (3.1)$$

де

$u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y}$ – зміна вологості, що обумовлена адвекцією;

ω – вертикальна складова вектора швидкості;

$\omega \frac{\partial s}{\partial z}$ – перенесення водяної пари упорядкованими вертикальними рухами (конвекція);

$\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(k\rho \frac{\partial s}{\partial z} \right)$ – турбулентна дифузія, що приводить до згладжування питомої вологості;

ρ – щільність повітря;

k – коефіцієнт турбулентної дифузії водяної пари;

r – кількість сконденсованої або випарованої вологи.

Значення питомої вологості (s) впродовж року збільшується в напрямку до екватора. Максимальні значення досягають в тропосфері екваторіальної зони, які обумовлені значною швидкістю місцевого випаровування з поверхні океанів та суходолу, вкритої вологими тропічними лісами, в умовах додатного радіаційного балансу діяльної поверхні, а також горизонтальними притоками вологи, пасатами північної та південної півкуль й нестійкою стратифікацією.

3.4.1 Просторово-часовий розподіл вологості в тропосфері

Розподіл вологості в тропосфері має складний характер, який визначається не тільки швидкістю випаровування, інтенсивністю горизонтальних притоків вологи й турбулентного теплообміну діяльної поверхні з приземним шаром, але й температурою повітря. Максимальний вміст водяної пари – тиск насичення (E , гПа) залежить від температури повітря.

Середні зональні значення питомої вологості в нижній тропосфері представлені в табл. 3.1.

Таблиця 3.1 – Середні зональні значення питомої вологості (г/кг) в нижній тропосфері [Гаврилова, 1982]

Широта, град	1 км				3 км			
	I	IV	VII	X	I	IV	VII	X
70	1,0	1,5	4,7	2,0	0,6	0,8	2,6	1,1
60	1,5	2,3	6,1	2,9	0,9	1,3	3,4	1,6
50	2,3	3,4	7,5	4,1	1,4	1,9	4,8	2,3
40	3,6	5,1	9,5	6,0	2,2	2,8	5,2	3,2
30	5,8	6,9	11,0	7,9	3,2	3,7	5,9	4,2
20	7,5	9,1	12,2	10,0	4,1	4,6	6,4	5,3
10	9,3	11,0	12,9	11,5	4,9	5,4	7,0	6,4

Мінімальні значення 3 мм спостерігаються над Сибіру та Канадою. Вони є результатом низьких температур та низхідних рухів в нижній тропосфері в районах з переважною антициклональною циркуляцією, де послаблена адвекція вологи.

Над східними акваторіями океанів в зонах теплих течій вологовміст збільшений (8-12 мм).

В липні (рис. 3.19) характер просторового розподілу вологовмісту значно відрізняється. Вологовміст сильно збільшується над континентами, що обумовлено збільшенням випаровування над прогрітим суходолом та розвиненням висхідних рухів. При цьому створюється «вентильний ефект»: перенасичені повітряні маси підіймаються, залишають частину вологи в хмарах, а потім знижуються з дефіцитом вологи. Вночі в результаті випарювання (танення) купчастої хмарності волога залишається в високих шарах атмосфери.

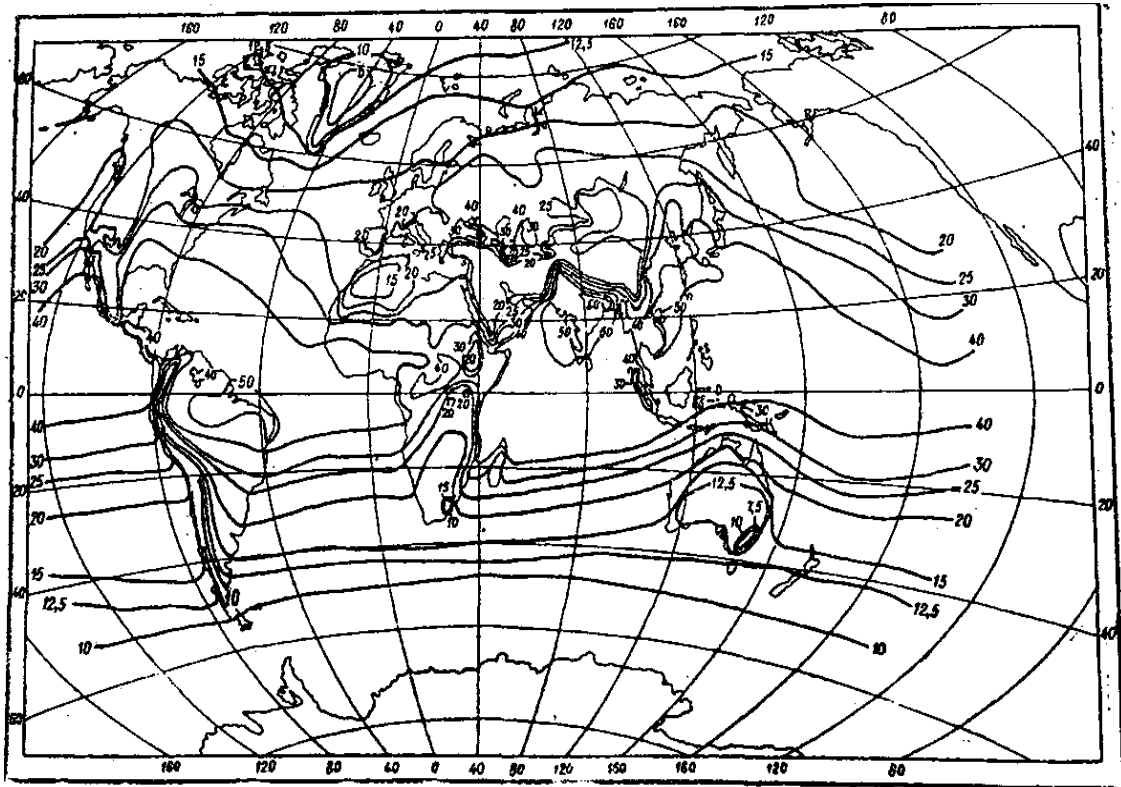


Рисунок 3.19 – Вологовміст (мм) в шарі атмосфери 0-9 км. Липень
[Гаврилова, 1982]

Значний внесок у формування вологовмісту над суходолом має адвекція вологи з океану. Однак зональність в розподілі маси водяної пари в атмосфері не спостерігається.

3.4.2 Особливості вертикального розподілу вологості

Характерною особливістю вертикального розподілу середньої питомої вологості є її зменшення з висотою (рис. 3.20) незалежно від стану атмосфери. В помірних широтах від 2,39 г/кг на рівні моря до 0,15 г/кг у верхній тропосфері. Найбільші значення вертикального градієнту середньої питомої вологості спостерігаються в граничному шарі атмосфери (до 850 гПа), в якому сконцентровано 60-70% від загального вмісту в тропосфері.

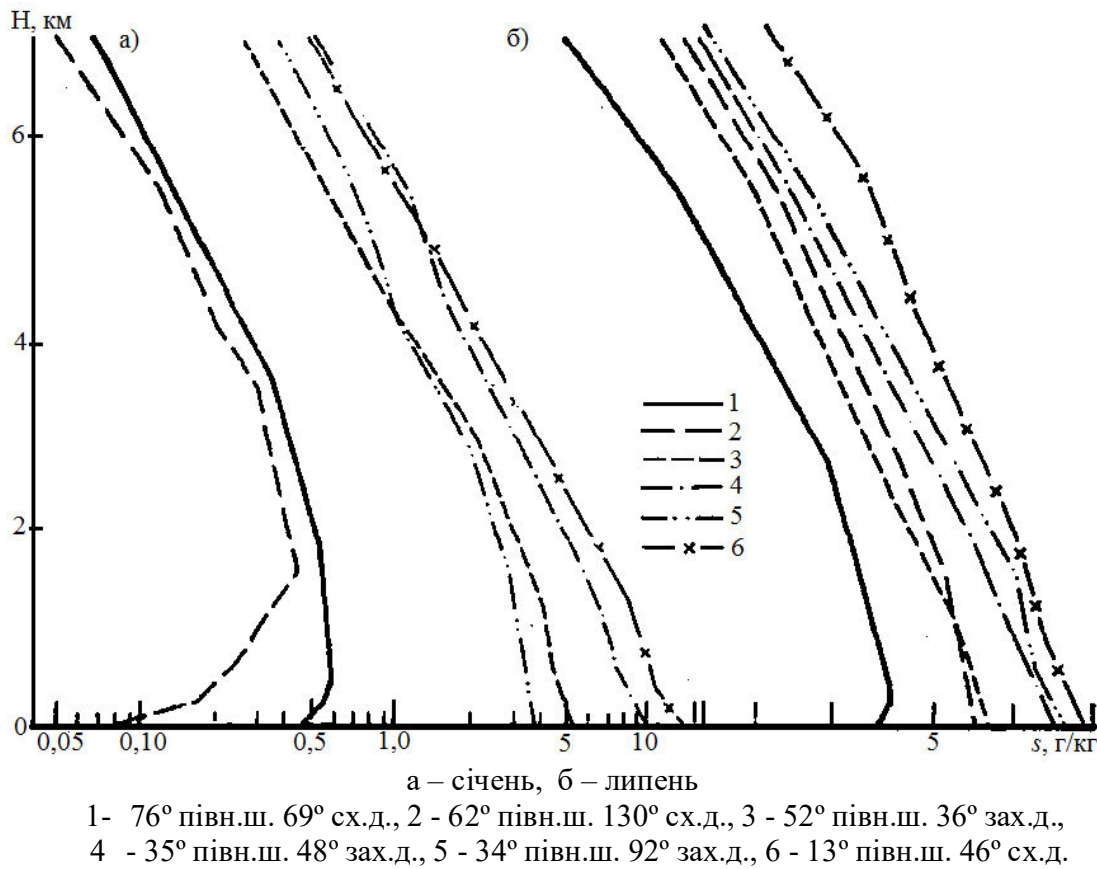


Рисунок 3.20 – Вертикальні профілі середніх багаторічних значень питомої вологості [Гаврилова, 1982]

Значення вертикального градієнта вологості залежить від широти, довготи, висоти та пори року [Гаврилова, 1982]:

$$\frac{\partial s}{\partial z} = f(\varphi, \lambda, H, h_{\Theta}) \quad (3.1)$$

Високі значення градієнтів, що дорівнюють 0,42-0,76 г/кг/100 м взимку й 0,85-0,97 г/кг/100 м влітку відмічаються в широтній зоні 15-40° півн.ш. над західними й центральними акваторіями Атлантичного та Тихого океанів, де теплі океанічні течії Гольфстрім та Куросіо ще не відійшли від східних узбережжя континентів. Саме їм відповідають значні градієнти температури 1,0-1,12 °С/100 м. Такі зміни метеорологічних величин з висотою сприяють максимальному, для північної півкулі, випаровуванню до 3200 мм/рік.

В граничному шарі помірних широт вертикальний градієнт вологості має сезонні зміни:

- взимку над вихолодженими континентами:

$$\frac{\partial s}{\partial z} > 0, \quad \frac{\partial t}{\partial z} > 0;$$

- влітку над прогрітими континентами спостерігається максимальне випаровування та інтенсивний турбулентний теплообмін:

$$\frac{\partial s}{\partial z} < 0.$$

Над океанами значення вертикального градієнту вологості від зими до літа зменшується.

У граничному шарі високих широт, північніше 75° півн.ш., інверсії середньої температури й вологості спостерігаються впродовж всього року. Взимку вертикальна протяжність та інтенсивність інверсій більша ніж влітку.

Індивідуальні вертикальні профілі вологості характеризуються більш складним розподілом: шари зменшення можуть передувати з шарами зростання.

Перелік посилань

Основна

1. Белов Н.Ф., Васильев В.А. Практикум по климатологии. Учебное пособие. – Л.: Ленингр. гидрометеор. ин-т, 1990. – 204 с.
2. Гаврилова Л.А. Аэроклиматология (климат свободной атмосферы). Учебное пособие. – Л., 1982. – 156 с.
3. Гончарова Л.Д., Серга Е.М., Школьный Є.П. Клімат і загальна циркуляція атмосфери. – К.: КНТ, 2005. – 251 с.
4. Гончарова Л.Д. Воздушные течения тропосферы и стратосферы северного полушария. Монография. – Одесса, 2014. – 298 с.
5. Дроздов О.А. и др. Климатология. - Л.: Гидрометеиздат, 1989. - 567 с.
6. Холтон Дж. Р. Динамическая метеорология стратосферы и мезосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 224 с.
7. Школьный Є.П., Данова Т.Є., Галич Є.А. Фізичні процеси у верхній атмосфері Землі: Навчальний посібник.– Одеса: ОДЕКУ, ТЕС, 2010. – 190 с.
8. www.library-odeku.16mb.com

Додаткова

9. Ханевская И.В. Температурный режим свободной атмосферы над северным полушарием. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 300 с.
10. Э. Пальмен, Ч. Ньютон. Циркуляционные системы атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 615 с.
11. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. – СПб.: РГГМУ, 2000. – 780 с.
12. [coollib.net].
13. [drunkguest.com].
14. [imustravel.ca].
15. [innochrom.ru].
16. [topref.ru].
17. [uch.znate.ru].

Навчальне електронне видання

ГАЛИЧ ЄЛІЗАВЕТА .АНАТОЛІВНА

АЕРОКЛІМАТОЛОГІЯ

Конспект лекцій

Видавець і виготовлювач

Одеський державний екологічний університет

вул. Львівська, 15, м. Одеса, 65016

тел./факс: (0482) 32-67-35

Е-mail: info@odeku.edu.ua

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи

ДК № 5242 від 08.11.2016