

**Рівненський державний гуманітарний університет
Кафедра екології, географії та туризму**

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ
для підготовки до практичних занять
з дисципліни
«МЕТЕОРОЛОГІЯ ТА КЛІМАТОЛОГІЯ»
для здобувачів вищої освіти
напряму підготовки 10 «Природничі науки»
спеціальності 101 «Екологія»

Рівне-2020

Друкується за рішенням Навчально-методичної ради
Рівненського державного унітарного університету

Упорядники: В.О.Мартинюк, к. геогр. н., професор;
О.І. Портухай, к. с.-г. н., доц.

Методичні вказівки для підготовки до практичних занять
з дисципліни «Метеорологія та кліматологія» для здобувачів
вищої освіти напряму підготовки 10 Природничі науки,
спеціальності 101 Екологія / В.О. Мартинюк, О.І. Портухай. –
Рівне : РДГУ, 2020. – 59 с.

)

© В.О. Мартинюк, О. І. Портухай, 2020 р.

© РДГУ, 2020 р.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	4
ПРАКТИЧНА РОБОТА 1. Вивчення хімічного складу атмосфери та її вертикальної будови	6
ПРАКТИЧНА РОБОТА 2. Радіаційний баланс земної поверхні та атмосфери.....	9
ПРАКТИЧНА РОБОТА 3. Термодинаміка атмосфери.....	12
ПРАКТИЧНА РОБОТА 4. Вивчення особливостей нагрівання та охолодження ґрунту та водойм.....	14
ПРАКТИЧНА РОБОТА 5. Вивчити добові та річні зміни температури повітря.....	25
ПРАКТИЧНА РОБОТА 6. Вивчення понять випаровування та вологість повітря.....	28
ПРАКТИЧНА РОБОТА 7. Вивчення особливостей формування хмарності та туманів	33
ПРАКТИЧНА РОБОТА 8. Умови утворення атмосферних опадів та їх класифікація.....	39
ПРАКТИЧНА РОБОТА 9. Характеристика вітру та його різновиди	41
ПРАКТИЧНА РОБОТА 10. Вивчення циркуляції атмосфери.	44
ПРАКТИЧНА РОБОТА 11. Циркуляція атмосфери в тропічних широтах. Пасати. Мусони. Тропічні циклони...	46
ПРАКТИЧНА РОБОТА 12-13. Вивчення основних чинників формування клімату.....	48
ПРАКТИЧНА РОБОТА 14. Основні метеорологічні елементи клімату України	51
ПРАКТИЧНА РОБОТА 15. Сучасні коливання клімату. Вплив людини на клімат	53
СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ.....	56

ВСТУП

Навчальна дисципліна «Метеорологія та кліматологія» є нормативною і входить до циклу професійної підготовки. У поєднанні з іншими дисциплінами цього циклу вона забезпечує базову підготовку бакалаврів напряму 6.040104 «Географія*» галузі знань 0401 «Природничі науки».

Дисципліна «Метеорологія та кліматологія» тісно пов'язана з вивченням таких дисциплін як: загальне землезнавство, гідрологія, геологія, геоморфологія, основи екології, географія ґрунтів з основами ґрунтознавства.

Мета вивчення дисципліни – отримати знання про основні атмосферні явища та процеси, що формують метеорологічний, кліматичний і екологічний стан планети та окремих її регіонів.

Компетенції, якими має оволодіти студент у процесі вивчення дисципліни.

ЗК06. Здатність спілкуватися з представниками інших професійних груп різного рівня (з експертами з інших галузей знань/видів економічної діяльності).

ЗК08. Здатність проведення досліджень на відповідному рівні.

ФК17. Знання сучасних досягнень національного та міжнародного екологічного законодавства.

ФК19. Здатність до використання основних принципів та складових екологічного управління.

ФК20. Здатність проводити екологічний моніторинг та оцінювати поточний стан навколишнього середовища.

ФК23. Здатність до використання сучасних інформаційних ресурсів для екологічних досліджень.

ФК27. Здатність встановлювати порядок переміщення товарів через митний кордон України та здійснювати їх радіаційний та хіміко-аналітичний контроль у пунктах пропуску, проводити контроль за якістю сировини тваринного та рослинного походження, визначати фітосанітарну безпеку експортованої рослинної продукції.

Програмні результати навчання

ПРН02. Розуміти основні екологічні закони, правила та принципи охорони довкілля та природокористування.

ПРН07. Розв'язувати проблеми у сфері захисту навколишнього середовища із застосуванням загальноприйнятих та/або стандартних підходів та міжнародного і вітчизняного досвіду.

ПРН09. Демонструвати навички оцінювання непередбачуваних екологічних проблем і обдуманого вибору шляхів їх вирішення.

ПРН13. Уміти формувати ефективні комунікаційні стратегії з метою донесення ідей, проблем, рішень та власного досвіду в сфері екології.

ПРН18. Поєднувати навички самостійної та командної роботи задля отримання результату з акцентом на професійну сумлінність та відповідальність за прийняття рішень.

ПРАКТИЧНА РОБОТА 1

Вивчення хімічного складу атмосфери та її вертикальної будови.

Мета роботи: розглянути хімічний склад атмосфери та її вертикальної будови..

Теоретична частина

Атмосфера – (від грец. *атмос* – пара) це повітряна оболонка, що оточує Землю і обертається разом з нею. Утримується силою земного тяжіння. Густина атмосфери з висотою зменшується і атмосфера поступово переходить у космічний простір, тобто атмосфера не має чіткої верхньої межі. Умовно *метеорологічною межею атмосфери* вважають висоту 1000-1200 км, де ще інколи спостерігаються полярні сніга. Згідно даних супутників, густина атмосфери наближається до густини міжпланетного середовища на висоті 2000-3000 кілометрів.

Атмосфера забезпечує (*функції атмосфери*):

- фотосинтез та дихання (без їжі можна прожити тижні, без води – дні, без повітря – 3-4 хвилини);
- захист живих організмів від згубного впливу ультрафіолетового випромінювання завдяки наявності озонового шару;
- перенесення тепла і вологи;
- регулювання сезонного й добового коливання температури (якби не існувало атмосфери Землі добові коливання температури на поверхні сягали б 200 °С);
- існування атмосфери обумовлює низку складних екзогенних процесів (вивітрювання гірських порід, активність природних вод, мерзлоти, льодовиків тощо);
- захист від метеоритів, які проходячи крізь атмосферу, згоряють в ній через тертя об повітря.

Атмосферне повітря – природна суміш газів, з яких складається атмосфера. Основними газами сухого чистого (без водяної пари) повітря є азот, кисень та аргон, що становлять 99,96 %, на решту великої кількості газів (до 50) залишається

0,04 % (табл. 1 і табл. 2). До складу реальної атмосфери входять також водяна пара та **аерозолі** (тверді і рідкі частинки різного походження, що перебувають в атмосфері у завислому стані).

Таблиця 1 – Хімічний склад сухого повітря до висоти 90-95 км

Газ	Молекула	Об'ємний вміст, %	Масовий вміст, %	Густина у відношенні до повітря
Азот	N ₂	78,09	75,50	0,967
Кисень	O ₂	20,95	23,15	1,105
Аргон	Ar	0,934	1,292	1,379
Вуглекислий газ	CO ₂	0,0314	0,046	1,529
Неон	Ne	1,8·10 ⁻³	1,3·10 ⁻³	0,695
Гелій	He	5,2·10 ⁻⁴	0,72·10 ⁻⁴	0,138
Метан	CH ₄	1,6·10 ⁻⁴	8,4·10 ⁻⁵	0,552
Криптон	Kr	1,14·10 ⁻⁴	3·10 ⁻⁴	2,868
Водень	H ₂	5·10 ⁻⁵	8·10 ⁻⁵	0,070
Ксенон	Xe	8,7·10 ⁻⁶	4·10 ⁻⁵	4,524
Озон	O ₃	10 ⁻⁶ – 10 ⁻⁵	10 ⁻⁶ – 10 ⁻⁵	1,624

Таблиця 2 – Час життя основних компонентів атмосфери

Група газів	Назва	Час життя
Стійкі	Азот	близько декілька тисяч років
	Кисень	
	Аргон та інші інертні гази	
Нестійкі	Вуглекислий газ	декілька років (4-25)
	Водень	
	Метан	
	Окис азоту	
Сильно мінливі	Водяні пари	декілька діб
	Двоокис азоту	
	Двоокис сірки	

Вертикальна будова атмосфери.

Нижньою межею атмосфери є поверхня планети Земля, а її верхню межу «умовно проводять» на висоті 2000-3000 км. Згідно з сучасними поглядами, атмосфера має шарувату будову і поділяється на:

- гомосферу і гетеросферу (за ознакою зміни газового складу атмосферного повітря);
- тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу і екзосферу (за ознакою зміни температури, відносної вологості та рухомості атмосферного повітря).

Завдання та контрольні запитання:

1. Дайте визначення поняттю «атмосфера». Наведіть її основні функції.
2. Охарактеризуйте склад первинної атмосфери Землі.
3. Проаналізуйте співвідношення різних складових повітря.
4. Порівняйте час перебування в атмосфері її компонентів.
5. Охарактеризуйте значення вуглекислого газу, озону, аерозолів та водяна пара.
6. Розглянути причини виникнення парникового ефекту та озонових дір.
7. Підготувати повідомлення про вклад різних джерел в аерозольне забруднення.
8. Охарактеризуйте поділ атмосфери на шари за ознакою зміни газового складу.
9. Охарактеризуйте поділ атмосфери на шари за ознакою зміни температури, відносної вологості та рухомості повітря.
10. Охарактеризуйте тропосферу. Від чого залежить товщина тропосфери? Як змінюється температура в тропосфері з висотою?
11. Наведіть значення середньої багаторічної температури поблизу земної поверхні
12. Дайте визначення поняттям «граничний шар», «приземний шар».
13. Охарактеризуйте стратосферу. Наведіть причину температурних змін в стратосфері.
14. В яких шарах атмосфери спостерігається явище перламутрових і сріблястих хмар?
15. Охарактеризуйте зміни властивостей повітря в мезо-, термо- та екзосфері.
16. Наведіть основні властивості іоносфери.
17. Від яких факторів залежить величина атмосферного тиску біля поверхні конкретної ділянки епігеосфери.

ПРАКТИЧНА РОБОТА 2

Радіаційний баланс земної поверхні та атмосфери.

Мета роботи: розглянути складові радіаційного балансу

Теоретична частина

Сумарна радіація, що надходить на Землю, частково відбивається від неї, а частково поглинається відбита радіація (*I*_{відб}) – частина сумарної радіації, що втрачається земною поверхнею внаслідок відбивання. Характеризують відбиту радіацію альбедо (A) - відношенням інтенсивності відбитої радіації до падаючої (сумарної) (Q):

$$A = \frac{I_{\text{відб}}}{Q} 100\% \quad (1)$$

Залежить альбедо від кольору, вологості та шорсткості поверхні.

Надходить від Сонця короткохвильова радіація і відбивається теж короткохвильова.

Поглинута радіація (*I*_{погл}) - частина сумарної радіації, що поглинається земною поверхнею. Поглинута радіація завжди трансформується в теплову:

$$I_{\text{погл}} = Q - I_{\text{відб}}. \quad (2)$$

Якщо всю сумарну радіацію взяти за одиницю, то (1-A) буде коефіцієнтом поглинутої сонячної радіації поверхнею Землі, тоді

$$I_{\text{погл}} = Q(1 - A). \quad (3)$$

Чим більше поверхня поглинає енергії, тим більше вона трансформує її в теплову і тим більше нагрівається, і починає випромінювати довгохвильову інфрачервону радіацію - власне випромінювання Землі (U). За законом Стефана-Больцмана будь-яке тіло, що має температуру вище абсолютного нуля (-273°K), випромінює енергію. Кількість цієї енергії залежить від температури тіла. Чим більше температура тіла, тим більше енергії воно випромінює і тим коротша довжина хвилі:

$$E = \delta \cdot T^4, \quad (4)$$

де T – абсолютна температура тіла; δ - сталий коефіцієнт, що дорівнює $8,26 \cdot 10^{-11}$ ккал/см² за хв.

Випромінювання Землі - радіація, що випромінюється нагрітою поверхнею Землі. У свою чергу атмосфера, поглинаючи радіацію, також нагрівається і випромінює довгохвильову радіацію. Випромінювання атмосфери, спрямоване до поверхні Землі, називається зустрічним (*U_{зустр}*). Значення зустрічного випромінювання збільшується при хмарності, при збільшенні CO₂, CH₄, тому що вони легко поглинають випромінювання Землі та у великій кількості випромінюють його назад до Землі. Тому H₂O, CO₂, CH₄ назвали парниковими газами, які спричиняють так званий парниковий ефект.

Різниця між випромінюванням Землі і зустрічним випромінюванням називається ефективним випромінюванням (*U_{еф}*) - кількість тепла, що віддає Земля у міжпланетний простір:

$$U_{еф} = U_3 - U_{зустр}, (5)$$

$$-U_{еф} = -U_3 + U_{зустр}, (6)$$

це і є фактичні витрати тепла.

Радіаційний баланс земної поверхні (R_3) - це різниця між надходженням і витратами сонячної радіації:

$$R_3 = Q - I_{відб} - U_{еф}, (7)$$

$$R_3 = Q(1 - A) - U_{еф}. (8)$$

Радіаційний баланс у цілому за рік на земній кулі завжди позитивний, тобто надходження сонячної радіації більше, ніж витрати.

Завдання та контрольні запитання:

1. Визначте альbedo для різної поверхні: свіжого і старого снігу, листяного та хвойного лісів, світлого піску, ріллі. Який буде коефіцієнт поглинання такою поверхнею?

Альbedo:

- снігу (забрудненого та свіжого) – 0,96; 0,75;

- лист. та хвойн. лісу – 0,46; 0,66;

- піску та вологої ріллі – 0,01; 0,60.

2. Визначити ефективне випромінювання вночі 21.06 та 25.06, якщо: 21.06 випромінювання землі $4 \text{ кал/см}^2 \text{ хв}$ зустрічне випромінювання $2 \text{ кал/см}^2 \text{ хв}$; 25.06 випромінювання землі $4,2 \text{ кал/см}^2 \text{ хв}$ зустрічне випромінювання – $0,5 \text{ кал/см}^2$.

3. З'ясуйте формули складових радіаційного балансу для похмурого дня і похмурої ночі, ясного дня і ясної ночі.

4. Поясніть, чому на одній і тій самій широті радіаційний баланс над морем більший, ніж над сушею.

Море					Суша				
День					День				
Стан неба					Стан неба				
Q	$I_{\text{від}}$	$U_{\text{зем}}$	$U_{\text{зуст}}$	R	Q	$I_{\text{від}}$	$U_{\text{зем}}$	$U_{\text{зуст}}$	R
18	-6	-3	0		14	-4	-3	1	
Ніч					Ніч				
Стан неба					Стан неба				
		-3	1				-3	0	

Дайте пояснення значення складових радіаційного балансу над морем та суходолом.

5. Визначте радіаційний баланс (R) червня та грудня (ккал/см^2 за місяць) для пунктів, наведених у таблиці, де Q - сумарна радіація, $I_{\text{відб}}$ - відбита радіація, $I_{\text{еф}}$ - ефективне випромінювання (таблиця 1).

Географічні об'єкти	Широта	Довгота	Червень				Грудень			
Дудинка			15	6	5	2	0	0	4	2
Єкатеринбург			14	2	5	0	1	0,8	4	0
Багумі			17	3	7	3	5	1	5	2
Парамарибо			20	3	7	3	10	2	5	2
Асуан			23	1	9	0	13	4	6	0

Визначте географічні координати пунктів. Поясніть радіаційний баланс грудня та червня кожного пункту. Порівняйте радіаційний баланс різних пунктів та поясніть різницю.

6. Уважно розгляньте карту радіаційного балансу за рік, січень, липень. Які загальні закономірності його поширення залежно від широти, впливу суходолу та океану? На яких територіях та акваторіях він максимальний, на яких -

мінімальний? Де спостерігаються найбільші зміни радіаційного балансу протягом року, де - найменші? Порівняйте карти радіаційного балансу з картами сумарної радіації. Складіть письмовий звіт.

ПРАКТИЧНА РОБОТА 3

Термодинаміка атмосфери.

Мета роботи: розглянути особливості розподілу температури на різних висотах.

Теоретична частина

Термодинаміка атмосфери – розділ метеорології, що вивчає атмосферні процеси методами термодинаміки; досліджуються атмосферні термодинамічні системи і перетворення енергії, пов'язані з фазовими перетвореннями води.

Термодинамічні системи атмосфери:

- системи однофазні (сухе або ненасичене вологе повітря),
- двофазні (водяні або крижані хмари, що містять насичений водяний пар і краплі води або водяний пар і кристали льоду),
- трифазні (хмари, що містять воду одночасно в трьох станах).

Переважно вивчаються замкнуті системи; особливо добре вивчені адіабатичні процеси.

Температура повітря може змінюватися не лише завдяки його нагріванню чи охолодженню від земної поверхні, або в результаті засвоєння чи випромінювання радіації. Вона часто також змінюється завдяки адіабатичним процесам. *Адіабатичні процеси* – процеси, які відбуваються без обміну теплом з навколишнім середовищем, тобто без обміну теплом із землею поверхнею, найближчими шарами атмосфери чи космічним середовищем.

Залежно від вмісту водяної пари у повітрі процеси поділяють на сухоадіабатичні та вологоадіабатичні.

Стратифікація атмосфери – це розподіл температури повітря на різних висотах. Цей розподіл можна прослідити за побудованою кривою стратифікації або за величиною вертикального температурного градієнта, який показує зміни температури на кожні 100 м висоти.

Зниження температури повітря з висотою – це нормальний стан тропосфери. Однак інколи в якомусь шарі атмосфери температура повітря з висотою не змінюється. Цей випадок називають *ізотермією*, а шар ізотермічним. Коли ж температура повітря у якомусь шарі з висотою підвищується, що спостерігається досить часто, то це є відхиленням від нормально стану і називається *інверсією*. Інверсії помітно впливають на розвиток атмосферних процесів.

Інверсії характеризуються:

- висотою нижньої межі інверсійного шару,
- його товщиною,
- різницею температури на верхній і нижній межі шару.

Можуть виникати на різних висотах в атмосфері. Товщина інверсійного шару змінюється від кількох метрів до сотень метрів. Інколи інверсія переходить безпосередньо у вище розташовану ізотермію, а інколи буває й два шари інверсії, розділені шаром повітря з нормальним зниженням температури з висотою. Інверсійний шар розповсюджується безперервно над значною територією. За висотою нижньої межі інверсії поділяють на приземні та висотні.

Завдання та контрольні запитання:

1. Охарактеризуйте шляхи теплообміну земної поверхні з атмосферою.

2. Чим відрізняються радіаційний теплообмін і молекулярна теплопровідність, турбулентне перемішування і теплова конвекція?

3. Процеси конденсації і сублімації процеси проходять з (поглинанням/виділенням) енергії (тепла)?

4. Дайте визначення поняттям «термодинаміка атмосфери», «адіабатичні процеси».

5. Охарактеризуйте сухоадіабатичні зміни температури повітря з висотою. Що таке сухоадіабатичний градієнт, чому дорівнює його значення?

6. Охарактеризуйте вологадіабатичні зміни температури повітря з висотою. Що таке вологадіабатичний градієнт, чому дорівнює і від чого залежить його значення?

7. Чому для наближених розрахунків температури повітря, яке опускається, завжди можна брати сухоадіабатичний градієнт?

8. Який процес називається псевдоадіабатичним?

9. Дайте визначення поняттям «стратифікація атмосфери», «вертикальний температурний градієнт».

10. Поясніть особливості і відмінність стійкої, нестійкої та байдужої стратифікації атмосфери.

11. Що таке температурні інверсії? Чому температурні інверсії є небезпечним фактором забруднення атмосфери? Якими параметрами характеризуються температурні інверсії в атмосфері.

12. Зобразіть кривими стратифікації та поясніть відмінності різних типів розподілу температури повітря з висотою: нормальний стан тропосфери, приземна інверсія, висотна інверсія, ізотермія.

13. Охарактеризуйте приземні (припідняті) інверсії, їх різновиди.

14. Охарактеризуйте висотні інверсії. Як вони класифікуються за умовами утворення?

ПРАКТИЧНА РОБОТА 4

Вивчення особливостей нагрівання та охолодження ґрунту та водойм.

Мета роботи: розглянути поняття «тепловий режим ґрунту», «промерзання ґрунту», «вічна мерзлота», вивчити особливості формування добового та річного ходу температур поверхні ґрунту.

Теоретична частина

Поверхня ґрунту безпосередньо засвоює сонячну та атмосферну радіацію і випромінює власне тепло. Тому тепловий режим земної поверхні визначається її радіаційним балансом. Кількість променистої енергії, що засвоюється і випромінюється, залежить від кольору ґрунту, складу та структури. Тому темні ґрунти, які мають порівняно малу відбивну здатність, удень нагріваються більше, а вночі охолоджуються сильніше за світлі. За позитивного радіаційного балансу частина тепла від поверхні передається у глибші шари, а частина в повітря. За негативного радіаційного балансу тепло з глибших шарів ґрунту і з повітря передається до поверхні.

При нагріванні та охолодженні ґрунту важливу роль відіграє випаровування води та конденсація водяної пари на його поверхні. Ґрунт втрачає тепло, яке йде на випаровування води, при конденсації водяної пари виділяється приховане тепло, яке йде на нагрівання ґрунту.

Термічний режим ґрунту залежить від його теплоємності та теплопровідності. Використовують питому та об'ємну теплоємність. Питома теплоємність C – це кількість тепла необхідна для нагрівання одиниці маси ґрунту на 1°C . Об'ємна теплоємність $C_{об}$ – кількість тепла необхідна для нагрівання одиниці об'єму ґрунту на 1°C . Співвідношення між об'ємною та питомою теплоємністю виражається добутком

$$C_{об} = C \cdot \rho$$

де ρ – щільність ґрунту. Усі мінеральні складові частини ґрунту мають майже однакову об'ємну теплоємність і за середнього зволоження та середньої порозності вона становить $2,0934 \cdot 10^6 \text{ Дж/м}^3 \cdot \text{К}$, тобто половину теплоємності води. Об'ємна ж теплоємність повітря $1,67 \cdot 10^6 \text{ Дж/м}^3 \cdot \text{К}$. Тому збільшення вологості і зменшення порозності ґрунту супроводжується збільшенням його об'ємної теплоємності (табл. 4.1)

Табл. 4.1. Теплофізичні характеристики ґрунту за різного зволоження

Ступінь зволоження ґрунту	Об'ємна теплоємність $\text{МДж/м}^3 \cdot \text{К}$	Коефіцієнт теплопровідності $\text{Вт/м} \cdot \text{К}$	Температуро-провідність ґрунту, $\text{м}^2/\text{с}$
---------------------------	--	--	---

Сухий	1,3397	0,2093	$0,0016 \cdot 10^{-4}$
Слабко зволожений	1,5907	0,4605	$0,0029 \cdot 10^{-4}$
Добре зволожений	1,9254	0,8375	$0,0043 \cdot 10^{-4}$
Мокрий	2,4283	1,4654	$0,0060 \cdot 10^{-4}$

Тепловий режим ґрунту залежить також від коефіцієнта його теплопровідності λ . Це кількість тепла, що проходить за 1 с крізь стовпчик ґрунту товщиною 1 см площею 1 см^2 за умови різниці температури на верхній і нижній його межах 1°C . Теплопровідність твердих частинок ґрунту наближено у 100 разів більша за молекулярну теплопровідність повітря. Тому зі збільшенням порозності ґрунту теплопровідність його різко зменшується. При зволоженні ґрунту частина повітря з нього витісняється водою, теплопровідність якої наближено у 20 разів більша за теплопровідність повітря. Тому теплопровідність ґрунту збільшується при збільшенні його вологості. Оскільки склад та вологість ґрунту змінюється з глибиною і у часі, то і коефіцієнт теплопровідності також змінюється.

Добовий та річний хід температури поверхні ґрунту

Добовий хід або добові зміни температури поверхні ґрунту в середньому за багато років – це періодичні коливання з одним максимумом і одним мінімумом. Мінімальна температура поверхні ґрунту спостерігається в проміжку часу між сходом Сонця і до півгодини після його сходу, коли радіаційний баланс поверхні ґрунту вже стає рівним нулю – витрати тепла з ґрунту ефективним випромінюванням уже урівноважується збільшенням надходження сумарної радіації. При поступовому зростанні висоти Сонця над обрієм і збільшенні радіаційного балансу температура поверхні ґрунту підвищується і досягає максимуму близько 13-14 години. Після цього температура починає знижуватись, хоч радіаційний баланс залишається ще великим. Однак у цей час різко збільшується турбулентне перемішування повітря й конвекція і різко збільшується потік тепла в атмосферу. Разом з витратами тепла на випаровування та потоком тепла в глибину ґрунту це призводить до зниження

температури поверхні ґрунту. Це зниження триває до ранкового мінімуму.

В окремі дні крива добового ходу температури може мати неправильну форму, оскільки вона залежить ще й від хмарності протягом доби, опадів, а також від неперіодичних (адвективних) змін температури повітря. При великій адвекції холоду добовий мінімум може спостерігатись вдень.

Різниця між максимальною і мінімальною температурою протягом доби називається *амплітудою добового ходу температури*. На величину добової амплітуди температури впливає багато чинників.

1. Пора року. Улітку амплітуди найбільші, взимку – найменші. У Києві літні амплітуди досягають 30°C , а середні зимові $5\text{-}10^{\circ}\text{C}$.
2. Широта місця. Добова амплітуда діяльної поверхні залежить головним чином від висоти Сонця, яка зменшується зі збільшенням широти. Тому найбільші амплітуди спостерігаються в тропічних пустелях, де вдень велика сумарна радіація, а вночі велике ефективне випромінювання призводить до сильного вихолодження поверхні ґрунту. Найменші амплітуди спостерігаються в полярних широтах.
3. Хмарність. За хмарної погоди амплітуда температури поверхні ґрунту менша, ніж за ясної. Хмари вдень не пропускають пряму сонячну радіацію, а вночі суттєво зменшують ефективне випромінювання. За ясної погоди спостерігається велика сумарна радіація вдень і велике ефективне випромінювання вночі.
4. Колір ґрунту. Амплітуда зміни температури поверхні темних ґрунтів більша, ніж світлих, оскільки поглинальна і випромінююча здатності темних поверхонь більші, ніж світлих.
5. Теплоємність та теплопровідність ґрунту. Чим більша теплоємність ґрунту, тим він менше нагрівається вдень і охолоджується вночі, тобто тим менша амплітуда коливання його температури. Такий

же характер залежності амплітуди від теплопровідності ґрунту. Так, торф'яністі ґрунти мають дуже малу теплопровідність і тому амплітуда температури їх поверхні досягає найбільших значень.

6. Рослинний покрив. Рослинний покрив зменшує амплітуду добового коливання температури поверхні ґрунту, оскільки він перешкоджає нагріванню його сонячними променями вдень і захищає від сильного випромінювання вночі. Нічне випромінювання відбувається з поверхні самих рослин, які й будуть вихолоджуватись, до того ж частина їхнього випромінювання буде спрямована до ґрунту. Тому ґрунт під рослинами вночі зберігає вищу температуру. Амплітуда буде зменшуватись переважно за рахунок значного зменшення максимальної температури вдень.
7. Сніговий покрив. Сніговий покрив захищає ґрунт від надмірної втрати тепла, оскільки завдяки малій теплопровідності, захищає його від проникнення до ґрунту низьких температур. Поверхня самого снігу вночі дуже охолоджується внаслідок великої випромінювальної здатності. За товщини снігового покриву 40-50 см температура поверхні ґрунту під ним на $6-7^{\circ}\text{C}$ вища за температуру поверхні самого снігу. Ґрунт під таким снігом промерзає до 40 см, а без снігу – до глибини більше 100 см.
8. Експозиція схилів. Південні схили хребтів та пагорбів нагріваються більше, ніж північні, оскільки сонячні промені зустрічаються з південним схилом під більшим кутом. Західні схили в умовах вологого клімату нагріваються більше за східні. Це пояснюється тим, що вранці, коли східні схили отримують найбільше тепла, значна його частина витрачається на випаровування роси. Західні ж схили нагріваються Сонцем у другій половині дня, коли поверхня ґрунту уже суха.

Зміни температури поверхні ґрунту протягом року називають *річним ходом температури або річною зміною*. Річну зміну температури визначають за середньомісячними її величинами. У північній півкулі максимальні середньомісячні температури поверхні ґрунту спостерігаються у липні-серпні, а мінімальні – у січні-лютому. Різниця між найбільшою і найменшою середньомісячними температурами протягом року називаються амплітудою річного ходу або річної зміни температури. В основному вона залежить від широти місцевості. Поблизу екватора річна амплітуда становить близько 3°C , у Києві вона досягає 30°C , а в полярних широтах у глибині материка може перевищувати 70°C .

У помірних широтах ґрунт замерзає спочатку на поверхні, а потім він *промерзає* до значної глибини. У ґрунтовій волозі є значна кількість розчинених солей. Тому ґрунт замерзає при температурі нижчій за 0°C . Глибина промерзання ґрунту залежить від кліматичних умов місцевості, теплових властивостей ґрунту, його вологості, характеру рослинного покриву, товщини снігового покриву.

За холодної тривалої зими ґрунт промерзає на більшу глибину, ніж за теплої чи короткої зими. Вологі ґрунти промерзають менше, ніж сухі, оскільки при замерзанні води виділяється тепло, що уповільнює подальше промерзання, болота промерзають менше, оскільки вода має велику теплопровідність і надходження тепла знизу зменшує промерзання. Піщані ґрунти промерзають на більшу глибину, ніж глинисті, які ліпше проводять тепло. Сніговий покрив є добрим ізолятором, тому за більшої його товщини глибина промерзання ґрунту менша. Достатньо розвинутий рослинний покрив також запобігає великому промерзанню. У лісі ґрунт промерзає менше, ніж, наприклад, виоране поле, тому що в лісі є лісова підстилка з листя та дрібних гілочок.

У високих широтах є райони, де ґрунт залишається мерзлим протягом багатьох років, тобто не тоне влітку. Це *шари багаторічної, або вічної мерзлоти*. Вічна мерзлота поширена там, де середня річна температура повітря – 2°C і нижча. Тут

верхні шари земної поверхні перебувають постійно у мерзлому стані і інколи містять прошарки майже чистого льоду. Над ними є діяльний шар, що тане влітку на невелику глибину, яка залежить від клімату, і замерзає взимку. У зоні тундри під мохами і лишайниками ґрунт тане всього на кілька десятків сантиметрів, у зоні тайги талий шар може досягати кількох метрів. Під шаром мерзлоти температура вище 0⁰С, завдяки внутрішньому теплу Землі.

Вічна мерзлота є реліктом минулих льодовикових епох четвертинного періоду. Потепління клімату в післяльодовиковий час зумовило часткове відтавання мерзлих шарів і поступове скорочення ареалів їх поширення. Доказом цього є острівний характер поширення вічної мерзлоти на її південній периферії та знахідки в товщі мерзлих порід вимерлих видів флори та фауни.

Водні басейни та суходіл нагріваються неоднаково. Суттєві відмінності їх теплового режиму визначаються такими причинами:

1. Суходіл і вода мають різні механізми теплопровідності. На суходолі тепло з поверхневого шару проникає вглиб повільно, головним чином шляхом молекулярної теплопровідності і лише частково разом з водою атмосферних опадів, яка фільтрується в ґрунт. У товщі води морів та океанів, особливо у верхньому 100-метровому шарі, завдяки постійному хвилюванню водної поверхні теплообмін відбувається значно ефективнішим способом, а саме шляхом турбулентної теплопровідності. Той об'єм води, який тільки що був на поверхні і засвоїв певну кількість тепла, в наступний момент виявився на значній глибині. Участь великих мас води у перемішуванні зумовлює те, що як нагрівання, так і охолодження тонкого поверхневого шару води відбувається в десятки разів повільніше, у порівнянні з поверхнею суходолу.

Крім того, вночі та в холодний період року, до турбулентного перемішування приєднується ще й термічна конвекція. Охолоджена на поверхні вода через збільшення її густини опускається вниз, а її місце займає відносно тепла вода, що підіймається з глибших шарів. Термічна конвекція

припиняється, коли температура усіх шарів води знижується до 4⁰С, оскільки за такої температури густина прісної води найбільша.

2. Помітну роль у відмінах термічного режиму суходолу й води відіграє різна теплоємність. Теплоємність води у 3-4 рази більша за теплоємність ґрунту. Звідси слідує, що для підвищення температури ґрунту на 1⁰ С потрібно у 3-4 рази менше тепла, ніж для води. Тому в однакових умовах опромінення ґрунт тепліший. Навпаки, для охолодження на 1⁰ С вода повинна витратити тепла у 3-4 рази більше, ніж ґрунт.

3. Водна поверхня і ґрунт по різному засвоюють сонячну радіацію. На суходолі короткохвильова сонячна радіація засвоюється повністю поверхневим шаром товщиною кілька десятих долей міліметра, за винятком льоду і снігу. В океані сонячна радіація засвоюється поступово і проникає на значну глибину (табл. 4.2).

Таблиця 4.2. Проникнення сонячної радіації у воду при вертикальних променях (М.М.Калітін)

Товщина шару води	Поверхня	0,1 мм	1 мм	1 см	10 см	1 м	10 м
Радіація, %	100	95	86	73	55	35	18

З таблиці видно, що навіть 10-метровий шар води засвоює не всю радіацію, 18 % енергії променя проникає глибше. Непрямі спостереження показують, що сонячна радіація проникає на значну глибину. Так, Ів Кусто свідчить, що на глибині кількох сотень метрів в океані можна читати газету. І сама газета і літери незвичного зеленого кольору.

З таблиці видно, що тонкий поверхневий шар води поглинає радіації зовсім мало. Це означає, що короткохвильова радіація в океанах, на відміну від суходолу, практично прямо не впливає на температуру підстильної поверхні. Температура водної поверхні залежить від безперервної дії надходження витрат довгохвильової радіації, а також від турбулентного

обміну між підстильною поверхнею та атмосферою і з глибшими масами води.

Крім вказаних причин різного нагрівання суходолу й водних басейнів, слід нагадати, що водна поверхня засвоює більше тепла ніж суходіл, оскільки альbedo водної поверхні менше на 10-20 %, ніж альbedo суходолу влітку.

У результаті таких особливостей нагрівання добові коливання температури у воді поширюються на глибину десятків метрів, а в ґрунті – до одного метра. Річні коливання температури у воді поширюються на глибину кількох сотень метрів, а в ґрунті лише на 10-30 м.

Отже тепло, яке надходить вдень і влітку на поверхню води, поширюється до значної глибини і нагріває велику масу води. Температура верхнього шару і самої поверхні води при цьому підвищується мало. У ґрунті тепло накопичується у тонкому верхньому шарі, який дуже нагрівається. Вночі та зимою вода втрачає тепло з поверхні, але замість нього надходить тепло із нижніх шарів. Тому температура поверхні води знижується мало. Температура поверхні ґрунту значно знижується, оскільки тепло з тонкого поверхневого шару ґрунту витрачається швидко без достатньої компенсації знизу. Тому вдень і влітку температура поверхні ґрунту вища, ніж температура водної поверхні, а вночі та взимку нижча. Це означає, що добові та річні коливання температури поверхні ґрунту значно більші, ніж поверхні води.

Отже, відмінності в накопиченні та розповсюдженні тепла у ґрунті та водоймах призводять до того, що водойми у теплий період року накопичують у своїй товщі води багато тепла, яке поступово віддають в атмосферу в холодний період року. Ґрунт же протягом теплого періоду року віддає вночі більшу частину тепла, яке одержав вдень і мало накопичує його до зими. У результаті цих відмінностей температура повітря над морем влітку нижча, а взимку вища, ніж над суходолом.

Завдання та контрольні запитання:

1. Як відбувається нагрівання та охолодження ґрунту.
2. Обґрунтуйте добовий та річний хід температури поверхні ґрунту. Випишіть мінімальні та максимальні показники температури ґрунту (на прикладі області або України).
3. Охарактеризуйте чинники, які визначають добову та річну амплітуду температури.
4. Проаналізуйте особливості розповсюдження тепла у глибину ґрунту.
5. Розкрийте зміст понять «промерзання ґрунту», «вічна мерзлота». Для який території це характерно, наведіть приклади.
6. Охарактеризуйте особливості нагрівання та охолодження водом.

ПРАКТИЧНА РОБОТА 5

Вивчити добові та річні зміни температури повітря

Мета роботи: вивчити основні процеси теплообміну земної поверхні з атмосферою та розглянути добову та річну зміни температури повітря.

Теоретична частина

Атмосфера мало засвоює сонячної радіації, отже і мало нагрівається Сонцем. Засвоєне тепло може підвищувати температуру повітря протягом дня на $0,5^0$ С. Основним джерелом тепла для нижніх шарів атмосфери є земна поверхня. Удень діяльна поверхня засвоює сонячну радіацію і нагрівається, а від неї нагрівається і повітря. Уночі земна поверхня втрачає тепло і стає холоднішою за повітря. У цьому випадку повітря віддає тепло земній поверхні і охолоджується. Тепло між діяльною поверхнею і атмосферою, а також у самій атмосфері передається різними шляхами: *радіаційним теплообміном, молекулярною теплопровідністю, турбулентним перемішуванням, тепловою конвекцією, випаровуванням вологи з поверхні діяльного шару і наступною конденсацією (сублімацією) водяної пари в атмосфері.*

Характер розподілу та зміни температури повітря називається тепловим режимом атмосфери. Оскільки тепловий режим атмосфери визначається головним чином теплообміном з діяльною поверхнею, то температура повітря в добовому ході змінюється за температурою земної поверхні. Амплітуда добової зміни температури на висоті два метри менша на одну третину, ніж на поверхні ґрунту.

Температура повітря вранці після сходу Сонця починає підвищуватись хвилин на п'ятнадцять пізніше, після підвищення температури поверхні ґрунту. Це підвищення продовжується до 14-15 годин, після цього починається зниження до вранішнього мінімуму через ті ж причини, як і зниження температури ґрунту. Отже, мінімум температури повітря поблизу земної

поверхні спостерігається після сходу Сонця, а максимум о 14-15 год.

Добова зміна температури повітря досить чітко виявляється лише в умовах стійкої ясної погоди. В окремі дні добової зміни температури може й не бути, або вона матиме навіть зворотний вигляд. Це залежить від зміни хмарності, що впливає на зміну радіаційного режиму земної поверхні, а також від адвекції, тобто горизонтального перенесення повітряних мас з іншими термічними властивостями. У результаті мінімальна температура повітря може спостерігатись вдень, а максимальна – вночі, тобто регулярна добова зміна температури повітря перекривається або маскується неперіодичними змінами температури. Навіть у тропіках, де неперіодичні зміни температури повітря бувають рідше, ніж у помірних широтах, максимальні температури повітря спостерігаються в після полуденні години лише в 50 % всіх випадків спостереження. А в січні в Хельсінкі добовий максимуму на 11 % буває частіше після опівночі, ніж в післяполуденні години.

Добовий хід температури повітря характеризують її амплітудою, тобто різницею між максимальною та мінімальною температурою. Величина добової амплітуди температури залежить від багатьох факторів. Насамперед вона визначається добовою амплітудою температури діяльної поверхні і чим більша амплітуда температури поверхні ґрунту, тим більша вона і в повітря. Але добова амплітуда поверхні ґрунту в основному залежить від хмарності. Тому й добова амплітуда температури повітря тісно пов'язана із хмарністю: за ясної погоди вона значно більша, ніж за хмарної. Вона також залежить від: а) широти місцевості – з її збільшенням амплітуда зменшується, найбільші добові амплітуди спостерігаються в субтропічних широтах; б) пори року – найбільші амплітуди в помірних широтах спостерігаються влітку (липень), найменші – взимку (січень); в) характеру земної поверхні – над морями добова амплітуда становить 1-2⁰С, в середині материків вона досягає 15-20⁰С, а в пустелях 30⁰С; г) рельєфу місцевості – на увігнутих формах рельєфу (в долинах)добова амплітуда температури

повітря більша у порівнянні з рівнинами, а на вигнутих формах рельєфу (на вершинах гір та пагорбів) – менша (закон Воейкова). Увігнуті форми рельєфу мають більшу площу контакту з повітрям, тут менша вентиляція повітря, воно тут застоюється і вдень перегрівається, а вночі охолоджене на схилах повітря стікає у долини і продовжує тут охолоджуватись. На вигнутих формах рельєфу вплив діяльної поверхні менший унаслідок меншої площі контакту з повітрям та швидкою зміною все нових об'ємів повітря, що надходять до схилів. Ці нові порції повітря не встигають охолонути; д) відстань від земної поверхні – у ґрунті і в товщі води нагрівання і охолодження передаються від поверхні вглиб, а в повітрі – вверх. Отже, добові коливання температури спостерігаються не лише поблизу земної поверхні, а й на деякій висоті. При цьому, так як і в ґрунті та у воді добові коливання температури з глибиною зменшуються і запізнюються, в атмосфері при віддаленні від земної поверхні амплітуда зменшується і запізнюється. Так, на висоті 300 м над суходолом амплітуда добового ходу температури становить близько 50 % від амплітуди поблизу земної поверхні, а мінімуми та максимуми настають на 1,5-2 години пізніше. На висоті 1 км добова амплітуда зменшується до $1-2^{\circ}\text{C}$, на висоті 2 – 5 км $0,5-1^{\circ}\text{C}$, а денний максимум зміщується на вечір.

Приморозком називають зниження температури приземного шару повітря або поверхні ґрунту до 0°C і нижче в час вегетації рослин на фоні позитивних середніх добових температур повітря. Приморозки зумовлюються як добовим ходом температури повітря, так і неперіодичними її змінами. Обидві ці причини зазвичай діють спільно.

Температура повітря в кожному місці змінюється протягом року разом із зміною сонячної радіації. Ці зміни досить плавні. Температура повітря підвищується від січня або лютого до липня або серпня, а далі знову знижується. Різниця між середніми місячними температурами найтеплішого і найхолоднішого місяців називається річною амплітудою температури повітря (Київ, липень $19,6^{\circ}\text{C}$, січень – $5,9^{\circ}\text{C}$, амплітуда $25,5^{\circ}\text{C}$).

Річна амплітуда температури повітря збільшується із збільшенням географічної широти. В районі екватора надходження сонячної радіації протягом року змінюється мало. При збільшенні широти місцевості різниця між літніми і зимовими величинами радіації збільшується, і разом з цим збільшується і річна амплітуда температури повітря. Над океаном, на відстані від берегів, ця широтна зміна річної амплітуди невелика. Так, над центром південної частини Тихого океану річна амплітуда між 20 і 60⁰ пд. ш. збільшується від 3 до 5⁰ С. Над вузькою північною частиною Тихого океану, де відчутнішим є вплив сусідніх материків, амплітуда від 20 до 60⁰ пн. ш. збільшується від 3 до 15⁰ С (мал. 4.5).

Річні амплітуди температури повітря над суходолом значно більші, ніж над водною поверхнею. Навіть над невеликими масивами материків південної півкулі вони перевищують 15⁰ С, в Сахарі більше 20⁰ С, а північніше 60⁰ пн. ш. в Канаді більше 45⁰ С, а в Якутії більше 60⁰ С.

За величиною річної амплітуди та часом настання екстремальних температур виділяють чотири типи річного ходу температури повітря в різних географічних зонах: екваторіальний, тропічний, помірний та полярний типи.

Завдання та контрольні запитання:

7. Розкрийте механізм процесів, які визначають теплообмін земної поверхні з атмосферою.
8. Опишіть добовий хід температури повітря.
9. Чим зумовлені неперіодичні зміни температури повітря.
10. Розкрийте зміст поняття «адвекція».
11. Як утворюються приморозки, охарактеризуйте їх типи.
12. Опишіть заходи зменшення негативного впливу приморозок.
13. Чим зумовлений річний хід температури повітря.
14. Наведіть типи річного ходу температури повітря. Як змінюється температура повітря протягом року в Україні, заповніть таблицю.

Місяць	Мінімальна температура	Максимальна температура	Середньомісячна температура
Січень			
Лютий			
.....			

ПРАКТИЧНА РОБОТА 6

Вивчення понять випаровування та вологість повітря.

Мета роботи: розглянути особливості випаровування води та основні характеристики вологості повітря..

Теоретична частина

Фазові перетворення води на земній поверхні та в атмосфері мають великий вплив на формування клімату. Вода постійно випаровується із земної поверхні і на це витрачається велика кількість тепла, це близько 30% засвоєного землею поверхнею сонячного тепла. Водяна пара разом з повітрям переноситься догори, а повітряні течії переносять її на величезні відстані. При зниженні температури повітря водяна пара досягає стану насичення і при подальшому її зниженні водяна пара перетворюється в рідкий чи твердий стан. Так виникають хмари та тумани. При певних умовах із хмар випадають опади. Такий кругообіг води відбувається постійно.

Сама по собі водяна пара в атмосфері суттєво впливає на температуру земної поверхні і самої атмосфери. Вона засвоює випромінювання земної поверхні і у свою чергу випромінює радіацію у напрямку земної поверхні, створюючи парниковий ефект. При конденсації водяної пари в атмосфері вивільнюється все приховане тепло. Опади, що випадають із хмар, є важливими компонентами погоди і клімату.

Вода постійно випаровується з поверхні водойм та ґрунту. Крім того, водяна пара надходить в атмосферу в результаті транспірації або випаровування води рослинами.

Випаровування з водної та земної поверхні ще називають фізичним випаровуванням. Випаровування та транспірація разом називають сумарним випаровуванням.

Випаровування – це фізичний процес перетворення води з рідкого стану в газоподібний. Окремі молекули води під час хаотичного руху відриваються від водної поверхні чи вологого ґрунту і вилітають у повітря. У повітрі вони розповсюджуються догори і в різні боки від джерела випаровування частково внаслідок власного руху молекул. У цьому випадку процес розповсюдження молекул газу називається молекулярною дифузією. Крім того, водяна пара переноситься вітром разом з повітрям і в горизонтальному напрямку і у вертикальному разом з турбулентними вихорами, які завжди виникають при наявності вітру або шляхом турбулентної дифузії.

Коли йде мова про випаровування, то потрібно відрізнити фактичне випаровування і можливе випаровування або випаровуваність. Випаровуваність – це максимально можливе випаровування при даних метеорологічних умовах і необмеженій кількості води. Випаровування з поверхні водойм або добре зволоженої поверхні суходолу можна вважати за випаровуваність. Випаровування з поверхні ґрунту в умовах недостатнього зволоження завжди менше від випаровуваності і тим менше, чим сухіша територія, адже немає чому випаровуватись.

Одні молекули відриваються від водної поверхні, інші одночасно повертаються з повітря до водної поверхні. Коли до поверхні повертається стільки ж молекул, скільки відривається, то випаровування немає. Настає рівновага молекул в обох напрямках. Такий стан і називають насиченням. Водяну пару у цьому стані і повітря, яке вміщує цю водяну пару, називають *насиченими*. Тиск водяної пари у стані насичення називають тиском насиченої водяної пари *E*.

Випаровування з поверхні океанів значно більше, ніж з поверхні суходолу. В середніх та низьких широтах воно змінюється від 600 до 3000 мм. Над крижаним покривом воно незначне. На суходолі протягом року в пустелях випаровується

менше 100 мм води. Теж саме спостерігається на арктичних островах, а в центральних районах Антарктиди сублімація водяної пари на поверхні снігу переважає над випаровуванням. У вологих тропіках за рік випаровується до 800-1000 мм, а в Індонезії та в басейні Амазонки навіть більше 1000 мм. В Україні сумарне випаровування змінюється від 375 мм на сході Херсонської та північному заході Луганської області до 650 мм у Львівській області.

Характеристики вологості повітря

Є різні величини для оцінки вмісту водяної пари в атмосфері. Між більшістю з них є чітке співвідношення.

1. Одна із основних характеристик вологості повітря, про яку ми уже згадували, це парціальний тиск водяної пари e . Такий тиск міг би бути у випадку вилучення з атмосфери усіх газів та домішок за винятком водяної пари. Отже тиск водяної пари значно менший від атмосферного тиску. Крім того, ми вже згадували тиск насиченої водяної пари E , тобто найбільший парціальний тиск водяної пари при цій же температурі. Парціальний тиск водяної пари e визначають за основною психрометричною формулою

$$e = E' - A p(t - t')$$

де E' – тиск насиченої водяної пари при температурі випаровуючої поверхні (t'), A – стала психрометра, яка для станційного психрометра дорівнює 0,0007947, а для аспіраційного психрометра 0,000662, p – атмосферний тиск, t – температура сухого термометра, t' – температура змоченого термометра.

Ця формула виведена на основі формули Д. Дальтона, яка визначає кількість тепла, що витрачається на випаровування води з резервуара змоченого термометра за одиницю часу та формули Ньютона, яка визначає потік тепла з навколишнього повітря до змоченого термометра.

2. Відносна вологість повітря f – відношення парціального тиску водяної пари, яка є в повітрі до тиску насиченої водяної пари за даної температури, виражене у відсотках

$$f = e/E \cdot 100\%$$

3. Дефіцит насичення – це різниця між тиском насиченої водяної пари E при даній температурі повітря і фактичним тиском водяної пари e в повітрі

$$d = E - e \text{ гПа.}$$

Дефіцит насичення показує, скільки водяної пари не вистачає для насичення повітря при даній температурі (гПа).

4. Абсолютна вологість a – це маса водяної пари в грамах в 1 м^3 повітря (г/м^3). Абсолютну вологість не вимірюють, а обчислюють за виразом

$$a = 217e/T \text{ г/м}^3,$$

де e в гПа, а T – в градусах Кельвіна ($^{\circ}\text{K}$), або за виразом

$$a = 0,8e/(1 + \alpha t) \text{ г/м}^3,$$

де α – коефіцієнт температурного розширення повітря, який дорівнює $1/273 = 0,004$, t – температура в $^{\circ}\text{C}$.

5. Точка роси t_d (температура точки роси) – це температура, при якій водяна пара, що міститься в повітрі, досягає стану насичення при незмінному атмосферному тиску. Це можна пояснити на такому прикладі. Якщо при температурі повітря 15°C парціальний тиск водяної пари $12,3$ гПа, то таке повітря не насичене. Щоб воно стало насиченим, потрібно знизити його температуру до 10°C . Ця температура (10°C) в даному випадку і є точкою роси. При насиченні повітря водяною парою точка роси дорівнює фактичній температурі.

6. Масова частка водяної пари S – відношення маси водяної пари у певному об'ємі повітря до загальної маси вологого повітря у тому ж об'ємі

$$S = 0,622e/p,$$

де $0,622$ – відношення молекулярних мас водяної пари і сухого повітря. Це величина безрозмірна і виражається в проміле (‰), - оскільки p у багато разів більше, ніж e . Цю величину можна інтерпретувати як маса водяної пари у грамах, що є в 1 г вологого повітря: г/г .

7. Відношення суміші r – це відношення маси водяної пари у певному об'ємі повітря до маси сухої частини повітря у тому ж об'ємі

$$r=0,622e/p-e.$$

До характеристик вологості повітря можна віднести і висоту рівня конденсації водяної пари в атмосфері. Її можна визначити за формулою У. Фереля

$$h= 122(t-t_d),$$

де h – висота рівня конденсації, м, t – температура повітря поблизу земної поверхні, t_d – точка роси цього повітря.

Якщо відома відносна вологість повітря поблизу земної поверхні f , то висоту рівня конденсації можна визначити за формулою Іполітова

$$h=22(100-f),$$

а в горах

$$h=22(103-f).$$

Одержану висоту слід вважати наближеною і заокруглити її до найближчих сотень метрів.

Завдання та контрольні запитання:

1. Випаровування води, сумарне випаровування.
2. Тиск насиченої водяної пари.
3. Тиск насичення на плоскою поверхнею води та над льодом.
4. Швидкість випаровування води, теплота випаровування.
5. Випаровуваність.
6. Географічний розподіл випаровування та випаровуваності.
7. Характеристики вологості повітря.
8. Добові та річні зміни тиску водяної пари та відносної вологості повітря.

ПРАКТИЧНА РОБОТА 7

Вивчення особливостей формування хмарності та туманів.

Мета роботи: розглянути особливості формування хмарності та туманів.

Теоретична частина

Конденсація – перетворення водяної пари у рідкий стан. В результаті конденсації утворюються дрібні крапельки діаметром кілька мікрометрів. Більші краплі утворюються в результаті злиття кількох дрібненьких або в результаті танення сніжинок. Якщо температура повітря знижується до точки роси, то водяна пара стає насиченою. При подальшому зниженні температури повітря, надлишок водяної пари зверху насиченої, перетворюється у рідкий стан.

Зниження температури повітря у більшості випадків відбувається через його піднесення угору. Коли повітря не насичене, то воно адіабатично охолоджується на 1°C на кожні 100м висоти. Тому для початку конденсації досить повітря підвестись угору на кілька сотень метрів. Коли ж воно далеке від насичення, то воно повинно підвестись на 1-2км і більше.

Причини піднесення повітря угору різні. Це і турбулентне невпорядковане перемішування, теплова конвекція, і висхідні упорядковані рухи повітря на атмосферних фронтах чи вздовж схилів у горах, а також висхідні рухи повітря на гребнях атмосферних хвиль. Усі ці причини обумовлюють утворення різних видів хмар.

Тумани також утворюються в результаті зниження температури приземного шару повітря. Але у цьому випадку температура повітря знижується в результаті теплообміну з холодною землею поверхнею.

В атмосфері крім конденсації водяної пари відбувається і сублімація. *Сублімація* – це перетворення водяної пари безпосередньо у кристалики льоду. Сублімація в атмосфері починається при температурі нижче -40°C . Коли ж в атмосфері

уже є кристали льоду, то сублімація на їхній поверхні відбувається і при температурі нижче $-6-8^{\circ}\text{C}$.

У більшості випадків кристали льоду появляються в атмосфері при замерзанні переохолоджених крапель води при температурі близько -10°C і нижчій.

Краплі води при конденсації водяної пари утворюються на ядрах конденсації. В основному ядрами конденсації є кристалики гігроскопічних солей, особливо морської солі. Морська сіль надходить в атмосферу при хвилюванні моря. На гребенях хвиль утворюється піна, тобто бульбашки, заповнені повітрям. Бульбашка лопається і в усіх напрямках розлітаються дрібненькі краплі. Коли розривається бульбашка діаметром близько 6мм, то розлітається близько 1000 крапель, які вітром розносяться на величезні відстані. При швидкості вітру 15 м/с з 1 cm^2 поверхні моря за 1с у повітря надходить кілька десятків ядер конденсації з масою 10^{-15-16} г кожне.

Розмір ядер конденсації малий: від $5 \cdot 10^{-3}$ до 20 мкм. Цей діапазон умовно поділяють на три групи ядер. Ядра радіусом від $5 \cdot 10^{-3}$ до $2 \cdot 10^{-1}$ мкм називають ядрами Айткена – на честь англійського фізика Дж. Айткена. Їх концентрація змінюється від 1 до $1 \cdot 10^5 \text{ cm}^{-3}$ залежно від висоти над земною поверхнею. Другу групу складають великі ядра з радіусом від 0,2 до 1 мкм, середня концентрація яких близько 10^2 cm^{-3} . Ядра з радіусом понад 1 мкм називають гігантськими і їх концентрація звичайно не перевищує $1 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^{-3}$. Саме ці ядра відіграють велику роль в утворенні опадів. Через свою легкість ядра завжди завислі в атмосфері і самі не падають з атмосфери, вони плавають в атмосфері роками. Через свою гігроскопічність вони часто плавають у вигляді насиченого розчину солей. При збільшенні відносної вологості повітря краплі збільшуються у розмірі, а при наближенні вологості повітря до 100% вони стають видимими на око краплями хмар та туманів.

Кристалики солей та інші гігроскопічні ядра надходять в атмосферу при розвіюванні ґрунту вітром. Гігроскопічними є також тверді частки продуктів горіння або органічного розкладу. У промислових центрах в атмосфері є дуже багато таких ядер

конденсації. Ядрами конденсації можуть бути досить великі негіроскопічні частки, поверхня яких змочується. Взагалі за походженням ядра конденсації поділяють на чотири групи, %: ядра морського походження – 20, продукти горіння – 40, частинки ґрунту – 20, іншого походження – 20.

Конденсація водяної пари відбувається на найбільших ядрах конденсації. Це так звані метеорологічні ядра конденсації з розміром 0,1 – 1,0 мкм. На малих ядрах водяна пара може конденсувати лише у штучних умовах при значному перенасиченні повітря. У повітрі ядер конденсації достатніх розмірів багато. Поблизу земної поверхні в 1см³ повітря містяться тисячі й десятки тисяч ядер конденсації. При піднесенні угору кількість ядер конденсації швидко зменшується.

Конденсація водяної пари може відбуватись і без ядер конденсації. Це відбувається інколи на комплексі молекул газів. Але така крапля не стійка. Наступної миті молекули розлітаються і крапля зникає. Наявність ядра конденсації в краплі збільшує її стійкість через гіроскопічність ядра. В лабораторних умовах конденсація не відбувається навіть при великому перенасиченні повітря, якщо в ньому немає ядер конденсації. В природних умовах перенасичення повітря не спостерігається, оскільки ядер конденсації завжди достатньо.

Раніше вважалось, що кристалики льоду в атмосфері виникають на особливих ядрах сублимації. Тепер уже досліджено, що на ядрах конденсації виникають краплі води, які при низьких температурах замерзають і на цих кристалах відбувається сублимація водяної пари.

В результаті конденсації водяної пари утворюються дуже дрібненькі крапельки – це долі мікрметра. При тривалому процесі конденсації радіус крапель може досягти 20 мкм. Залежно від умов утворення та стадії розвитку хмари краплі у ній можуть бути досить однорідні, а можуть бути й різноманітними за розмірами. Краплі хаотично рухаються і в результаті зустрічі двох крапель відбувається їх коагуляція або злиття. Для того, щоб спрацював механізм коагуляції, необхідна

наявність крапель у хмарі з радіусом $r \geq 18$ мкм. Природним джерелом великих крапель можуть бути гігантські ядра конденсації, які складаються з морської солі. Нова крапля уже більша за розмірами.

Коагуляції сприяють різнойменні заряди крапель. Одноійменно зарядженні краплі взаємно відштовхуються. В результаті коагуляції радіус крапель у хмарі може досягти 100-200 мкм. Такі краплі починають випадати із хмар у вигляді мряки чи слабкого дощу. Краплі більшого розміру виникають при таненні кристалів льоду. Радіус крапель дощу може досягати тисяч мікрометрів, тобто кількох міліметрів.

При замерзанні крапель води в атмосфері утворюються повні кристали – льодяні шестигранні пластинки або призми з діаметром 10-20 мкм. При подальшій сублімації на їхній поверхні, кристалики збільшуються і на їхніх кутах утворюються розгалуження у вигляді променів. На цих розгалуженнях утворюються нові розгалуження і кристали перетворюються у шестигранні зірочки-сніжинки. Ця форма йде від формули води. Кристали можуть бути й іншого різноманітного складного вигляду, оскільки вони в атмосфері дробляться, змерзаються тощо. Радіус сніжинок досягає кількох міліметрів. Часто кілька сніжинок злипаються і утворюється цілі пластівці.

Зрозуміло, що не вся водяна пара в атмосфері конденсується. У рідкий чи твердий стан перетворюється лише частина водяної пари – зверх насиченої водяної пари.

Хмари – це скупчення завислих в атмосфері на висоті дрібних крапель води, кристалів льоду або їх суміші, що утворились при охолодженні вологого повітря в наслідок процесів конденсації та сублімації.

За своїм фазовим складом хмари поділяють на три групи. Це дуже суттєво для атмосферних процесів, у чому ми пересвідчимось далі.

1. Водяні або крапельні хмари, які складаються виключно з крапель води. Вони бувають такими не лише при позитивних температурах, але й при

негативних (до -10C^0). В останньому випадку краплі перебувають у переохолодженому стані. Це нормальний стан, вода в атмосфері замерзає лише при температурах близьких до -10C^0 .

2. Змішані хмари. Вони складаються із суміші крапель води та кристалів льоду. Існують при температурі повітря від -10C^0 до -40C^0 .
3. Льодяні або кристалічні хмари, які складаються лише із кристалів льоду. Вони існують при температурі повітря нижче -40C^0 .

Отже фазовий стан хмар залежить від пори року та висоти, на якій вони утворюються. У теплу пору року водяні хмари існують у нижніх та середніх шарах атмосфери, де температура повітря не опускається нижче -10C^0 . Змішані хмари існують в середніх шарах атмосфери, а льодяні – у верхніх. У холодну пору року залежно від температури повітря змішані та льодяні хмари можуть виникати і поблизу земної поверхні. По суті поблизу земної поверхні льодяні хмари можуть бути в Сибіру, Канаді та в Антарктиді.

Міжнародна класифікація хмар

У зв'язку з тим, що в атмосфері Землі є багато процесів, які призводять до охолодження повітря, виникає багато форм хмар. Уже в кінці XIX ст. була запроваджена міжнародна класифікація хмар. З часом вона уточнювалась і на сьогодні використовується морфологічна (за зовнішнім виглядом) міжнародна класифікація хмар.

Вона включає 4 родини (яруси), 10 родів (форм), 20 видів та 35 різновидів, які відрізняються за умовами утворення, структурою, щільністю, забарвленню, характером опадів, оптичними явищами тощо.

Хмари верхнього ярусу. Висота основи хмар у помірних широтах вище 6 км:

1. Перисті (пір'ясті). – Перистые – Cirrus (Ci).
2. Перисто-шаруваті – Перисто-слоистые – Cirrostratus (Cs).

3. Перисто-купчасті – Персто-кучевые – Cirrocumulus (Cc).

Хмари середнього ярусу. Висота основи хмар у помірних широтах від 2 до 6 км:

4. Високо-шаруваті – Высоко-слоистые – Altostratus (As).

5. Високо-купчасті – високо-кучевые – Altocumulus (Ac).

Хмари нижнього ярусу. Висота основи хмар у помірних широтах від кількох десятків метрів до 2 км над поверхнею Землі:

6. Шаруваті – Слоистые – Stratus (St).

7. Шарувато-купчасті – Слоисто-кучевые – Stratocumulus (Sc).

8. Шарувато-дощові – Слоисто-дождевые – Nimbostratus (Ns).

Хмари вертикального розвитку або конвективні. Основа цих хмар розташована в межах нижнього ярусу і рідко буває нижче 350 м. Вершина їх часто проникає у верхній ярус, а інколи досягає тропопаузи:

9. Купчасті – Кучевые – Cumulus (Cu).

10. Купчасто-дощові – Кучево-дождевые – Cumulonimbus (Cb).

Туман – атмосферне явище, що полягає в скупченні продуктів конденсації та сублімації, завислих в повітрі безпосередньо над землею поверхнею, з горизонтальною видимістю до 1 км. Тумани виникають тоді, коли поблизу поверхні Землі є сприятливі умови для конденсації водяної пари. У більшості випадків це зниження температури. Залежно від умов утворення тумани поділяють на два види: тумани охолодження і тумани випаровування.

Завдання та контрольні запитання:

1. Дайте визначення поняттям «хмари»,
2. Наведіть міжнародну класифікацію хмар.
3. Охарактеризуйте хмари верхнього ярусу.
4. Охарактеризуйте хмари середнього ярусу.
5. Охарактеризуйте хмари нижнього ярусу.
6. Охарактеризуйте хмари вертикального розвитку.

7. Що таке елементи хмар. Поясніть твердження «хмара постійно відновлюється».

8. Охарактеризуйте три групи хмар за фазовим складом. Що таке водність хмар?

9. Наведіть класифікацію туманів. Охарактеризуйте три види туманів охолодження та тумани випаровування.

10. В чому різниця між інеем і памороззю, ожеледдю та ожеледицею?

ПРАКТИЧНА РОБОТА 8

Умови утворення атмосферних опадів та їх класифікація.

Мета роботи: вивчити основні умови утворення атмосферних опадів, розглянути класифікацію опадів.

Теоретична частина

Умови утворення атмосферних опадів. Для утворення атмосферних опадів потрібно щоб в атмосфері відбулась низка процесів. Найперше потрібні висхідні рухи повітря під дією будь-яких чинників. У процесі висхідних рухів завдяки адіабатичному зниженню температури повітря досягає стану насичення, починається конденсація водяної пари, утворюються хмари. При конденсації утворюються дрібненькі крапельки завислі в атмосфері. Щоб вони могли випадати з хмари на земну поверхню, їхні розміри повинні бути значно більшими.

Краплі плавають в атмосфері під дією руху повітря і зустрівшись зливаються в одну, тобто відбувається процес коагуляції. Коагуляції сприяють різнойменні заряди крапель. Зустрічі крапель сприяє також розвиток турбулентних рухів. У результаті коагуляції з шаруватих хмар випадають найбільші краплі у вигляді мряки. З потужних купчастих хмар може випадати дрібний слабкий дощ, особливо у тропічних широтах, де велика водність хмар. Справжнього дощу в результаті коагуляції не буває.

Атмосферні опади у вигляді граду формуються подібним чином. У купчасто-дощових хмарах існують потужні конвективні висхідні рухи повітря. Вони підхоплюють великі краплини і переносять їх знову у верхню частину хмари, де краплі замерзають. Такі замерзлі кусочки льоду можуть довго подорожувати вверх-вниз і збільшувати свої розміри у процесі примерзання крапель до льоду. Залежно від швидкості руху градин, температури повітря, вогнестійкості хмари градини можуть бути прозорими чи матового кольору. Висхідні конвективні рухи можуть досягати кількох десятків метрів за секунду. Тому не дивно, що град може бути дуже великих розмірів. В Україні інколи розміри градин досягає розміру курячого яйця, а максимальний діаметр градини досягає 80-100 мм, у Київській та Полтавській областях зафіксовані градини з діаметром 118-120 мм. В Індії маса градин досягала 3,4 кг, а в Китаї навіть 7 кг. Легко уявити шкоду, яку наносить град народному господарству. Інколи на земній поверхні утворюється шар граду товщиною кілька десятків сантиметрів.

Атмосферні опади, які випадають із хмар, за генезисом поділяють на три види: облогові опади, зливові, мрячні.

За зовнішнім виглядом атмосферні опади поділяють на такі види: дощ, сніг, мокрий сніг, крупа, мряка, град та ін.

Завдання та контрольні запитання:

1. Яка низка процесів повинна відбутися в атмосфері для утворення атмосферних опадів? Чому справжнього дощу в результаті коагуляції не буває?

2. Класифікація атмосферних опадів за генезисом. та за зовнішнім виглядом.

3. В чому різниця дощу від мряки, снігових зерен від крупи, хуртовини від заметілі?

4. Яким чином реєструється і заміряється режим атмосферних опадів? Дайте визначення поняттю «гроза». Чому грім запізнюється відносно блискавки? Як захищають цінні об'єкти від блискавки?

5. З якою метою людина стимулює опадоутворення?

6. Реагенти, що використовуються для стимулювання опадоутворення. Особливості застосування.

ПРАКТИЧНА РОБОТА 9

Характеристика вітру та його різновиди

Мета роботи: розглянути основні характеристики вітру та його різновиди.

Теоретична частина

Вітер характеризується напрямком, швидкістю та силою.

Напрямок вітру – в метеорології це частина горизонту звідки він дме. Якщо в дану точку повітря переноситься з півночі, то це й буде північний вітер. Напрямок вітру визначається в румбах або в градусах. Українські назви румбів можна замінити міжнародними: N – норд, E – ост, S – зюйд, W – вест (рис. 5.1). Визначається за допомогою флюгера.

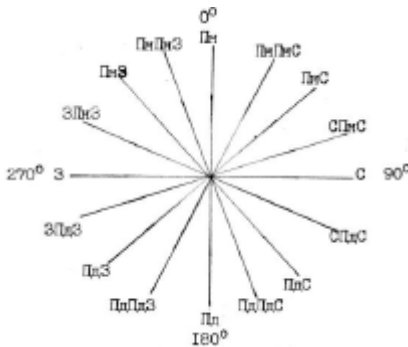


Рисунок 1 – Напрямок вітру в румбах та градусах

Швидкість вітру вимірюють в метрах за секунду, кілометрах за годину (для цього м/с множити на 3,6), та у вузлах або морських милях (для цього м/с множити на 2). Визначається за допомогою анемометра.

Крім того, швидкість вітру моряки оцінюють в балах шкали Бофорта, яка пов'язує швидкість вітру з ефектом його дії

як, наприклад, ступінь хвилювання моря, розхитування дерев тощо.

Сила вітру – це тиск повітряного потоку на одиницю поверхні зустрічних предметів.

$$P = 0,25 \cdot V^2, \text{ кг/м}^2$$

Цю величину у першу чергу повинні враховувати будівельники, які зводять споруди з урахуванням опору матеріалів. Для наочного представлення повторюваності напрямку вітру в кожному пункті можна побудувати розу вітрів. Для цього від початку координат відкладають у масштабі повторюваності вітрів різних напрямків і кінці цих відрізків з'єднують ламаною лінією. Повторюваність штилів вказують у відсотках у центрі діаграми.

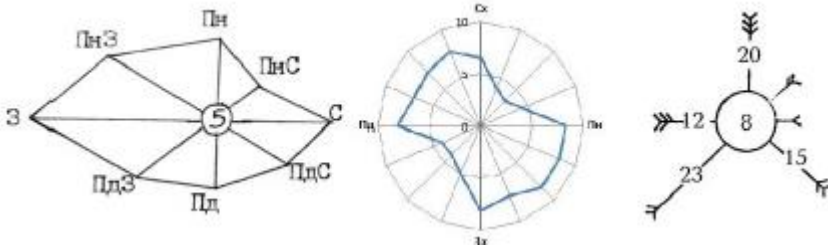


Рисунок 2 – Приклади рози вітрів

У реальних умовах атмосфери на повітря може діяти різна кількість сил. Уявимо, що на одиничний об'єм повітря діють дві сили: це сила баричного градієнту та відхиляюча сила обертання Землі. Це можливо при прямолінійних ізобарах вище шару тертя. У даному випадку буде прямолінійний рівномірний рух повітря, який називається **геострофічним вітром**.

Баричний градієнт спрямований під прямим кутом до швидкості, тобто вітер дме вздовж ізобар. Такий теоретичний випадок рівномірного руху повітря вздовж колових траєкторій вище шару тертя називається **градієнтним вітром**.

Термічний вітер – приріст (векторний) геострофічного вітру від одного рівня до іншого, вище розміщеного, що залежить від середнього горизонтального градієнту температури в шарі між цими рівнями.

При рівномірному прямолінійному русі в приземному шарі повинно зрівноважитись три сили: сила баричного градієнта, відхиляюча сила та сила тертя – це *геотриптичний вітер*.

Завдання та контрольні запитання:

1. Охарактеризуйте вплив вітру на кліматоутворення та геологічні процеси.

2. Наведіть ефекти впливу вітру на рослини, тварин. людину і її господарську діяльність.

3. В чому полягає руйнівна дія вітрів?

4. Наведіть три основні характеристики вітру, способи їх визначення.

5. Що таке роза вітрів? Опишіть спосіб її побудування.

Накресліть “розу вітрів” для населеного пункту та запропонуйте найбільш оптимальне розміщення коксо-хімічного комбінату по відношенню до населеного пункту. Повторюваність вітрів: Пн — 11%, ПнС — 7%, ПнЗ — 8%, С — 24%, З — 4%, ПдС — 18%, Пд — 9%, ПдЗ — 5%, штиль — 10%.

6. Наведіть чотири основні сили, які впливають на швидкість та напрямок вітру. Яка сила викликає появу вітру?

7. Опишіть умови та особливості впливу на вітер відцентрової сили. Від чого залежить характер впливу на вітер сили тертя? Дайте визначення поняттям «планетарний граничний шар», «рівень тертя» та «вільна атмосфера».

8. Охарактеризуйте геострофічний, градієнтний, термічний і геотриптичний вітер та сили, що впливають на їх утворення.

9. Опишіть характер руху повітря в циклонах та антициклонах.

10. Що описує баричний закон вітру?

11. Охарактеризуйте два максимуми концентрацій домішок в приземному шарі залежно від швидкості вітру.

ПРАКТИЧНА РОБОТА 10

Вивчення циркуляції атмосфери

Мета роботи: розглянути поняття повітряні маси, атмосферні фронти, циклони, антициклони, місцеві вітри.

Теоретична частина

Повітряні маси – це великі об'єми повітря у тропосфері з порівняно однаковою температурою, вмістом вологи та пилу. У процесі загальної циркуляції атмосфери великі об'єми повітря можуть тривалий час перебувати над однорідними ділянками земної поверхні. Під впливом радіаційного та теплового балансів цих ділянок поверхні це повітря набуває певних властивостей. Зміщуючись в інші райони земної кулі, повітряні маси переносять сюди свої властивості, а отже змінюють тип погоди. Переважаючи у певному районі протягом усього року чи окремих сезонів, повітряні маси формують характерний клімат даної місцевості. Звичайно, у процесі перенесення з одних районів в інші поступово змінюються їх властивості, тобто відбувається трансформація повітряних мас.

Відповідно до районів формування на земній кулі існує *чотири типи повітряних мас*:

- арктична (у південній півкулі антарктична),
- помірна (або полярна),
- тропічна,
- екваторіальна.

Коли дві сусідні повітряні маси з різними характеристиками перебувають у спокійному стані, то між ними є широка перехідна зона, в якій поступово змінюється температура, вологість та інші характеристики. Якщо ж під дією різних чинників повітряні маси починають рухатись, то перехідна зона між ними різко скорочується, або іншими словами між ними утворюється фронтальна поверхня.

У місці перетину фронтальної поверхні з земною поверхнею утворюється *атмосферний фронт* – перехідна зона між двома повітряними масами з відмінними фізичними

властивостями (головним чином температурою та вологістю). Фронтальні поверхні завжди нахилені у бік холодного повітря.

Залежно від напрямків руху та інших причин атмосферні фронти поділяються на теплі, холодні та фронти оклюзії.

Циклони (від грецького «циклос» – круг, коло) – величезні атмосферні вихори із замкненими ізобарами і найнижчим тиском у їхньому центрі. Повітря в циклонах переноситься від окраїн до центру проти руху годинникової стрілки у північній півкулі та за ходом годинникової стрілки у південній.

Антициклони (від грец. «анти» – проти та «циклос» – круг, коло) – величезні атмосферні вихори із замкненими ізобарами і найвищим атмосферним тиском у їхньому центрі. Повітря в них переноситься від центру до окраїн за годинниковою стрілкою у північній півкулі та проти руху годинникової стрілки у південній.

Завдання та контрольні запитання

1. Дайте визначення поняттям «повітряна маса», «фронтальна поверхня», «атмосферний фронт».
2. Наведіть класифікацію повітряних мас відповідно до районів формування та за термічними властивостями.
3. Охарактеризуйте і зобразіть теплий фронт.
4. Охарактеризуйте і зобразіть холодний фронт.
5. Охарактеризуйте і зобразіть фронт оклюзії.
6. Що таке циклон? Охарактеризуйте погоду під час проходження циклону, причини її встановлення.
7. Опишіть стадії розвитку фронтальних циклонів.
8. Яким чином формується центральний циклон?
9. Що таке антициклон? Охарактеризуйте антициклональну погоду, причини її встановлення.
10. Які місцеві вітри ви знаєте? Наведіть причини їх виникнення і масштаби впливу на людську діяльність.

ПРАКТИЧНА РОБОТА 11

Циркуляція атмосфери в тропічних широтах. Пасати. Мусони. Тропічні циклони.

Мета роботи: розглянути особливості циркуляції атмосфери у тропічних широтах.

Теоретична частина

Пасати – це вітри екваторіальної периферії субтропічних антициклонів. Вони займають територію від 30^0 до 10^0 широти обох півкуль. В тій півкулі, де зараз літо, зона пасатів відступає на кілька градусів від екватора, а в зимовій півкулі наближається до екватора.

Пасати – стійкі вітри, вони майже не змінюють свого напрямку протягом року. Швидкість вітру поблизу поверхні Землі в зоні пасатів близько 5-7 м/с на суходолі, та 8-10 м/с над океаном. Товщина пасатного потоку повітря на початку руху становить 2-4 км і збільшується у напрямку до екватора. Над цим пасатним потоком панують східні вітри. Раніше вважали, що над пасатами існують чітко виражені протилежно спрямовані вітри антипасати. Сучасні дослідження показали, що на висотах повітря із екваторіального поясу розтікається поступово, а не у вигляді чітко виражених вітрів протилежного напрямку. Лише у верхній тропосфері та нижній стратосфері над пасатами панують західні вітри, які умовно можна називати антипасатами.

У зоні пасатів з океанів випаровується величезна кількість води. У тропічному поясі опадів випадає мало, тому що на висоті 1-2 км спостерігається пасатна інверсія або інверсія стиснення повітря в антициклонах. Це перешкоджає розвитку висхідних рухів повітря і тому вся волога зосереджена в шарі повітря до висоти 1-2 км і вся вона переноситься в зону екватора. З наближенням до екватора пасатна інверсія зникає і розвивається інтенсивна конвекція і, як результат, - тут випадає велика кількість опадів.

В зоні тропічного фронту, який формується у тій півкулі де зараз літо, часто виникають збурення атмосфери. Це хвильові

рухи в зоні конвергенції. Приблизно кожне десяте збурення перетворюється в циклони із швидкістю вітру понад 20 м/с. Це і є тропічний циклон. Діаметр тропічних циклонів становить кілька сотень кілометрів, інколи він досягає 1000 км. Якщо швидкість вітру досягає 18-33 м/с то їх називають тропічними штормами, якщо ж швидкість вітру перевищує 33 м/с, то їх називають тропічними ураганами.

Мусони (від араб. „маусім” – пора року) – це стійкі сезонні повітряні течії загальної циркуляції атмосфери з різкою зміною переважаючого напрямку вітру на протилежний від зими до літа та від літа до зими. До протилежних напрямків відносять випадки, коли кут між ними змінюється від 120 до 180⁰. Класичним районом тропічних мусонів є басейн Індійського океану. Тут вони переважають над північною частиною Індійського океану, Індостаном, Індокитаєм, південним Китаєм, Індонезією, приекваторіальними районами південної частини Індійського океану аж до Мадагаскару та північної Австралії, у східній приекваторіальній Африці. Непогано виражені тропічні мусони на західному узбережжі Центральної Африки та Центральної Америки.

Завдання та контрольні запитання:

1. Охарактеризувати особливості циркуляції в середині тропічних широт.
2. Опишіть, що являють собою пасати. Внутрішньотропічна зона конвергенції. Де найчастіше вони зустрічаються.
3. Розгляньте як формуються тропічні циклони.
4. Охарактеризуйте мусони та наведіть місця їхнього поширення.

ПРАКТИЧНА РОБОТА 12-13

Вивчення основних чинників формування клімат..

Мета роботи: розглянути основні чинники формування клімату.

Теоретична частина

У самому визначенні поняття клімат називається чинники його формування. Перш ніж розглядати чинники формування клімату та його особливості, необхідно вказати на те, що атмосфера, як одна із оболонок Землі як планети, не ізольована від інших. Взаємодію всіх оболонок планети розглядають у кліматичній системі. Кліматична система – це атмосфера, гідросфера, літосфера, кріосфера та біосфера. Ці ланки кліматичної системи мають різні фізичні властивості. Так, об'єм атмосфери становить $3,82 \cdot 10^{12}$ км³ і 99,8% цього об'єму зосереджено в шарі висотою до 60 км. Маса повітря в цьому об'ємі становить $5,2 \cdot 10^{18}$ кг. 97,2% гідросфери зосереджено у світовому океані: тут її об'єм становить $1,37 \cdot 10^9$ км³, а маса $1,43 \cdot 10^{21}$ кг. Тобто об'єм гідросфери майже в 279 разів менший ніж об'єм атмосфери, а її маса в 275 разів більша за масу атмосфери.

Атмосфера та гідросфера мають також різну теплоємність та теплопровідність. Питома теплоємність води наближено в 4 рази більша, ніж теплоємність повітря. Теплопровідність води наближено в 20 разів більша. Тому вода світового океану є добрим акумулятором сонячної енергії протягом літа. Це тепло поступово протягом зими надходить в атмосферу. Просторові та часові зміни параметрів атмосфери значно більші, ніж гідросфери. Атмосфера – найрухливіше середовище. Швидкість вітру біля земної поверхні становить кілька метрів за секунду, а у вільній атмосфері – кілька десятків метрів за секунду. Середня ж швидкість океанічних течій близько 3,5 см/с. Отже, швидкість перемішування повітря на два порядки більша, ніж води. Але у порівнянні з іншими ланками кліматичної системи гідросферу слід вважати дуже рухливою. Тим більше, що в океанах відкрито

вихори подібні до атмосферних циклонів та антициклонів, вихороподібні кільцеві структури (“ринги,”) з діаметром до 100 км, які мають водні маси з іншими властивостями. Виявлені також глибинні течії.

Кріосфера включає морську кригу та кригу льодовиків на суходолі, а також сніговий покрив. Об’єм криги земної кулі становить $24 \cdot 10^6$ км³. За дослідженнями із космосу крига та сніг займають близько 10% поверхні Землі тобто $59 \cdot 10^6$ км², у тому числі крига материків займає $16 \cdot 10^6$ км². 90% площі цієї криги припадає на Антарктиду, 8% – на Арктику та 2% – на гірські райони суходолу.

Літосфера в кліматичній системі є найконсервативнішим компонентом. Основні фізичні характеристики її поверхневого або діяльного шару змінюються порівняно мало під впливом ґрунтоутворних процесів, вітрової та водної ерозії, висушування та зміни лісистості тощо. Деякі властивості поверхні суходолу інколи змінюються досить швидко. Так, альbedo та теплопровідність ґрунту суттєво змінюється при зволоженні та при обробці ґрунту для сільськогосподарського виробництва.

Властивості біосфери визначаються переважно рослинністю. Умови засвоєння сонячної радіації, тепло- та вологообмін з атмосферою, поверхневий стік, і відповідно вологообмін суходолу з океаном, визначають площі рослин, їх види, періоди вегетації. В умовах сільськогосподарського виробництва межі рослинного покриву безперервно змінюються. Крім того, вони змінюються в результаті вирубування лісів, особливо у тропічних широтах. До цього ж призводить випасання худоби, особливо в посушливих районах, що призводить до збільшення площ пустель, особливо помітно в Африці, де південна межа Сахари невпинно поширюється далі до екватора.

Компоненти кліматичної системи постійно взаємодіють, вони мають складні прямі та зворотні нелінійні зв’язки і обумовлюють одна одну. Прикладів такої складної взаємодії багато. Так, незважаючи на порівняно малу масу атмосфери, обмін кількістю руху її з океаном викликає більшу частину руху

води Світового океану. Через океанічні течії відбувається міжширотний обмін теплом в океані, тобто з тропічних широт у високі переноситься велика маса теплої води. В холодну частину року тепло з водної поверхні переноситься в атмосферу. Отже, океан відіграє значну роль у формуванні особливостей поля температури в атмосфері і через це особливостей її циркуляції. Циркуляція атмосфери у свою чергу є механізмом для обміну теплом, вологою і кількістю руху між океаном і суходолом, між атмосферою і суходолом. Обмін вологою безпосередньо між суходолом та океаном відбувається через стік річок і льодовиків.

Чинники формування клімату. Ці чинники уже згадувались при визначенні поняття „клімат”:

1. Радіаційні чинники формування клімату
2. Циркуляційні чинники
3. Підстильна поверхня
4. Морські течії
5. Рослинний покрив
6. Сніговий покрив
7. Рельєф

Завдання та контрольні запитання

1. Розкрити зміст поняття «кліматична система».
2. Проаналізуйте радіаційні та циркуляційні чинники формування клімату Землі.
3. Порівняйте особливості циркуляції у поясах високого атмосферного тиску, у зоні пасатів, мусонів, зоні конвергенції в середині тропічних широт, зоні циклонічної діяльності в помірних широтах. Чим визначається клімат західних та східних берегів материків.
4. Обґрунтуйте значення підстильної поверхні у формуванні клімату.
5. Наведіть особливості морського клімату.
6. Розгляньте особливості континентального клімату.
7. Континентальність клімату, показники континентальності.

8. Проаналізуйте вплив морських течій на клімат. Як виникають пустелі на узбережжях океанів.
9. Обґрунтуйте вплив рослинного покриву на клімат.
10. Обґрунтуйте вплив снігового покриву на клімат.
11. Обґрунтуйте вплив рельєфу на клімат.
12. Що таке висотна кліматична поясисть.
13. Як формуються гірські кліматичні курорти.
14. У чому схожість морського та гірського кліматів. Вплив гір на клімат прилеглої території.

ПРАКТИЧНА РОБОТА 14

Основні метеорологічні елементи клімату України.

Мета роботи: розглянути основні метеорологічні елементи клімату України (температурний та вітровий режими, опади).

Теоретична частина

Україна розміщена в основному в помірному тепловому поясі. Клімат її в цілому помірно-континентальний, лише на Південному березі Криму клімат субтропічний, середземноморського типу. Сонячна радіація є одним з визначальних факторів клімату. Сумарна сонячна радіація на території України за рік становить від 398-406 Дж/см² у північних і північно-східних районах до 560-561 Дж/см² на Південному березі Криму.

На формування клімату України роблять вплив помірні, арктичні і тропічні повітряні маси. Пануючими повітряними масами в Україні є помірні континентальні повітряні маси, вони і формують на значній території країни помірно-континентальний тип клімату. Лише на Південному березі Криму сформований субтропічний тип клімату. В Україні влітку і взимку переважає широтний (захід-схід) рух повітря, а навесні і восени – меридіональний (пів-ніч-південь) рух повітря.

Температура повітря в Україні змінюється залежно від надходження сонячної радіації. Середня річна температура на

території нашої країни на півночі становить $+6... + 7^{\circ}$ і на півдні $+12...+13^{\circ}\text{C}$. Найхолоднішою є північно-східна частина України, а найтеплішою – південно-західна і Південний берег Криму. Найхолодніший місяць – січень, найтепліший – липень.

Вітровий режим. Напрямок та швидкість вітрів залежать від сезонного розподілу багаторічних систем і їх взаємодії. Протягом більшої частини року (вересень – квітень) в Україні дмуть головним чином західні, південно-західні та північно-західні вітри. Лише в східних районах та Криму переважають вітри східних або північно-східних напрямків.

Опади розподіляються на території України нерівномірно. Кількість їх змінюється залежно від пори року, рельєфу, географічного положення місцевості та інших факторів. Найбільше опадів випадає у гірських районах Карпат (в окремих районах понад 1500 мм), найменше – на узбережжях Чорного та Азовського морів (~300-350 мм). Пересічна кількість опадів у Поліссі становить 550-700, у Лісостепу – 600-450 мм/рік.

Завдання та контрольні запитання:

1. Охарактеризуйте клімат України як багаторічний режим погоди.
2. Які основні фактори впливають на формування клімату України?
3. Чому дорівнює сумарна сонячна радіація на території України?
4. Які повітряні маси переважно формують клімат України?
5. Охарактеризуйте режим опадів в різних регіонах України.
6. Опишіть температурний режим атмосфери України в різні пори року, від чого він залежить і на що впливає.
7. Опишіть вітровий режим атмосфери України. Які регіони характеризуються наявністю місцевих вітрів?
8. Які несприятливі метеорологічні явища можуть виникати на території України? Дайте їх стислу характеристику.
9. Наведіть статистичні дані щодо частоти виникнення несприятливих метеорологічних явищ на території України.

ПРАКТИЧНА РОБОТА 15

Сучасні коливання клімату. Вплив людини на клімат.

Мета роботи: розглянути

Теоретична частина

Природні умови земної кулі постійно змінюються. Змінюється і клімат, який є одним із головних елементів географічного середовища. Всі елементи географічного середовища взаємозалежні. Найважливішими географічними чинниками, які впливають на клімат є розподіл суходолу й водної поверхні, рельєф, сніговий, крижаний, ґрунтовий, рослинний покрив. У свою чергу клімат безпосередньо визначає особливості ґрунтового, рослинного, снігового, крижаного покривів.

Під *зміною клімату* Землі або окремих її регіонів розуміють направлену прогресивну зміну, коли протягом тривалого часу відбувається закономірна зміна метеорологічного режиму, наприклад тривале поступове підвищення чи зниження температури під впливом зміни зовнішніх чи внутрішніх чинників формування клімату. Це поняття вживають тоді, коли мова йде про великі проміжки часу порядку геологічних епох. Зміни клімату можуть бути як природні, так і антропогенні, або техногенні, тобто пов'язані з господарською діяльністю людини.

Колівання клімату – це періодичні або ритмічні зміни клімату, за яких значення метеорологічних величин поступово і плавно змінюються між мінімумом та максимумом. Бувають вікові коливання клімату, коли метеорологічні величини змінюються протягом кількох сотень років, що мають характер поступового збільшення та зменшення їх значення. Бувають і внутрішньовікові коливання – це коливання метеорологічних величин, що відбуваються у межах століття. Виділяють періодичні коливання клімату, що повторюються через рівні проміжки часу.

Сучасні коливання клімату можна виявити на основі інструментальних спостережень, які в достатній кількості є з

кінця 19 ст. Основні риси сучасної зміни температури мають такий характер.

В кінці 19 ст. середня температура північної півкулі була на 0,3 °С нижчою від середньої багаторічної. З цього часу вона почала підвищуватись, причому потепління прискорилось в десятих роках 20 ст. і на початку двадцятих років температура стала вищою за середню багаторічну. В тридцятих роках потепління досягло максимуму, температура на 0,3 °С перевищила середню багаторічну. Отже з кінця 19 ст. до 30-х років 20 ст. середня температура північної півкулі підвищилась на 0,6 °С. Найбільше потепління відбулося у високих широтах зимою.

Після деякої стабілізації коливання температури продовжились. В 40-х роках 20 ст. знову почалося зниження температури, яке продовжувалось до 60-х років. В середині 60-х років середня температура північної півкулі була вже на 0,1-0,2 °С нижчою за середню багаторічну. З кінця 60-х років температура знову підвищується, причому потепління посилилось протягом останніх 10 років.

Отже, циклічні коливання температури повітря проявляються і протягом останніх 100 років. Враховуючи середню тривалість цих циклів 35 років та можливу їх тривалість від 20 до 50 років, слід очікувати, що останнє потепління клімату протягом найближчих 5-15 років може змінитись похолоданням.

Уже в кінці XIX ст. було доведено, що людина може впливати на клімат. На кількість сонячної радіації та циркуляцію атмосфери людина впливати не може, але їй під силу змінювати властивості підстильної поверхні і цим самим впливати на зміну метеорологічного режиму відповідних ділянок. Методи впливу людини на клімат поділяють на дві групи: 1) навмисний вплив, коли людина свідомо (спрямовано) планує зміну місцевих особливостей клімату; 2) ненавмисний (не спрямований) вплив, який відбувається як супутній наслідок господарської діяльності людини.

Завдання та контрольні запитання:

1. Чим відрізняються поняття зміни і коливання клімату?
2. Наведіть ознаки теплого, холодного, сухого і вологого кліматів минулого.
3. Опишіть зміни клімату в геологічному минулому (протягом кайнозойської ери).
4. Опишіть коливання клімату протягом останніх декількох тисяч років. Які вчені зробили вагомий внесок у дослідження коливань клімату минулого?
5. Охарактеризуйте сучасні коливання клімату.
6. Які астрономічні гіпотези пояснюють зміни клімату Землі?
7. Охарактеризуйте фізичні гіпотези, що пояснюють зміни клімату Землі. Які геолого-географічні гіпотези можуть пояснити зміни клімату Землі?
8. Дайте загальне визначення навмисного впливу людини на клімат.
9. Який вплив на мікроклімат здійснює зрошення?
10. Опишіть вплив осушення на клімат.
11. Яким чином на клімат місцевості впливають водосховища?
12. Охарактеризуйте вплив на мікроклімат таких заходів як зведення полезахисних лісових смуг та затримання снігу та талої води на полях.
13. Яким чином людина може навмисно місцево збільшити кількість атмосферних опадів?
14. Охарактеризуйте ненавмисний вплив людини на клімат: фактори впливу і наслідки.
15. Яким чином на клімат впливає збільшення світового виробництва промислової енергії?

СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

Базова

1. Антонов В. С. Короткий курс загальної метеорології. – Чернівці: Рута, 2004. – 336 с.
2. Воронов Г. С., Проценко Г. Д. Основи метеорології. Ч. I. – ВПЦ „Київський університет”, 2002. – 160 с.
3. Воронов Г. С., Паламарчук Л. В. Основи метеорології. Ч. II. – ВПЦ „Київський університет”, 2004. – 143 с.
4. Галік О. І., Корбутяк М. В., Кушнірук Ю. С. Основи метеорології: Навчальний посібник. – Рівне: НУВГП, 2009. – 256 с.
5. Галік О. І., Корбутяк М. В., Кушнірук Ю. С. Метеорологія та кліматологія: Навчальний посібник. – Рівне: НУВГП, 2011. – 147 с.
6. Гончарова Л. Д. Клімат і загальна циркуляція атмосфери: [Навч. посібник] / Л. Д. Гончарова, Е. М. Серга, Є. П. Школьний. – К. : КНТ, 2005. – 251 с.
7. Долгілевич М. Й. Метеорологія і кліматологія: Навчальний посібник. – Житомир, 2001. – 243 с.
8. Дроздов О. А. Климатология. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 250 с.
9. Кнорр Н. В. Основи метеорології та кліматології: Навчальний посібник. – Херсон, 2003. – 120 с.
10. Клімат України / За ред. В. М. Ліпінського, В. А. Дячука, В. М. Бабіченко. – Київ: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
11. Моргоч О. В. Метеорологія і кліматологія: історія розвитку. Конспект лекції. – Чернівці: Рута, 2003. – 48 с.
12. Проценко Г. Д. Метеорологія та кліматологія: Навчальний посібник. – К., 2007.
13. Хабутдинов Ю. Г., Шанталінский К. М. Метеорология и климатология. Учение об атмосфере: Учебное пособие. – Казань: Изд-во Казанского университета, 2000. – 184 с.
14. Хромов С. П., Петросянц М. А. Метеорология и климатология. – М.: Изд – во МГУ, 1994.

15. Чернюк Г. В. Метеорологія і кліматологія / Г. Чернюк, В. Лихолат. – Тернопіль: «Підручники і посібники», 2005. – 112 с.
16. Шубер П. М., Таранова Н. Б. Метеорологія і кліматологія. Практикум. Навчальний посібник. Тернопіль-Львів, 2008. – 219 с.

Допоміжна

1. Алисов Б. П., Полтораус М. И. Климатология. – М.: Наука, 1985. – 264 с.
2. Бобылев В. П., Саввин А. В., Пустоварова Т. М. Методические указания к проведению практических и лабораторных работ по метеорологии и климатологии. – Днепропетровск: НМетАУ, 2003. – 40 с.
3. Волошина А. П. Руководство к лабораторным занятиям по метеорологии и климатологии / Волошина А. П., Евневич Т. В, Земцова А. И. – М. : изд-во МГУ, 1975. – 144 с.
4. Географический энциклопедический словарь. Понятия и термины. – М.: Советская энциклопедия, 1988. – 432 с.
5. Географічна енциклопедія України, т.1-3. – Київ: УЕ, 1989, 1990, 1993.
6. Гуральник И. И., Дубинский Г. П. и др. Метеорология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 436 с.
7. Гуральник И. И. Сборник задач и упражнений по метеорологии / И. И. Гуральник, В. В. Ларин, С. В. Мамиконова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 192с.
8. Жаков С. И. Общие климатические закономерности Земли / С. И. Жаков. – М.: Просвещение, 1984. – 159 с.
9. Колесник П. І. Метеорологія. Практикум / П. І. Колесник. – К.: Вища шк., 1986. – 175с.
10. **Конспект лекцій з курсу «Метеорологія та кліматологія» для студентів спеціальності 6.070800 усіх форм навчання. – Суми: Вид-во СумДУ, 2004. – Ч. I і II.**
11. Лосев К.С. Климат вчера, сегодня и завтра? – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 250 с.

12. Любар І. Г. Народ завбачує погоду / І. Г. Любар. – К. : Т-во «Знання» УРСР, 1990. – 32 с.
13. Мартинюк В. О. Фізична географія : короткий довідник. Навчальний посібник / В. О. Мартинюк. – Рівне : РІС КСУ, 2007. – 72 с.
14. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 738 с.
15. Методичні вказівки до виконання лабораторних робіт з курсу “Метеорологія і кліматологія” / укладач В. О. Тюленєва. – Суми: Видавництво СумДУ, 2010. – 84 с.
16. Мильков Ф. М., Бережной А. В., Михно В. Б. Терминологический словарь по физической географии / Под ред. Ф. Н. Милькова: Справ. пособие. – М.: Высшая школа, 1993. – 288 с.
17. Остапенко П. Д. Вопросы о погоде / П. Д. Остапенко. – Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 240 с.
18. Проблеми фізики хмар і активних впливів на метеорологічні процеси / За ред. А. В. Силаєва. – К., Наукова думка, 2004. – 345 с.
19. Семенченко Б. А. Физическая метеорология. – М.: Аспект-Пресс, 2002. – 416 с.
20. Ушаков С. А. Дрейф материков и климаты Земли / С. Ушаков, Н. Ясаманов. – М.: Мысль, 1984. – 206 с.
21. Хромов С. П. Метеорологический словарь / С. П. Хромов, Л. И. Мамонтова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 568 с.
22. Хромов С. П. Метеорология и климатология для географических факультетов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 456 с.
23. Чирков Ю. И. Агрометеорология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 147 с.
24. Щербань М.І. Клімати земної кулі. – К., 1986.- 166 с.
25. Ясаманов Н. А. Занимательная климатология / Н. А. Ясаманов. – М. : Знание, 1989. – 192 с

Інформаційні ресурси

1. <http://www.meteo.com.ua/hmc.php>;
2. http://www.franko.lviv.ua/faculty/geology/phis_geo/fourman/E

-books-

[FVV/Programmes/Klimatology%20and%20Meteorology/Klimat.html](#);

3. <http://www.odeku.edu.ua/ua/index.php>;
4. http://www.geo.univ.kiev.ua/?d_id=69.
5. <http://www.wmo.int>
6. [Український гідрометеорологічний центр](#),
<http://www.meteo.com.ua>
7. World Meteorological Organization