

МЕТЕОРОЛОГІЯ

З ОСНОВАМИ КЛІМАТОЛОГІЇ

Навчальний посібник
для фахівців галузі знань природничих наук

Укладачі : Вальчук-Оркуша О.М., Ситник О.І.

Умань
Видавничо-поліграфічний центр "Візаві"
2015

УДК 551.5 + 551.58
ББК 26.23 я73 + 26.234.7 я73
В 15

*Рекомендовано до друку рішенням Вченої ради Вінницького державного
педагогічного університету імені Михайла Коцюбинського
(протокол № 8 від 28.01.2015 р.)*

Рецензенти:

О.В. Браславська – доктор педагогічних наук, професор, завідувач кафедри географії та методики її навчання Уманського державного педагогічного університету імені Павла Тичини.

В.М. Воловик – доктор географічних наук, доцент кафедри географії Вінницького державного педагогічного університету імені Михайла Коцюбинського.

Г.О. Волжаніна – начальник метеорологічної станції Умань, Почесний працівник гідрометеорологічної служби України.

Вальчук-Оркуша О. М., Ситник О. І.

В15 Метеорологія з основами кліматології : навч. посіб. / О. М. Вальчук-Оркуша.
Умань: Видавничо-поліграфічний центр «Візаві», 2015. – 224 с.

Навчальний посібник знайомить студентів з основними метеорологічними процесами та явищами і методикою складання кліматичних характеристик території, що необхідно для фахівців галузі природничих наук.

Також наведено характеристики метеорологічних показників, розглянуто сучасні методи вимірювання, обробки, обчислення і визначення метеорологічних характеристик. Із кожної теми розроблені завдання і сформульовані запитання для самоперевірки. Вміщено словник термінів.

Посібник розрахований для студентів галузі знань «Природничі науки».

УДК 551.5 + 551.58

ББК 26.23 я73 + 26.234.7 я73

З М І С Т

Вступ	6
Метеорологія і кліматологія як наука та її значення для національного господарства	6
Розділ 1. Організація метеорологічних спостережень в Україні та світі	9
1.1. Всесвітня служба погоди	9
1.2. Розвиток гідрометеослужби в Україні	11
Розділ 2. Основні характеристики атмосфери	17
2.1. Склад атмосфери	17
2.2. Вертикальне розшарування атмосфери	19
2.3. Горизонтальна неоднорідність атмосфери	21
2.4. Методи дослідження атмосфери	22
Розділ 3. Сонячна радіація	25
3.1. Сонце як джерело енергії	25
3.2. Інтенсивність сонячної радіації і одиниці її вимірювання	26
3.3. Послаблення сонячної радіації в атмосфері	27
3.4. Види сонячної радіації	27
3.5. Довгохвильове випромінювання Землі і атмосфери	30
3.6. Радіаційний баланс	31
Розділ 4. Тепловий режим ґрунту і водоймищ	34
4.1. Нагрівання і охолодження ґрунту	34
4.2. Добовий і річний хід температури поверхні ґрунту	36
4.3. Зміна температури ґрунту з глибиною	37
4.4. Термоізоплети та термоізохрони ґрунту	38
4.5. Промерзання ґрунту. Багаторічна мерзлота	38
4.6. Нагрівання і охолодження водойм	39
4.7. Тепловий баланс діяльної поверхні	45
Розділ 5. Тепловий режим атмосфери	45
5.1. Процеси нагрівання і охолодження повітря	46
5.2. Вплив характеру діяльної поверхні на нагрівання і охолодження повітря	46
5.3. Вплив рослинного покриву і міських умов на температуру повітря.	47
5.4. Заморозки	48
5.5. Добовий і річний хід температури повітря	50
5.6. Інверсії	51
5.7. Географічний розподіл температури приземного шару атмосфери	53
5.8. Неперіодичні зміни температури повітря	54
5.9. Вертикальний градієнт температури	55
5.10. Адіабатичні процеси в атмосфері	55
5.11. Термічна стратифікація атмосфери стосовно вертикальних переміщень сухого повітря і повітря з ненасиченою водяною парою	55
5.12. Вологоадіабатичні процеси в атмосфері	57
Розділ 6. Водяна пара в атмосфері і хмари	60
6.1. Випаровування. Тиск насиченої водяної пари	61
6.2. Випаровування в природних умовах	61
6.3. Характеристики вологості повітря і зв'язок між ними	61
6.4. Добовий і річний хід парціального тиску водяної пари і відносної вологості	62
6.5. Умови конденсації водяної пари	63
6.6. Конденсація водяної пари на земній поверхні і наземних предметах	64
6.7. Туман. Серпанок	67

6.8. Хмари. Міжнародна класифікація хмар	70
6.9. Склад хмар	75
6.10. Утворення різних форм, видів і різновидів хмар	76
6.11. Стратосферні і мезосферні хмари	81
6.12. Висота і потужність хмар	81
Розділ 7. Атмосферні опади	84
7.1. Класифікація опадів	84
7.2. Процеси збільшення хмарних елементів	85
7.3. Утворення опадів	86
7.4. Активний вплив на гідрометеорологічні процеси (хмарність, опади, тумани)	88
7.5. Добовий і річний хід опадів. Географічний розподіл опадів	89
7.6. Мінливість умов зволоження та посушливі явища	90
7.7. Водний баланс земної кулі	91
7.8. Сніговий покрив	92
Розділ 8. Атмосферний тиск	97
8.1. Тиск і щільність повітря. Віртуальна температура	97
8.2. Зміна атмосферного тиску з висотою	97
8.3. Розподіл атмосферного тиску біля земної поверхні	99
8.4. Карти баричної топографії	102
8.5. Горизонтальний баричний градієнт	104
8.6. Добовий та річний хід атмосферного тиску	105
Розділ 9. Повітряні течії в атмосфері	108
9.1. Вітер біля земної поверхні	108
9.2. Вплив перешкод на вітер	109
9.3. Сили, що виникають під час руху повітря	110
9.4. Рух повітря в різних баричних системах	111
9.5. Зміна швидкості і напрямку вітру з висотою	112
9.6. Термічна циркуляція в атмосфері	113
9.7. Циклони	114
9.8. Антициклони	117
9.9. Місцеві вітри	118
9.10. Шквали	121
9.11. Маломасштабні вихори	121
9.12. Загальна циркуляція атмосфери	122
Розділ 10. Повітряні маси і атмосферні фронти	128
10.1. Повітряні маси	128
10.2. Атмосферні фронти	128
10.3. Кліматологічні фронти	132
10.4. Струминні течії	134
Розділ 11. Оптичні і електричні явища в атмосфері	135
11.1. Оптичні явища в атмосфері	135
11.2. Дальність видимості	136
11.3. Явища, зумовлені заломленням світла в атмосфері	137
11.4. Явища, обумовлені дифракцією світла в хмарах і тумані	137
11.5. Електричні явища в атмосфері	138
Розділ 12. Погода	141
12.1. Погода	141
12.2. Типи погоди	147
Розділ 13. Клімат	150
13.1. Кліматоутворюючі чинники	150
13.2. Класифікація макрокліматів	152

13.3. Клімати земної кулі	155
13.4. Мікроклімат та методи його дослідження	158
13.5. Мікроклімат міста та лісу	160
13.6. Зміни та коливання клімату	161
13.7. Зміни клімату в геологічному минулому	162
13.8. Зміни клімату за історичний час	163
13.9. Гіпотези, що пояснюють зміни клімату землі	164
13.10. Клімат і людське суспільство	166
Розділ 14. Метеорологічні прилади	169
14.1. Прилади для вимірювання сонячної радіації	169
14.2. Прилади для вимірювання температури ґрунту і повітря	172
14.3. Прилади для вимірювання характеристик вологості повітря	180
14.4. Прилади для вимірювання атмосферних опадів	184
14.5. Прилади для вимірювання атмосферного тиску	187
14.6. Прилади для вимірювання характеристик вітру	188
14.7. Прилади для вимірювання тиску, температури, вологості повітря в вільній атмосфері	193
Розділ 15. Проведення метеорологічних спостережень	194
15.1. Вимоги щодо розташування метеомайданчика та розміщення приладів на ньому	194
15.2. Строки та програма метеорологічних спостережень	195
15.3. Спостереження за атмосферними явищами	196
Словник метеорологічних термінів	207
Література	222



В С Т У П

МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ ЯК НАУКА ТА ЇХ ЗНАЧЕННЯ ДЛЯ НАЦІОНАЛЬНОГО ГОСПОДАРСТВА

Метеорологія – наука про атмосферу, її склад, будову, властивості, фізичні і хімічні процеси і явища, які відбуваються в ній. Метеорологія походить від грецьких слів „метеор” – небесне явище та „логос” – вчення. Земля, як небесне тіло, має повітряну оболонку, яка називається атмосферою. Атмосфера утримується силою земного тяжіння і обертається разом із Землею як одне ціле. Із визначення дисципліни видно, що предметом вивчення метеорології є атмосфера.

В атмосфері постійно перетворюється промениста енергія, відбувається кругообіг тепла, вологи та різних домішок, розвиваються оптичні, електричні та інші явища. Атмосферні процеси і явища виникають і розвиваються в основному в результаті перетворення променистої енергії Сонця, яка надходить на Землю. При вивченні цих процесів широко використовуються закони, встановлені гідромеханікою, термодинамікою та іншими розділами фізики. Отже, метеорологія – наука геофізична, це фізика атмосфери.

У метеорології широко вживається поняття погода. *Погода* – це фізичний стан атмосфери у певний час на певній території. Показники, що характеризують фізичний стан атмосфери, називаються метеорологічними величинами. Це атмосферний тиск, температура та вологість повітря, світло, хмарність, прозорість атмосфери тощо. Крім метеорологічних величин стан атмосфери характеризують явищами погоди або атмосферними явищами. Атмосферні явища – результат взаємодії різних атмосферних процесів, що характеризуються певним сполученням кількох метеорологічних величин. Це атмосферні опади, гроза, туман, серпанок, роса, іній, пилова буря, хуртовина, гало, райдуга та інші оптичні і електричні явища. Стан атмосфери у кожному місці постійно змінюється. Про погоду можна говорити у певному пункті, у певному районі, за визначеним маршрутом тощо.

З поняттям „погода” тісно пов’язане поняття „клімат”. *Клімат* – це багаторічний режим погоди певної місцевості, зумовлений сонячною радіацією, її перетворенням у діяльному шарі земної поверхні та пов’язаною з ними загальною циркуляцією атмосфери і океану.

У визначенні клімату вказані чинники, під дією яких і формується клімат даної місцевості. В географії використовується і простіше визначення клімату – це багаторічний режим погоди, властивий даній місцевості через її географічне положення. Під характерним режимом погоди варто розуміти не лише умови погоди, які найчастіше повторюються, але й погоду виключних для певної місцевості років.

У літературі зустрічається таке поняття, як глобальний клімат. Це клімат земної кулі, який поєднує всі типи клімату. Крім того, зустрічається поняття макроклімат. Це клімат великомасштабного географічного регіону, континенту або всієї земної кулі.

У поняття клімату входять нерозривно пов’язані з ним мікрокліматичні особливості, тобто місцеві особливості режиму інсоляції, температури повітря та ґрунту, вітру і вологості, випаровування тощо.

Ці особливості обумовлені формою рельєфу, експозицією схилів, типом ґрунту, характером рослинності, штучними спорудами тощо. Місцеві особливості клімату, обумовлені неоднорідністю будови підстильної поверхні, називаються мікрокліматом. Мікрокліматичні особливості окремих ділянок можуть мати велике практичне значення. Вони можуть суттєво впливати на швидкість танення снігу, інтенсивність приморозків, тривалість розвитку рослин, швидкість вітру тощо.

Так і виділилась окрема наука – *кліматологія*. Вона вивчає закономірності формування кліматів, їх розподіл на земній кулі та зміни в минулому і майбутньому. Отже, метеорологія вивчає атмосферні процеси і явища і є геофізичною наукою, а

кліматологія вивчає клімат, тобто одну із найважливіших фізико-географічних характеристик місцевості і є самостійною географічною наукою.

Кліматологія є тією ланкою, яка пов'язує між собою метеорологію і географію. В географії метеорологія займає одне із перших місць, оскільки клімат є визначальним чинником у ході біологічних процесів, розповсюдженні рослин, їх хімічного складу та врожайності, ґрунтоутворювальних процесів, процесів вивітрювання, формування географічної зональності.

Дуже важливим є так званий кліматологічний аспект в метеорології. Тобто вивчення впливу географічних умов на хід процесів в атмосфері, Це забезпечує необхідну повноту теоретичного вивчення метеорологічних процесів і явищ, отже, кліматологія є географічною наукою і в той же час є одним із заключних розділів метеорології, в якому вивчаються закономірності багаторічного режиму процесів і явищ та їх географічний розподіл. У XVIII ст. ці науки ще не ділили на метеорологію та кліматологію. Не дивно, що й до цього часу між ними існує дуже тісний зв'язок, часто межі не чіткі. У сучасній кліматології широко використовуються фізико-математичні методи дослідження, моделювання з використанням потужної обчислювальної техніки.

Сучасну метеорологію за специфікою завдань та методів досліджень можна поділити на ряд розділів, які мають характер окремих наукових дисциплін. Це *динамічна метеорологія*, яка вивчає динаміку атмосфери, *фізика граничного шару*, *фізика верхніх шарів атмосфери*, *фізика хмар і опадів*, *актинометрія*, *синоптична метеорологія* тощо. Синоптична метеорологія вивчає закономірності зміни погоди на великих територіях з метою їх прогнозу. В основу синоптичної метеорології покладено синоптичний метод, що полягає в аналізі синоптичних процесів на синоптичних картах. Це географічні карти, на які наносять умовними значками матеріали одночасних метеорологічних спостережень.

В останні десятиріччя в практиці служби погоди використовуються чисельні методи завбачення погоди. В основі чисельних методів прогнозу погоди лежать системи рівнянь, що описують хід атмосферних процесів і явищ у часі та просторі. Сучасні ЕОМ такі спрощені рівняння вирішуються швидко. Найбільшого прогресу досягнуто в чисельному прогнозі баричного поля.

Метеорологія та кліматологія, як і будь-які інші науки, має задовольняти практичні потреби суспільства. Тим більше, що метеорологічні умови справляють різнобічний вплив на діяльність людини. Величезної шкоди завдають такі стихійні лиха, як посухи, сильні вітри, повені. Інколи вони вражають господарства цілих держав і навіть супроводжуються людськими жертвами. Великої шкоди господарству завдають і такі явища, як сильні зливи та снігопади, гроза, град, сильні морози, приморозки, ожеледь, тумани, хуртовини, пилові бурі, суховії, велика спека тощо.

Для зменшення негативного впливу небезпечних явищ природи державна гідрометеорологічна служба повинна: а) забезпечувати різні галузі народного господарства та армію поточною гідрометеорологічною інформацією; б) організовувати детальне вивчення умов виникнення та поширення небезпечних метеорологічних явищ погоди; в) попереджати керівні органи різних рівнів держави про можливе виникнення небезпечних явищ; г) розробляти методи активного впливу на розвиток цих явищ; д) визначати кліматичні характеристики, які необхідні при проектування доріг, мостів та інших споруд.

Найбільше залежить від погоди та клімату сільськогосподарське виробництво. Взагалі можливість вирощування тих чи інших видів сільськогосподарських культур визначається необхідною кількістю тепла та світла, а врожайність їх – кількістю опадів та запасами вологи в ґрунті. У нашій країні близько 70 % площ, зайнятих сільськогосподарськими культурами, розміщені в районах недостатнього та нестійкого зволоження. Вибір оптимальних термінів сівби, доцільність та строки внесення мінеральних добрив, проведення різних агротехнічних та меліоративних заходів – усе це визначається метеорологічними умовами. Умови проведення посіву, обробітку ґрунту,

збирання врожаю визначають продуктивність сільськогосподарських машин і врешті решт відбиваються на врожайності сільськогосподарських культур. Усі ці питання вивчаються у великому розділі метеорології, який має характер самостійної науки і називається *агрометеорологією*.

Іншим великим розділом є *транспортна метеорологія*. Серед різних видів транспорту найбільше залежить від погоди авіація. Низькі хмари, тумани, сильні опади, хуртовини, пилові бурі, грози, сильні вітри перешкоджають або навіть виключають зліт і посадку літаків. Із збільшенням швидкості літаків та відстані їх польотів метеорологічне забезпечення авіації ускладнюється. Навіть розвиток технічних засобів керування польотами літаків мало зменшує залежність авіації від погоди. Необхідною метеорологічною інформацією та прогнозами погоди авіацію забезпечують синоптики авіаційних метеорологічних станцій, які є в усіх аеропортах держави та світу.

Одним із важливих завдань гідрометеорологічної служби є забезпечення безпеки роботи річкового та морського флоту. Важливою для забезпечення плавання є інформація про сильні вітри, хвилювання води, тумани, ймовірність зустрічі з кригою. Отже прогнози погоди і штормові попередження повинні включати інформацію про ці явища.

Стан шляхів, умови видимості, снігові замети, наявність льоду на дорогах впливають на безпеку руху автомобільного транспорту. Тому для автомобілістів також складаються прогнози погоди на автошляхах. Відомості про метеорологічний режим широко використовуються при проектуванні та експлуатації споруд різного призначення: аеродромів, шосейних і залізних доріг, ліній електропередач, газо- і нафтопроводів, портів, гідроелектростанцій, водосховищ та житлових будинків. Зокрема кліматичні умови визначають товщину стін будинків, тривалість сезону опалення. В одних кліматичних умовах будівельники забезпечують максимальне проникнення світла до побутових та службових приміщень, а в інших вони повинні подбати про захист приміщень від надмірного їх нагрівання влітку.

Вивченням впливу погоди та клімату на організм людини, а також вивченням кліматичних умов курортів займається *медична кліматологія*. *Лісова кліматологія* вивчає вплив кліматичних умов на ріст, розвиток та продуктивність лісів, вивчає мікроклімат лісів, а також вплив лісу на клімат прилеглої території.

Нарешті забруднення атмосфери залежить не лише від об'єму промислових викидів. Вміст газоподібних, твердих та рідких домішок в атмосфері великою мірою регулюється метеорологічними умовами, у першу чергу термічною стратифікацією атмосфери, швидкістю вітру, атмосферними опадами тощо. Забруднення атмосфери у великих містах суттєво залежить від того, чи достатньо в ньому зелених насаджень, наскільки враховано переважаючі напрямки вітрів, наскільки місто провітрюється.



Р О З Д І Л 1

Організація метеорологічних спостережень в Україні та світі

1.1. ВСЕСВІТНЯ СЛУЖБА ПОГОДИ

Необхідність міжнародної співпраці в галузі метеорології стала очевидною для вчених ще в середині XIX ст., коли була складена перша карта погоди. Атмосферні процеси над поверхнею Землі розвиваються без будь-якого зв'язку з державними кордонами, і по самій своїй суті служба погоди може функціонувати й бути ефективною тільки як служба міжнародна, організована в масштабах земної кулі.

Не дивно, що тісна міжнародна співпраця між вченими-метеорологами зародилася й була організаційно оформлена раніше, ніж між ученими інших спеціальностей.

На початку 70-х рр. XIX сторіччя (1872-1873 рр.) заснована Міжнародна метеорологічна організація (ММО), яка після другої світової війни, в 1951 р., була реорганізована й, стала одним із спеціалізованих агентств Організації Об'єднаних Націй (ООН), одержала нове найменування – Всесвітня метеорологічна організація (ВМО).



Рис. 1.1. Будинок секретаріату ВМО в Женеві

Основне призначення ВМО – сприяти міжнародній співпраці в розвитку мережі метеорологічних і гідрологічних станцій, проведенню метеорологічних спостережень, здійсненню швидкого обміну метеорологічною інформацією, стандартизації метеорологічних приладів, методів обробки й аналізу результатів спостережень, форм метеорологічного забезпечення всіх галузей національних господарств, а також заохоченню наукових досліджень і освіти в галузі метеорології.

При всьому різноманітті державного ладу, структури адміністративного апарату й системи підпорядкування національних метеорологічних служб у різних країнах світу, метеорологи на всій нашій планеті працюють, керуючись єдиними рекомендаціями, або так званими технічними регламентами ВМО, і в професійному відношенні їхня праця на метеорологічних станціях, скажімо, Вогняної Землі ідентична праці на острові Пасхи або на станціях в Арктиці.

Всесвітня метеорологічна організація – ВМО – є міжурядовою міжнародною організацією, членами якої є близько 180 держав й 5 територій; у ВМО, таким чином, офіційних Членів – більше, ніж в ООН. Вищим конституційним органом ВМО є Всесвітній метеорологічний конгрес, що визначає загальну політику й програму роботи Організації на найближчі роки. Він скликається раз у чотири роки. На сесії Конгресу з'їжджаються представники всіх країн і територій – рівноправних Членів Організації. Конгрес обирає Виконавчу Раду, що складається з 36 керівників національних метеорологічних служб. Виконавча Рада ВМО керує виконанням програми, затвердженої Конгресом, обирає президента й трьох віце-президентів Організації.

ВМО має шість регіональних асоціацій, що складаються з членів ВМО відповідних географічних районів: Африки (Регіональна асоціація I), Азії (II), Південної Америки (III),

Північної й Центральної Америки (IV), Південного заходу Тихого океану (V) і Європи (VI). Регіональні асоціації координують діяльність Членів ВМО в межах своїх географічних районів.

Основна практична робота із програми ВМО виконується технічними комісіями, що складаються з експертів, призначених Членами Організації. Усього у ВМО вісім технічних комісій: авіаційної метеорології, атмосферних наук, гідрології, кліматології, морської метеорології, основних систем, приладів і методів спостережень, сільськогосподарської метеорології. Кожна технічна комісія очолюється президентом, що обирається Виконавчою Радою.

Для технічної роботи й допомоги у виконанні функцій Виконавчої Ради, регіональних асоціацій і технічних комісій існує Секретаріат ВМО, штаб-квартира якого перебуває у Швейцарії, у Женеві. Генеральний секретар ВМО і його заступники обираються Конгресом Організації. Всі органи ВМО, за винятком Секретаріату, існують на громадських засадах, діяльність всіх осіб, залучених до їхньої роботи, протікає за сумісництва з роботою в національних метеорологічних службах.

Бюджет ВМО складається із внесків Членів Організації, пропорційних розмірам національного доходу кожної країни. Витрата коштів відбувається відповідно до рішень Конгресу й Виконавчої Ради ВМО.

Метеорологічні служби різних країн світу, залишаючись національними за структурою, організацією, завданням, що розв'язуються у межах своєї країни, разом з тим функціонують за міжнародними стандартами й відповідно до рекомендацій ВМО, беруть участь у реалізації окремих міжнародних програм, спільно розроблених всіма країнами.

Одна з таких програм, найбільша й найзначніша в рамках ВМО - ВМО за всю історію міжнародного метеорологічного співробітництва, одержала назву проекту Всесвітньої служби погоди (ВСП). Цей проект був розроблений в 60-х рр. XX сторіччя й успішно втілюється в життя вже упродовж понад 50 років.

Програма проекту Всесвітньої служби погоди розроблялася вченими-експертами ряду країн, спеціально запрошеними Секретаріатом Всесвітньої метеорологічної організації для виконання цієї роботи. У розробці програми активну участь брали вчені СРСР, США, Великобританії, Франції й інших держав, що мають добре організовані й технічно оснащені національні метеорологічні служби.

Ініціаторами розробки проекту ВСП були радянський учений академік В. А. Бугаєв і американський учений доктор Г. Векслер, які виступили разом із цією пропозицією в 1963 р. на IV Конгресі ВМО, що схвалив цю ідею, після чого в Секретаріаті Організації був створений спеціальний відділ, для координації всієї роботи з підготовки проекту. Основні положення проекту ВСП були розглянуті й схвалені V Всесвітнім конгресом в 1967 р. в Женеві.

Основу ВСП становлять три глобальні системи: спостережень (ГСС), обробки даних (ГСОД) і телезв'язку (ГСТ). Передбачалось створення трьох світових метеорологічних центрів (ММЦ), зв'язаних між собою й з десятками регіональних метеорологічних центрів (РМЦ) швидкодійними лініями зв'язку. Вся мережа метеорологічних станцій на земній кулі входить в єдину систему збору й обробки метеорологічної інформації, організується одержання даних з акваторій океанів, з полярних і малонаселених районів Землі, з метеорологічних штучних супутників. Для збору й обробки метеорологічної інформації використовуватимуться новітні технічні засоби. Проект передбачає також виконання дослідницької програми, організацію підготовки кадрів метеоспеціалістів у країнах, що розвиваються, надання допомоги останнім у технічному переозброєнні національних метеорологічних служб. Практична робота із проекту ВСП почата в 1968 р. й триває успішно зараз.

Глобальна система спостережень складається більш ніж з 10 000 наземних метеорологічних станцій і 800 аерологічних пунктів радіозондування атмосфери. Результати їхніх спостережень використовуються для обміну метеорологічною

інформацією в масштабах земної кулі. Крім цієї міжнародної мережі станцій, у глобальну систему спостережень входять кораблі погоди, а також торговельні судна, на борту яких ведуться метеоспостереження, і літаки цивільної авіації, що повідомляють інформацію під час виконання рейсів.

В океанах південної півкулі між 20 і 65° широти регулярно повідомляють погоду близько 300 буйкових станцій, крім того, близько 50 буїв функціонує в тропічних водах і в Північній Атлантиці.

Передбачено випуск дрейфуючих буїв у період проведення окремих міжнародних експериментів. Планується також використання куль-зондів і радіозондів, що скидають із літаків. Все це входить у комплекс спостережень по науковій програмі ВСП.

Не менш трьох полярноорбітальних штучних супутників Землі й п'яти супутників на геостаціонарних орбітах ведуть постійні спостереження за погодою, результати яких також включаються в систему міжнародного обміну метеоінформацією.

Глобальна система обробки даних складається із трьох діючих Світових метеорологічних центрів (ММЦ), що перебувають у Москві (Обнінськ), Вашингтоні й Мельбурні, 31 Регіонального метеорологічного центра (РМЦ) і більше 140 Національних приземної метеорологічних центрів (НМЦ). Всі ці центри оснащені сучасною комп'ютерною технікою, за допомогою якої здійснюється контроль, обробка й аналіз всієї метеорологічної інформації та результатів зондування двічі на добу для стандартних рівнів атмосфери від земної поверхні до висоти 30 км. Чотири рази на добу складаються прогностичні карти - приземні, небезпечних явищ погоди й висотні – для різних рівнів аж до висоти 21 км, а також карти тропопаузи й максимальної швидкості вітру. Вся система обробки метеоінформації розрахована на використання оптимально повної інформації, оброблюваної з максимально можливою швидкістю й доступної всім її споживачам.

ВСП передбачає створення системи швидкодіючих ліній зв'язку, що з'єднують між собою Світові метеорологічні центри, а також Регіональні метеорологічні центри й Регіональні вузли телезв'язку. Ця система одержала назву глобальної системи телезв'язку. До її ліній підключаються й національні метеорологічні центри, і, таким чином, забезпечується обмін метеорологічною інформацією на всій поверхні земної кулі.

Передача даних спостережень за погодою й прогнозів погоди глобальною системою телезв'язку здійснюється як у цифровій (кодованій) формі, так і у вигляді карт погоди. Діють як дротові лінії зв'язку, так і радіозв'язок, у тому числі працюючі з використанням високоорбітальних супутників зв'язку та Інтернет.

1.2. РОЗВИТОК ГІДРОМЕТЕОСЛУЖБИ В УКРАЇНІ

Інформація про гідрометеорологічні умови, прогнози їх змін є одним із важливих чинників, що забезпечують сталий соціально-економічний розвиток, обороноздатність та безпеку держави. Ця надзвичайно цінна інформація використовується майже в усіх сферах людської діяльності. Повсякденна цілодобова робота метеорологів, гідрологів, синоптиків дає змогу практично всім галузям економіки запобігти можливим збиткам від небезпечних явищ природи.

Пригадаємо основні віхи історичного шляху, який пройшла вітчизняна гідрометеослужба. Перші інструментальні метеорологічні спостереження на території України розпочато наприкінці XVIII ст. Систематичні спостереження за погодою, режимом річки Дніпро біля Києва почав проводити видатний громадський діяч та вчений Максим Федорович Берлінський. Мережу метеорологічних спостережень на Південному заході Російської імперії організував вчений О.В. Клосовський наприкінці 70-х рр. XX ст. У 1892 р. вона нараховувала 1648 пунктів спостережень, які розміщувались від Бессарабії до Криму та від Одеси до Чернігова. 1892 р. також організована Наддніпрянська метеорологічна мережа, яка вже в 1896-му нараховувала понад 700 пунктів спостережень. Велике значення в розвитку гідрометеорологічної науки мало відкриття в Україні

університетів, завдяки яким у першій половині XIX ст. значно активізувались систематичні наукові дослідження в галузі гідрометеорології, кліматології, геофізики.

15 травня 1855 р. при університеті Св.Володимира була відкрита Київська метеорологічна обсерваторія, правонаступницею якої є Центральна геофізична обсерваторія (ЦГО) МНС України, головна методична організацій гідрометслужби України.

До 1914 р. на території України майже в кожній губернії існували власні мережі гідрометеорологічних спостережень. Утримувались вони за рахунок бюджету губерній.

Декретом Ради Народних Комісарів України 19 листопада 1921 року створена єдина державна метеорологічна служба України – Укрмет, які в грудні 1929 року реорганізували в Гідрометеорологічний комітет. До його складу увійшли всі метеорологічні та гідрологічні організації, що існували в Україні.

Під час Великої Вітчизняної війни гідрометеорологічна служба України входила до складу Збройних Сил. Основним її завданням було забезпечення діючої армії.

У післявоєнні роки розпочалося відновлення старих та відкриття нових гідрометеорологічних станцій і постів. За успішне виконання цього завдання Українському управлінню гідрометеорологічної служби в 1946 р. присуджено Всесоюзну премію. У 1953 р. для забезпечення наукових досліджень в галузі гідрометеорології на базі науково-дослідних геофізичної та гідрологічної обсерваторії створили Український науково-дослідний інститут. З 1965 р. розпочались роботи з моніторингу забруднення природного середовища в ЦГО.

Після здобуття Україною незалежності у 1991 р. на базі Українського управління гідрометеорологічної служби створено Державний Комітет України з гідрометеорології (з 1999 р. - Комітет України з питань гідрометеорології).

В 2000 р. внаслідок адміністративної реформи виник Департамент гідрометеорологічної служби і моніторингу у складі Міністерства екології та природних ресурсів України. Постановою Кабінету Міністрів України від 27 грудня 2001 р. створено урядовий орган державного управління – Державну гідрометеорологічну службу (Департамент), що функціонує у складі Мінекоресурсів, з 2005 р. – в складі МНС, а з січня 2013 р. у зв'язку з реорганізацією міністерства – ДСНС України.

З 1999 р. гідрометеорологічна діяльність регулюється відповідним Законом України "Про гідрометеорологічну діяльність". Нині в Гідрометслужбі України працює 187 метеорологічних станцій, які входять до каталогу спостережень Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО), членом якої Україна є з 1948 р. При цьому синоптична інформація з 34-х з них надається для Світового обміну через Глобальну систему телезв'язку. Дев'ять існуючих в Україні аерологічних станцій інформують ВМО з метою подальшого розповсюдження в світі. Постановою Уряду створено галузевий державний архів, де зберігаються дані метеорологічних матеріалу спостережень більше ніж за 100 років.

У непростих економічних умовах становлення незалежної держави вдалось зберегти систему гідрометеорологічних спостережень і гідрометзабезпечення. Нині вже відкрито ряд нових пунктів спостережень. Оперативно-прогностичними організаціями гідрометслужби готується і доводиться до відома органів державної влади та інших споживачів велика кількість різноманітної прогностичної та іншої продукції. При цьому забезпечується висока справджуваність гідрометеорологічних прогнозів та попереджень щодо небезпечних та стихійних метеорологічних явищ (середня справджуваність становить від 84 до 100 відсотків). Це стосується й авіаційних прогнозів, справджуваність яких також є достатньо високою й цілком відповідає вимогам Міжнародної організації цивільної авіації.

У рамках діючої Державної програми науково-технічного переоснащення системи гідрометеорологічних спостережень та базової мережі спостережень за забрудненням навколишнього природного середовища (головної програми підтримки сталого функціонування і подальшого розвитку національної гідрометеорологічної служби) проведені розробка і виробниче випробування ряду приладів і систем, введено н

експлуатацію на мережі спостережень значну кількість приладів та устаткування, іншого обладнання. Зокрема розроблено 17 видів приладів і систем, які доволі складні науково і технологічно. Це автоматизовані авіаційні метеорологічні станції, радіозонди, лазерні вимірювачі висоти хмар, електронні барометри та анемометри нового покоління тощо. Фактично започатковано вітчизняну галузь гідрометеорологічного приладобудування.

З розпадом Радянського Союзу вченим єдиного в Україні Науково-дослідного гідрометеорологічного інституту (м. Київ) довелося перебудовувати роботу, буквально з нуля розпочинати нові напрями досліджень. Зокрема щодо забруднення довкілля, в інституті проводяться багатогранні наукові дослідження, їхні методики та розробки використовують фахівці Українського Гідрометеоцентру в рамках Всесвітньої служби погоди – унікальної організації, котра працює на благо всього людства, не визнаючи ні державних кордонів, ні політичних інтересів.

1994 р. тут засновано унікальну лабораторію дистанційних методів дослідження. Спільно з Харківським науково-дослідним інститутом радіотехнічних вимірювань її фахівці розробили і змонтували станцію, яка за допомогою антени із дзеркалом 2,5 метрового діаметру забезпечує прийом цифрової інформації з американських метеорологічних супутників NOAA та подальше опрацювання її на комп'ютерах. Нині в робочому стані у космосі перебувають три полярнообертаючі супутники, що пролітають з півночі на південь на відстані 800 км від Землі, "оглядаючи" поверхню нашої планети. Встановлена на них апаратура забезпечує одержання не тільки фотографічного зображення поверхні Північної півкулі від середини Атлантичного океану до Уральських гір, а й визначення різних параметрів: чистоти неба, хмарності над землею, розташування її верхньої межі, запасів вологи у будь-якій великій хмарі, температури земної та водної поверхні тощо. Всі оперативні дані фіксуються у комп'ютерній пам'яті. Кожні 6 годин супутники NOAA дозволяють фахівцям лабораторії поновлювати оперативну інформацію над Україною. Причому апаратура забезпечує отримання нових даних і вдень, і вночі.

Фахівці лабораторії працюють також над прийманням і опрацюванням супутникової інформації, розробкою методик, що в недалекому майбутньому допомагатиме агрометеорологам оцінювати з космосу вологозапаси, температуру ґрунтів у будь-якому регіоні України, визначати параметри рослинного покриву, прогнозувати урожайність зернових по районах, областях та в цілому по Україні. Ряд розробок колектив вже запровадив в Українському гідрометцентрі для складання синоптиками уточнених короткострокових прогнозів погоди та в роботі агрометеорологів. У "космічній" лабораторії велике майбутнє.

У 2010 р. Центральна геофізична обсерваторія України (ЦГО) – одна з найунікальніших в Європі – відзначила своє 155-річчя, з нагоди якого колектив обсерваторії був нагороджений Грамотою Верховної Ради України. Проте упродовж усього періоду її роботи переважна більшість громадян знає лише те, що тут готуються прогнози погоди. Насправді ж виробничо-методична діяльність обсерваторії досить багатогранна. ЦГО досліджує українське довкілля: її гідрометеорологічні станції щорічно знімають близько 500 тис. показників з ґрунту, повітря, води. Щороку ЦГО видає узагальнену інформацію для національної екологічної статистики.

Центральна геофізична обсерваторія є найбільш функціонально розгалуженою методичною організацією системи державної гідрометеорологічної служби. Крім виконання цих загальнодержавних функцій обсерваторія безпосередньо керує метеостанцією Чорнобиль, агрометстанцією Миронівка, гідрологічною станцією Київ та ще 8 метеостанціями, розташованими на території Києва і Київської області.

Технічний та фаховий потенціал Центральної геофізичної обсерваторії дозволив за останні роки значно розширити дослідження стану навколишнього природного середовища, зокрема, посилити моніторинг забруднення повітря в місті Києві.

До складу Центральної геофізичної обсерваторії входять 9 відділів:

1. відділ гідрології та державного водного кадастру;

- Структурним підрозділом ЦГО також є Галузовий державний архів гідрометслужби (рис. 1.2).

Штат обсерваторії зріс з восьми осіб у 1855 р. до майже 300. Відповідно розширився і спектр роботи: збираються й обробляються матеріали метеорологічних спостережень у усій Україні, готуються матеріали для щорічної національної доповіді про стан довкілля України, видаються книжки. Нині виданий чи не перший у світі кадастр клімату України та київський екологічний атлас, готується до друку довідник “Історія та фізико-географічний опис гідрометеорологічних станцій”.

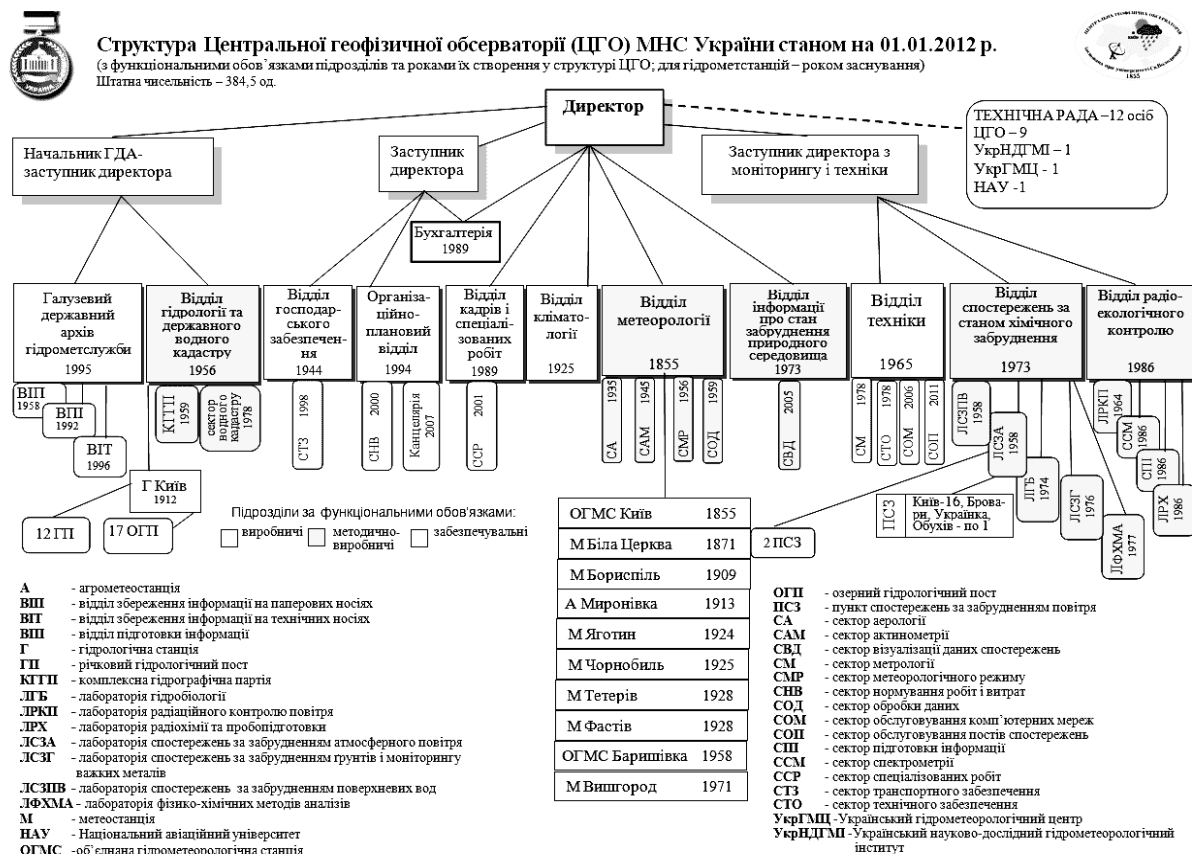


Рис. 1.2. Структура Центральної геофізичної обсерваторії (ЦГО) МНС України станом на 01.01.2012 р.

Інформація державного архіву гідрометеорологічної служби, який створено у 1995 р., дає змогу проводити наукові дослідження, писати історичні монографії. Корисну інформацію здобув директор обсерваторії на Всесвітній конференції зі зміни клімату, що відбулася в 2005 р. в Москві, – “Літопис надзвичайних явищ природи за 2,5 тисячоліття (V ст. до н.е. – XX ст.н.е.)”. Там, до речі, містяться чимало цікавих фактів про Україну: сильні морози в 1500-1501 рр., посуху 1638-го, нашествия сарани в 1710-му, голод 1748 р.

В Україні працює 187 гідрометеостанцій. Розташовані вони відповідно до вимог ВМО на відстані 60-80 км одна від одної. Гідрометстанції різняться функціонально, бо призначені для моніторингу різних середовищ атмосфери, ґрунту, води, сонячної радіації.

Інколи для специфічних гідрометеорологічних спостережень створюються спеціальні (мікрокліматичні) станції. Свого часу працювала „болотна” станція в Баришівці Київської області, яка сьогодні виконує інші функції. Але ця станція все ж є унікальною і відображає мікроклімат осушених боліт. Мікрокліматичними є станції, розташовані у великих містах, оскільки відображають специфічні урбаністичні умови.

Кількісно найбільше станцій гідрометеослужби спостерігають за метеорологічними елементами, але є й ексклюзивні: як-то дві сніголавинні, дві селестокові, дві воднобалансові, п'ять станцій спостерігають за озоном. Проводяться й антарктичні спостереження, але вони не у сфері діяльності гідрометслужби, за браком наукових кораблів нині акваторії внутрішніх морів нашої держави вивчені недостатньо. Експедиції у відкриті води згорнуті, але тримаються прибережні метеоцентри завдяки морським гідрометеостанціям (їх є 8).

Нині гідрометеослужба перейняла словацький досвід: десять автоматичних станцій для гідроспостережень змонтовані в Закарпатті. Оскільки технічний прогрес дає змогу зробити не один-два виміри на день (до того ж вручну), а один вимір на годину, то міністерство з надзвичайних ситуацій матиме точнішу та оперативнішу інформацію, зокрема щодо рівня води у гірських річках (статистика свідчить, що понад 80 % всіх стихійних лих останнього десятиріччя пов'язані з метеорологічними та гідрологічними явищами; понад 65 % матеріальних збитків та близько 90 % людських жертв зумовлені річковими паводками, посухами, тайфунами). У такий спосіб Україна отримує шанс запобігти втратам та збиткам, спричиненим повеннями.

Щодо висотного зондування атмосфери. Найчастіше зондується атмосфера над Києвом. За європейськими стандартами двічі на день у повітря запускається зонд, на інформації з якого складаються прогнози погоди. Без цих даних не обходиться авіація.

Будівельна галузь залежить від інформації, яка надходить тільки в ЦГО, в галузевий державний архів, особливо це стосується зведення мостів, автомагістралей та будь-яких споруд з котельнями. Тут мають вагу такі поняття, як фонове забруднення атмосфери, параметри річки, максимальні значення швидкості вітру. Проте іноді розгляд проектів здійснюється без врахування цих характеристик, може тому деякі екологічні показники й перевищують допустимі норми.

Структура гідрометеослужби має на сьогодні такий вигляд.

Станції підпорядковуються обласним центрам з гідрометеорології (ЦГМ). Таких центрів є 23, тобто в кожному обласному центрі, а в Одесі є Гідрометцентр Чорного та Азовського морів (ГМЦЧАМ), станціями Київської області опікується ЦГО. Всі обласні організації гідрометслужби підпорядковуються в організаційному плані Українському науково-дослідницькому гідрометеорологічному інституту (УкрНДГМІ), який є центральним органом державного управління у складі Міністерства з надзвичайних ситуацій.

Обласні ЦГМ виконують такі функції як організаційно-господарське керівництво підпорядкованими станціями, обслуговування Державних установ та господарств гідрометеорологічною інформацією (прогнозами погоди, агро- та метеоданими та ін.), деякі з ЦГМ виконують роль зональних методичних центрів з метеорології (Волинський, Львівський, Харківський, Кримський, ГМЦ ЧАМ), морської гідрометеорології (ГМЦЧАМ). Крім обласних ЦГМ, Світловодська гідрометобсерваторія є методичним центром з озерної гідрології, а Карадазька обсерваторія – з озонометрії. Методичне забезпечення авіаційних гідрометстанцій здійснює Державне підприємство – Український авіаметцентр, який є головною методичною організацією гідрометслужби з цього питання. Український Гідрометцентр є головною методичною організацією з метеопрогнозування та гідрологічних прогнозів, з агрометеорологічного розділу робіт. В його складі є Головний інформаційно-обчислювальний центр та Головний центр системи телезв'язку.

Найбільше функцій як головна методична організація виконує ЦГО: це і в сфері метеорологічних спостережень, річкової гідрології, аерології, актинометрії, радіометрії, забруднення довкілля.

В національній гідрометеослужбі працює Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут.

Протягом останніх років у гідрометеорологічній службі України прослідковується певний науково-технічний розвиток. Так, завдяки державним рішенням і відповідним документам розроблено ряд сучасних вітчизняних автоматизованих систем проведення спостережень, приладів та обладнання, що за своїми технічними характеристиками не поступаються аналогам провідних фірм світу. Проте коштів на виготовлення і придбання приладів й обладнання вкрай недостатньо, а існуючий парк приладів старіє морально й фізично.

Національна науково-технічна політика щодо розвитку гідрометеорологічної служби України скоординована з діяльністю ВМО, враховує досягнення національних гідрометеослужб розвинутих країн світу й спирається на науково-технічний потенціал України.

Основним завданням гідрометеорологічної служби на перспективу є технічне і технологічне переоснащення, оптимізація системи спостережень, удосконалення форм і видів гідрометеорологічного забезпечення та обслуговування споживачів. На розв'язання цих проблем спрямовані прийняті за роки незалежності Закон України „Про гідрометеорологічну діяльність”, Державна програма „Метеорологія”, Кліматична програма України та ряд інших важливих документів.

Упродовж майже 90 років в історії гідрометеорологічної служби були і досягнення, і важкі часи. Та попри все службі вдалось виростити і зберегти головне багатство — широкоосвічені, професійно підготовлені, віддані своїй справі кадри. Саме висока кваліфікація, любов до своєї справи працівників усіх рівнів надає змогу Гідрометслужбі України і надалі виконувати покладені на неї завдання і функції.



Р О З Д І Л 2

Основні характеристики атмосфери

2.1. СКЛАД АТМОСФЕРИ

Повітря є механічною сумішшю багатьох газів. Головними газами, що входять до складу повітря, є азот, кисень і аргон. У невеликій кількості в повітрі містяться гелій, неон, криптон, ксенон, водень, а також водяна пара, вуглекислий газ, озон, аміак, метан, оксиди азоту та інші гази.

У атмосфері в зваженому стані знаходяться також рідкі і тверді частинки: краплі води, кристали льоду, порошинки. Повітря, позбавлене водяної пари, називається сухим. Склад сухого повітря, очищеного від зважених частинок, однаковий на всій земній кулі і залишається постійним до висоти приблизно 25 км. У ньому міститься (за об'ємом): азоту 78,09 %, кисню 20,95 %, аргону 0,93 %. Решта газів, що входять до складу сухого повітря, становить трохи більше 0,03% його об'єму (табл. 1.1).

Таблиця 1.1

Склад сухого повітря (без врахування водяної пари)
поблизу поверхні Землі

Газ	Доля до об'єму поблизу поверхні Землі	Густина по відношенню до сухого повітря
Азот (N ₂)	78,084	0,967
Кисень (O ₂)	20,95	1,105
Аргон (Ar)	0,934	1,379
Карбон IV оксид (CO ₂)	0,033	1,529
Неон (Ne)	$1,818 \times 10^{-3}$	0,095
Гелій (He)	$5,239 \times 10^{-4}$	0,138
Криптон (Kr)	$1,14 \times 10^{-4}$	1868
Водень (H ₂)	5×10^{-5}	0,70
Ксенон (Xe)	$8,7 \times 10^{-6}$	4,524
Озон (O ₃)	$10^{-6} \times 10^{-5}$	1,624
Сухе повітря		1,000

Сучасний склад атмосфери встановився декілька сотень мільйонів років тому. Кругообіг атмосферних газів у природі сприяв тому, що газовий склад атмосфери залишався незмінним до того часу, доки різко не зросла виробнича діяльність людини, головним чином добування і спалювання кам'яного вугілля, нафти і природного газу. В результаті виробничої діяльності людини збільшується вміст в атмосфері деяких газів, наприклад сірчистого (SO₂), чадного (CO) і оксидів нітрогену.

Вміст в атмосфері основних газів (кисню, азоту, аргону) поки що залишається без змін.

Водяна пара. Є важливою складовою частиною повітря. Вона міститься в нижніх шарах атмосфери і може займати до 4 % об'єму. У атмосферу водяна пара надходить, як правило, в результаті випаровування вологи з водних поверхонь, суходолу, рослинного покриву, а також в невеликих кількостях із снігового і льодяного покривів. Крім того, вона виділяється під час дихання живих організмів, виверженнях вулканів, деяких виробничих процесах тощо. Значна частина водяної пари зосереджена в найнижчих шарах атмосфери. Із висотою вміст її різко зменшується. Завдяки водяній парі в атмосфері утворюються хмари, з яких можуть випадати опади.

Водяна пара добре поглинає радіацію, що випромінюється земною поверхнею, і таким чином оберігає останню від сильного охолодження.

Вуглекислий газ (CO₂) є однією з найважливіших складових частин повітря. Він надходить в атмосферу головним чином під час вивержень вулканів, а також в результаті

гниття і розкладання органічних речовин, в процесі дихання тварин і рослин, при спалюванні палива. Витрачається вуглекислий газ на живлення рослин. Вміст його за об'ємом складає в середньому 0,033 %. Він добре поглинає і випромінює довгохвильову променисту енергію.

Озон. Серед газів, що входять до складу повітря, виключно велику роль відіграє озон, що є трьохатомним киснем O_3 . Утворення озону в нижніх шарах атмосфери відбувається в результаті грозових розрядів, а також окислення деяких органічних речовин, у верхніх шарах - під дією ультрафіолетових променів сонця.

Поглинаючи короткохвильову радіацію, озоновий шар оберігає органічний світ від впливу біологічно активної частини сонячної радіації. В той же час озон є регулятором надходження на земну поверхню ультрафіолетової радіації, необхідної для органічного життя. У невеликих концентраціях озон сприятливо впливає на організм людини. При підвищених концентраціях він стає шкідливим для всього органічного світу. При великих концентраціях озон згубно діє на деякі види рослинності і може виявитися смертельним для людини.

Аерозолі і антропогенні газоподібні домішки. Тверді і рідкі частинки, зважені в атмосфері, називаються аерозолями. Концентрація аерозолів може змінюватися в широких межах залежно від місця і часу. Деякі з них відіграють важливу роль у конденсації водяної пари і тому називаються ядрами конденсації. Аерозолі можуть бути природного і антропогенного походження.

До природних аерозолів відносяться краплі води і кристали льоду, що утворюються в результаті конденсації водяної пари, а також пил, сажа і попіл, що потрапляють в повітря під час лісових пожеж і горінні торф'яників, ґрунтовий, космічний і вулканічний пил, пилок рослин тощо. Величезна кількість частинок морської солі потрапляє в повітря з розбризкуванням морської води під час хвилювання. Під впливом висхідних рухів повітря ці частинки піднімаються на значні висоти, а горизонтальними потоками переносяться на великі відстані. Тому їхня концентрація не шкідлива для живих організмів.

Значне забруднення атмосфери аерозолями відбувається в результаті діяльності людини. Промислові підприємства викидають в атмосферу велику кількість кам'яновугільної смоли, органічних кислот, вуглеводнів, а також різних шкідливих газів. Атмосфера великих промислових міст і районів особливо забруднена аерозолями і шкідливими газовими домішками.

Окрім аерозолів, в атмосферу потрапляє багато шкідливих газів від хімічних заводів, автотранспорту, під час спалювання палива тощо. Останніми десятиліттями забруднення атмосфери створює серйозну небезпеку для людей, які проживають поблизу промислових районів.

Аерозолі переносяться повітряними потоками на значні відстані. Так, наприклад, пил, піднятий пиловими бурями на півдні України, може бути перенесений на Скандинавію. Під час сильних вулканічних вивержень дим і попіл, підняті на великі висоти, охоплюють всю земну кулю.

Смог. Значне забруднення повітря у великих містах і промислових центрах. Розрізняють два типи смогів: 1) густий туман з домішками диму або газових відходів виробництва, так званий лондонський тип забруднення повітря; 2) пелена їдких газів і аерозолів підвищеної концентрації (без туману), що виникає в повітрі в результаті фотохімічних реакцій, що відбуваються в газових викидах автомашин і хімічних підприємств під дією ультрафіолетової радіації Сонця (фотохімічний смог). Смог спостерігається, як правило, за слабкої турбулентності повітря, стійкої стратифікації, особливо при інверсіях температури, слабкому вітрі або штилі. Смог може переноситися повітряними потоками на відстань 100-200 км від джерела забруднення. Він згубно впливає на організм людини і на деякі види рослин. Дослідження показали, що збитки завдані землеробству від забруднень атмосфери, вельми значні і в багатьох районах земної кулі продовжують збільшуватися.

Радіоактивні речовини. Найбільш небезпечне забруднення повітря створюють відходи підприємств атомної промисловості. В результаті атмосферних і наземних ядерних і термоядерних вибухів в атмосферу надходить величезна кількість різних радіоактивних речовин, які переносяться повітряними потоками і зберігаються в атмосфері впродовж десятиліть, причому поки що не знайдені способи штучного видалення радіоактивних продуктів з атмосфери.

Іони. У атмосфері постійно утворюються електрично заряджені частинки, що носять назву легких іонів. Завдяки наявності іонів, а у високих шарах і вільних електронів, атмосфера набуває властивостей електропровідності.

Сучасні дослідження дозволили встановити, що до висоти приблизно 100 км склад атмосферного повітря не змінюється. Це відбувається в результаті вертикальних і горизонтальних переміщень повітря, що призводять до інтенсивного його перемішування. Стосовно газоподібних домішок в атмосфері (озону, оксидів азоту і ін.), то їхні абсолютні і відносні концентрації зазнають істотних змін з висотою.

Вище 100 км відбувається значна зміна складу повітря. Сучасні спостереження доводять про те, що на висотах 1000 км і вище атмосфера складається в основному з гелію і водню, причому переважає атомарний водень. В результаті взаємозв'язаних процесів, які відбуваються в атмосфері і космічному просторі, в атмосферу постійно проникають різні атоми і атомні ядра з космосу. У свою чергу з атмосфери в світовий простір „вислизують” легкі гази.

Атмосфера не має певної верхньої межі. Вона плавно і поступово переходить в міжпланетне середовище. Умовно метеорологічною межею атмосфери можна вважати висоту 1000-1200 км, де ще іноді спостерігаються полярні сяйва. Щільність атмосфери наближається до щільності міжпланетного середовища, починаючи з висоти 2000-3000 км.

Маса всієї атмосфери Землі складає приблизно $5,27 \cdot 10^{18}$ кг. Значна частина її зосереджена у відносно тонкому шарі, прилеглому до земної поверхні. Половина всієї маси атмосфери зосереджена в шарі до висоти приблизно 5,5 км. 75 % – до висоти близько 11 км, 95 % – до висоти 20 км.

2.2. ВЕРТИКАЛЬНЕ РОЗШАРУВАННЯ АТМОСФЕРИ

У атмосфері спостерігається просторова зміна всіх метеорологічних величин. Найбільш значна їхня зміна відбувається по вертикалі. Особливості вертикального розподілу температури повітря дозволяють виділити в атмосфері п'ять головних шарів (сфер): тропосферу (в середньому до висоти 13 км), стратосферу (від 13 до 50 км), мезосферу (від 50 до 90 км), термосферу (від 90 до 450 км) і екзосферу (понад 450 км). Між цими шарами є прошарки незначної вертикальної протяжності. Їх прийнято називати за нижнім шаром, замінивши в назві частину слова „сфера” на „пауза”. Наприклад, між тропосферою і стратосферою знаходиться тропопауза. Між рештою сфер розташовуються відповідно стратопауза, мезопауза і термопауза (рис. 2.1.).

Тропосфера (з грецької „тропос” означає „обертатися і перемішуватися”) – найнижчий шар атмосфери, що починається від земної поверхні. Її висота залежить від пори року, географічної широти, а також від характеру циркуляції повітря. У тропосфері спостерігаються переміщення повітря в горизонтальному і вертикальному напрямках, а також інтенсивне його перемішування. У тропосфері зосереджена основна маса водяної пари, відбувається утворення хмар, випадання опадів, спостерігаються різні інші метеорологічні явища. Характерною особливістю тропосфери є зниження температури з висотою. На кожні 100 м висоти температура знижується в середньому на $0,65^{\circ}\text{C}$. Середня річна температура на верхній межі тропосфери складає приблизно – 55°C у помірних широтах, -75°C над екватором – 65°C над Північним полюсом взимку і -47°C влітку.

Вертикальна протяжність тропопаузи змінюється від декількох сотень метрів до 1-2 км. Її нижньою межею є висота, на якій температура припиняє зниження з висотою або починає поволі підвищуватися. На рівнях, близьких до тропопаузи, спостерігаються потоки повітря у вигляді вузьких течій з дуже великими швидкостями (150-300 км/год). Ці потоки називаються струменевими течіями.

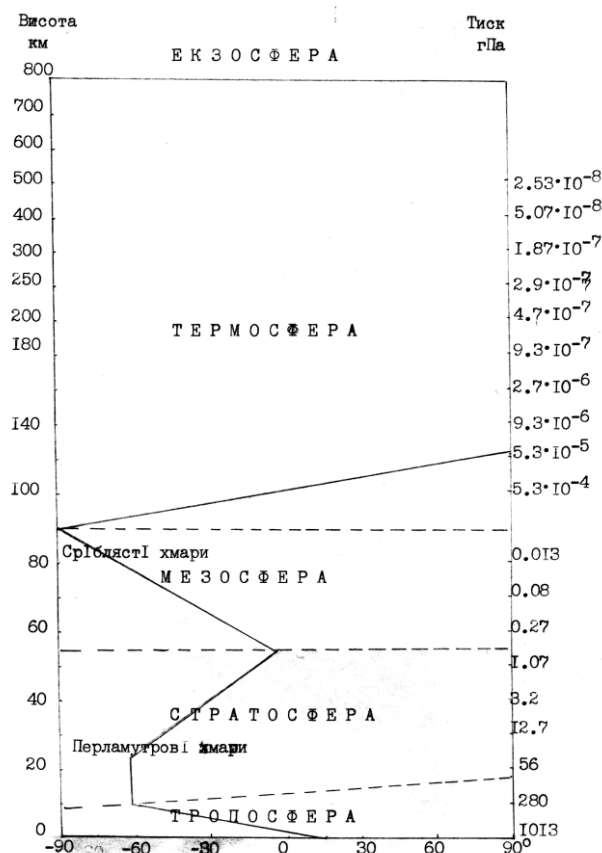


Рис. 2.1. Вертикальна будова атмосфери (ламана крива – особливості зміни температури в різних шарах атмосфери)

Над тропопаузою до висоти близько 50 км тягнеться *стратосфера*, що характеризується зростанням температури з висотою. До висоти 35 км це зростання відбувається дуже поволі, а вище 35 км температура швидко підвищується і на верхній межі стратосфери досягає середнього річного значення близько 0°C з можливим відхиленням в той чи інший бік до 20°C . Зростання температури повітря з висотою в стратосфері пояснюється поглинанням сонячної ультрафіолетової радіації озоном.

Водяна пара в стратосфері міститься в незначній кількості, тому звичайні хмари в цьому шарі не утворюються. Тільки зрідка на висотах 20-25 км спостерігаються перламутрові хмари.

Стратопауза ще недостатньо вивчена. Над стратопаузою розташована *мезосфера*. До висоти близько 80 км в мезосфері спостерігається падіння температури з висотою до значень -90°C . Спостереження за рухом метеорних слідів і ракетні дані свідчать про те, що швидкість вітру в мезосфері досягає 150 м/с. Зниження температури з висотою дає підставу припускати наявність в мезосфері інтенсивного перемішування повітря. У мезосфері на висотах 82-85 км іноді спостерігаються сріблясті хмари. Над мезосферою розташована мезопауза.

Вище лежить *термосфера* („термос” з грецької – „теплій”), в якій температура зростає з висотою.

Екзосфера (сфера розсіяння) - зовнішній шар атмосфери, що тягнеться до так званої земної корони, тобто поступово переходить в міжпланетний простір.

У атмосфері є шар з високою електричною провідністю, що утворився в результаті інтенсивної іонізації повітря ультрафіолетовою і корпускулярною радіацією Сонця, а частково і космічними променями.

Нижня межа цього шару розташована на висоті 50-80 км, а верхня тягнеться до 400 км. Він носить назву іоносфера.

За складом атмосфера поділяється на гомосферу і гетеросферу. *Гомосфера* простягнута від поверхні землі до висоти близько 100 км. У цьому шарі, як вже зазначалося, склад основних газів не змінюється з висотою. Залишається постійною і молекулярна маса повітря. *Гетеросфера* розміщується вище 100 км. Тут кисень і азот знаходяться в атомарному стані. Молекулярна маса повітря в гетеросфері зменшується з висотою.

Шар атмосфери, розташований між висотами 10 і 50 км і що містить основну масу озону, називається *озоносферою*.

За характером взаємодії із землею поверхню атмосферу розділяють на приграничний шар, нижній шар повітря висотою 1-1,5 км, і вільну атмосферу, розташовану вище вказаної висоти. Приграничний шар характеризується добовими змінами метеорологічних величин. У ньому на характер руху повітря впливає його тертя об земну поверхню. Прилегле до земної поверхні повітря, до висоти 50-100 м носить назву приземного шару. У цьому шарі турбулентні потоки тепла і водяної пари мало змінюються з висотою.

За умовами польоту штучних супутників Землі (ШСЗ) і керованих космічних кораблів атмосферу поділяють на власне атмосферу (щільні шари) і навколосферний космічний простір, нижня межа якого розташовується на висоті близько 150 км. Опір щільних шарів атмосфери настільки великий, що літальний апарат з вимкненим двигуном не може зробити навіть один оборот навколо Землі (втрачає швидкість або згорає). На рис.2.1 представлена схема будови атмосфери.

2.3. ГОРИЗОНТАЛЬНА НЕОДНОРІДНІСТЬ ТРОПОСФЕРИ

Атмосфера за своїми фізичними властивостями неоднорідна не тільки у вертикальному, але і в горизонтальному напрямі. Зміна метеорологічних величин по горизонталі відбувається нерівномірно.

Великі об'єми повітря в тропосфері, що мають відносно однорідні властивості і переміщуються в єдиному суб'єкті загальної циркуляції атмосфери, називаються *повітряними масами*. Властивості повітряної маси визначаються місцем її формування, тобто характером підстильної поверхні, над якою вона тривалий час знаходилася.

У основу вивчення повітряних мас покладена їхня географічна класифікація за місцем формування. У північній півкулі прийнято розрізняти такі повітряні маси:

1) арктичне повітря (АП) формується за Полярним колом, в Арктичному басейні і над прилеглими частинами материків;

2) помірне повітря (ПП), що формується в помірних широтах;

3) тропічне повітря (ТП) формуються в тропічних і субтропічних областях, а влітку іноді в південних районах помірних широт над континентами;

4) екваторіальне повітря (ЕП) формується в екваторіальній зоні і іноді переходить з однієї півкулі у іншу.

Залежно від поверхні, над якою сформувалися повітряні маси, їх розділяють на морські і континентальні.

Повітряні маси в тропосфері знаходяться в безперервному русі, тобто переміщуються з місця формування в інші області. Під час переміщення повітряної маси з однієї підстильної поверхні на іншу, наприклад з суходолу на море, відбувається зміна її характеристик, що носить назву *трансформації*. Під час трансформації іноді може змінитися навіть географічний тип повітряної маси.

Разом з географічною існує термічна класифікація повітряних мас, за якою маси розділяють на холодні (Х) і теплі (Т). *Холодна повітряна маса* - це повітряна маса, прихід якої викликає похолодання в даному районі. Холодна маса звичайно рухається на теплішу підстильну поверхню. *Тепла повітряна маса* - це повітряна маса, прихід якої в даний район викликає потепління. Тепла маса рухається на холоднішу підстильну поверхню. Повітряні маси постійно взаємодіють між собою.

В межах однієї повітряної маси метеорологічні величини дещо змінюються. Під час переходу з однієї повітряної маси в іншу відбувається стрибкоподібна зміна метеорологічних величин. Перехідні зони між сусідніми повітряними масами, в яких метеорологічні величини

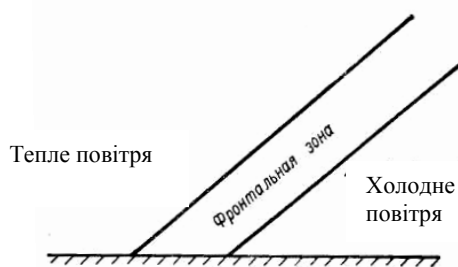


Рис. 2.2. Фронтальна зона (вертикальний переріз)

швидко змінюються в горизонтальному напрямі, називаються *фронтальними зонами*, або фронтальними поверхнями. Часто їх називають просто фронтами. Фронтальна зона завжди нахилена у бік холодного повітря (рис. 2.2), кут її нахилу складає лише $0^{\circ}03' - 0^{\circ}05'$ декілька кутових хвилин. Для наочності на рис.4 цей кут збільшений.

Фронти поділяються на холодні і теплі. Якщо холодне повітря насувається і клином підтікає під відступаюче тепле, витісняючи його вгору, то фронт називається *холодним*. Коли ж насувається тепле повітря, яке поступово натікає

на відступаюче холодне, то фронт носить назву *теплого*. Виходячи з географічної класифікації повітряних мас прийнято розрізняти три головні фронти: *арктичний* – між арктичним і помірним повітрям, *фронт помірних широт* - між помірним і тропічним повітрям, *тропічний* – між тропічним і екваторіальним повітрям.

Переміщення, трансформація, взаємодія повітряних мас і фронтальних поверхонь є найважливішими предметами вивчення синоптичної метеорології, оскільки саме вони обумовлюють зміни погоди. З проходженням фронтів часто спостерігається інтенсивне хмароутворення, випадання опадів, посилення вітру, тумани, грози, шквали і інші метеорологічні явища.

2.4. МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ АТМОСФЕРИ

На перших етапах людина використовувала лише візуальні спостереження за атмосферними явищами і взагалі за погодою. З часом до візуальних спостережень додалися епізодичні вимірювання окремих метеорологічних величин поблизу поверхні Землі. В XIX ст. на мережі метеорологічних станцій почалися систематичні спостереження і вимірювання за допомогою однотипних приладів та методик. Отже, перший метод, який використовується в метеорології, це метод спостереження за станом приземного шару атмосфери на мережі метеорологічних станцій.

Ще у XVIII ст. вчені зрозуміли, що для кращого пізнання атмосфери потрібно проводити вимірювання метеорологічних величин і на значній висоті над Землею. Епізодичні вимірювання на невеликій висоті проводили за допомогою аеростатів та інших пристроїв. Але регулярні спостереження почалися в XX ст. за допомогою кулі-пілота. Це гумова куля, наповнена воднем, яка рухається угору з відомою швидкістю і дозволяє визначити напрямок та швидкість вітру на висоті, а при хмарній погоді – висоту основи хмар.

Однак більше інформації метеорологи почали одержувати за допомогою приладів метеорографів, які встановлювали на літаках-лабораторіях. Тут самописці уже почали фіксувати атмосферний тиск, температуру й вологість повітря на різних висотах і появилась можливість будувати вертикальні та горизонтальні розрізи атмосфери. Одночасно визначали напрямок та швидкість вітру на різних висотах і висоту хмар.

Справжньою революцією у вивченні високих шарів атмосфери став винахід Молчановим радіозонду на початку 30-х рр. XX ст. За допомогою радіозонду регулярно вимірюються основні характеристики атмосфери до висоти 25-40 км, що дозволяє регулярно складати карти баричної топографії і постійно слідкувати за змінами стану тропосфери та нижньої частини стратосфери.

Метеорологічні та геофізичні ракети дозволяють вивчати властивості атмосфери до висоти кількох сотень кілометрів. Ракети почали використовувати з другої половини 40-х років XX ст.

Із початком космічної ери спеціалізовані метеорологічні супутники Землі дають багато цінної інформації про стан атмосфери, у тому числі із віддалених районів океанів.

Метеорологічні радіолокаційні спостереження нині проводяться у більшості розвинених країн світу. Вони охоплюють практично майже всю територію України і дозволяють уточнювати прогноз погоди на найближчі години, особливо розвиток таких небезпечних явищ як грози та інтенсивні опади. Крім методів безпосереднього вимірювання метеорологічних величин у метеорології широко використовуються експерименти для відтворення в лабораторних умовах різних атмосферних процесів та явищ, зокрема утворення туманів, хмар, оптичних, електричних та ін. явищ.

Теоретичні дослідження дозволяють вивчати закономірності розвитку багатьох атмосферних процесів із використанням законів фізики, термодинаміки, гідромеханіки із застосуванням сучасних засобів обчислювальної техніки.

Завдання для самостійного розв'язання

1. На основі рекомендованої літератури зробити опис шарів, із яких складається атмосфера Землі.

2. Нарисувати схему будови атмосфери Землі, використовуючи рекомендовану літературу. На схему на основі таблиці 2.1. нанести атмосферний тиск, температуру (в °C) та густину повітря з висотою та показати межу шарів (щоб перевести з К в °C, необхідно відняти 273).

Таблиця 2.1

Середні значення головних метеорологічних величин для помірних широт

Висота, км	Тиск, гПа	Температура, °K	Густина, кг/см ³
0	$1 \cdot 0,1 \cdot 10^3$	288	$1,23 \cdot 10^6$
5	$5 \cdot 40 \cdot 10^2$	256	$7,36 \cdot 10^{-1}$
10	$2 \cdot 65 \cdot 10^2$	223	$4,14 \cdot 10^{-1}$
20	$5 \cdot 53 \cdot 10^1$	217	$8,89 \cdot 10^{-2}$
40	$2 \cdot 87 \cdot 10^0$	250	$4,00 \cdot 10^{-3}$
60	$2 \cdot 20 \cdot 10^{-1}$	247	$3,10 \cdot 10^{-4}$
80	$1 \cdot 0,5 \cdot 10^{-2}$	199	$1,85 \cdot 10^{-5}$
100	$3 \cdot 20 \cdot 10^{-4}$	145	$5,60 \cdot 10^{-7}$
150	$4 \cdot 54 \cdot 10^{-6}$	634	$2,08 \cdot 10^{-8}$
200	$4 \cdot 54 \cdot 10^{-7}$	854	$2,59 \cdot 10^{-10}$
300	$8 \cdot 77 \cdot 10^{-8}$	976	$1,92 \cdot 10^{-12}$
400	$1 \cdot 45 \cdot 10^{-8}$	996	$2,80 \cdot 10^{-12}$
500	$3 \cdot 0,2 \cdot 10^{-8}$	999	$5,22 \cdot 10^{-12}$
600	$8 \cdot 21 \cdot 10^{-10}$	1000	$1,14 \cdot 10^{-13}$

**По стандартній атмосфері США 1976 р.*

3. Скласти кругову діаграму основних газових складових сухого повітря поблизу поверхні Землі (таблиця 1.1).

Запитання для самоперевірки

1. Що таке метеорологія? Які метеорологічні величини та явища Ви знаєте.
2. Що таке кліматологія, клімат? Яка роль клімату у фізико-географічних процесах?
3. на які розділи поділяють сучасну метеорологію?
4. Який склад Державної гідрометеорологічної служби?
5. Що собою являє Міжнародне співробітництво метеорологів (ВМО)?
6. Яке значення метеорології та кліматології для народного господарства?
7. Що таке атмосфера? Яка історія її дослідження?
8. Яка висота верхньої межі атмосфери?
9. Хімічний склад атмосфери. Гомосфера. Гетеросфера.
10. Яка вертикальна будова атмосфери?
11. Які Ви знаєте основні властивості її шарів?
12. Що таке озоносфера, іоносфера?
13. Які є методи дослідження атмосфери?
14. Які існують методи дослідження будови та складу атмосфери Землі?
15. Яке значення має атмосфера для життя на Землі?



Р о з д і л 3

Сонячна радіація

3.1. СОНЦЕ ЯК ДЖЕРЕЛО ЕНЕРГІЇ

Сонце – центральне світило сонячної системи, до складу якої входить і Земля. Сонце – найближча до нас зірка. Воно має вигляд кулі, діаметр якої становить 1 391 000 км, тобто в 109 разів більший за діаметр Землі. Об'єм Сонця дорівнює 1 301 200 об'ємів Землі, а маса в 333 434 рази перевищує масу Землі. Ця гігантська куля обертається навколо одного із своїх діаметрів, але не так, як тверде тіло в якого всі точки мають одну й ту саму кутову швидкість, а з різними швидкостями. Середня відстань від Землі до Сонця становить близько 150 млн. км. Ближче всього Земля від Сонця перебуває на початку січня (147,5 млн.км), а на найбільшій відстані – на початку липня (152 млн. км).

Випромінююча поверхня Сонця має температуру близько 6000°C, а в надрах його, де тиск перевищує 10 млрд. атм., температура (за теоретичними підрахунками) досягає 20 млн. градусів. При такій температурі сонячна речовина перетворюється у розжарений іонізований газ – плазму, яка являє собою суміш вільних електронів та іонів.

Сонце посиляє на Землю надзвичайно велику кількість енергії у вигляді тепла і світла, які здатні поширюватись у світовому просторі завдяки випромінюванню. Тому теплову та світлову енергію Сонця ще називають променистою енергією. Остання і є джерелом усіх природних процесів (метеорологічних, гідрологічних, біологічних тощо), що відбуваються на земній кулі.

Сонячні промені поширюються в світовому просторі з швидкістю 300 000 км/с, проходять шлях від Сонця до Землі за 8,3 хв.

Земля дістає лише двомільярдну частину променистої енергії Сонця, але й ця частина становить $1,361 \cdot 10^{24}$ кал (для переведення $1 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{рік}) = 0,0419 \text{ МДж}/\text{м}^2$) тепла на рік, що дорівнює $1,6 \cdot 10^{18}$ кВт-год. Цю кількість енергії може виробити 20 млн. таких теплоелектростанцій, як Запорізька (найпотужніша в Україні). Якщо оцінити енергію Сонця за діючим у нашій країні середнім тарифом (0,32 грн. за 1кВт), то щосекунди Земля отримує енергії на 16 млрд.грн. Щоб мати таку кількість енергії, потрібно спалити 3 млн. т бензину.

Цю величезну кількість енергії у світовий простір Сонце випромінює переважно у вигляді електромагнітних хвиль різної довжини: від найкоротших (0,0001 мкм) до дуже довгих, порядку 1 км ($1 \text{ мкм} = 10^{-6} \text{ м}$). Весь сонячний спектр поділяють на три частини: ультрафіолетову з довжиною хвиль 0,39 мкм і менше, видиму з довжиною хвиль у межах 0,39-0,76 мкм і інфрачервону з довжиною хвиль від 0,76 мкм і більше. Видима частина спектра складається з окремих кольорів (від фіолетового до червоного), які мають різну довжину хвилі й частоту коливань. Око людини чутливе до всіх кольорів видимої частини спектра. Встановлено, що на верхній межі, атмосфери в сонячному спектрі 7% припадає на ультрафіолетові промені, 43% – на інфрачервоні і 50% – на видимі.

Співвідношення між трьома ділянками спектра багато в чому залежить від висоти Сонця над горизонтом. Навіть коли Сонце в зеніті, що буває лише у південних широтах, на частку інфрачервоної радіації припадає 50%, видимої – 46% і ультрафіолетової – 4%. При висоті Сонця над горизонтом 30° кількість інфрачервоної радіації зростає до 53%, видимої – зменшується до 44%, а ультрафіолетової – до 3%. У момент заходу Сонця ультрафіолетова ділянка спектра зникає повністю, а видимі промені становлять 28%, решта припадає на інфрачервону радіацію. Відповідні зміни спостерігаються і протягом року. Влітку сонячне випромінювання найбагатше ультрафіолетовим промінням, а в інші пори року їх мало.

3.2. ІНТЕНСИВНІСТЬ СОНЯЧНОЇ РАДІАЦІЇ І ОДИНИЦІ ЇЇ ВИМІРЮВАННЯ

Для визначення інтенсивності сонячної радіації вимірюють кількість тепла, що його поглинає 1 см² абсолютно чорної поверхні, перпендикулярної до напрямку сонячних променів, за 1 хв. За таких умов на верхній межі атмосфери кожний квадратний сантиметр дістає у середньому 1382 Вт/м² (41900 МДж/м² за рік). Цю величину називають сонячною сталою.

Через кулястість Землі, обертання її навколо своєї осі та навколо Сонця до верхньої межі атмосфери надходить за рік 10894 МДж/м², тобто близько 25% можливої кількості радіації. Якщо врахувати, що більше третини цієї кількості радіації відбивається нашою планетою у світовий простір, то виявиться, що на її потреби із 41900 МДж/м² за рік використовується тільки 7039 МДж/м². Але й ця кількість тепла величезна. Вона

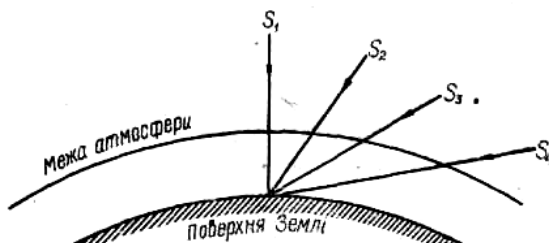


Рис. 3.1. Залежність між висотою Сонця над горизонтом і довжиною шляху сонячного променя в атмосфері.

розподіляється між земною поверхнею і атмосферою так: орієнтовно 1/3 поглинається атмосферою, а решта 2/3 (4693 МДж/м²) досягає земної поверхні.

Розподіл сонячної радіації залежить також від відстані між Сонцем і Землею, кута падіння сонячних променів на земну поверхню та ін. При

найближчому положенні до Сонця (початок січня) Земля дістає на 3,4% більше, а при найдальшому (початок липня) – на стільки ж менше радіації, ніж при середній відстані від Сонця (початок квітня або жовтня).

Чим більший кут падіння сонячних променів на земну поверхню, тобто чим більша висота Сонця над горизонтом, тим менший шлях сонячні промені проходять в атмосфері (рис.3.1.), тим більша кількість енергії припадає на одиницю площі. Максимальна кількість сонячної радіації припадає на одиницю горизонтальної площі тоді, коли Сонце перебуває в зеніті, а кут падіння сонячних променів становить 90°.

Для верхньої межі атмосфери формула *інтенсивності сонячної радіації* має вигляд

$$I = I_0 \sin h \quad (3.1.),$$

де I_0 – сонячна стала.

Інтенсивність сонячної радіації біля поверхні Землі чи на якомусь рівні атмосфери обчислюють за формулою Буге:

$$I = I_0 P^m \quad (3.2.),$$

де I_0 – сонячна стала; P – коефіцієнт прозорості атмосфери – число, що показує, яка частина променевої енергії Сонця досягає поверхні Землі при прямовисному падінні сонячних променів, тобто при проходженні однієї оптичної маси атмосфери; m – число одиничних (оптичних) мас (табл. 3.1.)

$$\text{Наближено} \quad m = \frac{1}{\sin h} = \csc h. \quad (3.3.).$$

Треба мати на увазі, що кут α залежить не тільки від положення Сонця на небосхилі, а й від положення самої поверхні (експозиції). Це є причиною того, що навіть незначні нерівності земної поверхні дістають неоднакову кількість сонячної радіації, оскільки сонячні промені падають на них під різними кутами.

Променисту енергію Сонця прийнято виражати на одиницю площі за одиницю часу: інтенсивність радіації – в Вт/м² або Дж/м² за хвилину, годину, добу, місяць чи рік.

3.3. ПОСЛАБЛЕННЯ СОНЯЧНОЇ РАДІАЦІЇ В АТМОСФЕРІ

Атмосфера не є повністю прозорим середовищем для сонячних променів. Тому сонячна радіація, яка досягає верхньої межі атмосфери, перед тим як досягне поверхні Землі, зазнає ряду змін і послаблюється. Проходячи крізь шари атмосфери, частина її розсіюється, частина відбивається від хмар, а частина поглинається, перетворюючись в більшості в теплову енергію. Завдяки цьому величини сонячної радіації, досягнувши земної поверхні, будуть значно меншими від величини сонячної сталої, розрахованої для верхньої межі атмосфери.

Після заходу і перед сходом Сонця відбувається розсіювання світлових променів у верхніх шарах атмосфери. Це явище майже щоденно спостерігається у вигляді вечірніх і ранкових сутінків. За рахунок останніх збільшується тривалість світлової частини доби.

Кожному відомо, що Сонце поблизу горизонту здається червоним. І насправді, коли висота Сонця $0,5^\circ$ над горизонтом до земної поверхні доходить тільки червона ділянка видимої частини спектра, а синьофіолетова повністю розсіюється.

Крім розсіювання в атмосфері відбувається також поглинання сонячної радіації водяною парою, вуглекислим газом, озonom, краплинками води і пилинками. Причому поглинання в різних ділянках спектра неоднакове. Це залежить від властивостей атмосферних газів та від довжини хвилі сонячних променів.

Процес розсіювання і поглинання сонячної радіації залежить, звичайно, від довжини шляху, який проходить сонячний промінь через атмосферу. Очевидно, чим більшу товщу атмосфери будуть перетинати сонячні промені, тим більшу кількість енергії буде поглинуто і розсіяно в атмосфері і тим менша кількість її досягне поверхні Землі. Довжина шляху сонячного променя в атмосфері залежить від висоти Сонця над горизонтом, що показано на рис. 3.1.

З підняттям Сонця над горизонтом шлях сонячних променів в атмосфері скорочується. Найкоротший він тоді, коли Сонце стоїть у зеніті, тобто кут висоти його над горизонтом становить 90° . У цьому випадку промені падають прямовисно і проходять крізь найменшу можливу оптичну масу атмосфери, яку умовно приймають за одиницю. В усіх інших положеннях Сонця над горизонтом маса атмосфери виражається такими величинами:

Таблиця 3.1.

Залежність оптичної маси атмосфери від висоти Сонця над горизонтом

Висота Сонця, град.	90	60	30	10	5	1	0
Маса атмосфери	1,0	1,2	2,0	5,6	10,4	27,0	35,4

Ці дані свідчать про те, що із зменшенням висоти Сонця відбувається спочатку повільне, а потім дедалі швидше збільшення оптичної маси атмосфери. Особливо велике наростання маси відбувається тоді, коли кут висоти Сонця стає меншим від 30° . Під час заходу або сходу Сонця маса атмосфери збільшується у 35 разів. Але не слід думати, що при цьому шлях променя в атмосфері також збільшується у 35 разів. Насправді шлях променя зростає на меншу величину, але відбувається це переважно у нижніх, щільніших шарах атмосфери, де якраз і спостерігається значне збільшення маси атмосфери, яку проходять сонячні промені.

3.4. ВИДИ СОНЯЧНОЇ РАДІАЦІЇ

Різними шляхами сонячна радіація надходить до земної поверхні: в ясні (безхмарні) дні переважно у вигляді прямих сонячних променів – *прямой радіації* (I), у похмурі (хмарні) – у вигляді променів, розсіяних хмарами й атмосферою – *розсіяної радіації* (i).

Пряма і розсіяна радіація разом складають *сумарну короткохвильову радіацію* (Q).

Після досягнення земної поверхні частина сумарної-радіації відбивається і знову повертається в атмосферу, утворюючи потік відбитої радіації. Отже, в атмосфері

утворюється два потоки короткохвильової радіації: один спрямований до Землі, інший – від Землі. Останній також зазнає відбиття і розсіювання.

Інтенсивність прямої сонячної радіації (I) залежить від висоти Сонця над горизонтом. Удень з часу сходу Сонця інтенсивність її зростає, досягаючи максимуму опівдні. Після полудня, із зменшенням висоти Сонця над горизонтом, інтенсивність прямої сонячної радіації зменшується і досягає нульового значення в момент заходу Сонця. У річному ході полуденна інтенсивність прямої сонячної радіації на горизонтальну поверхню залежить від географічної широти місця, оскільки вона визначає полуденну висоту Сонця над горизонтом. Інтенсивність зростає в напрямі від високих до низьких широт (з півночі на південь).

Хмарність також має великий вплив на інтенсивність прямої сонячної радіації. Легкі й прозорі хмари трохи послаблюють радіацію, а потужні не пропускають її зовсім. З підняттям над рівнем моря, внаслідок зменшення вмісту водяної пари й пилу в повітрі, інтенсивність прямої сонячної радіації зростає.

Розсіяна радіація (i) надходить від кожної точки небосхилу. В ясну погоду, після сходу Сонця, інтенсивність її з часом зростає, оскільки з підняттям Сонця над горизонтом збільшується надходження променистої енергії і її розсіювання. Влітку за відсутності хмар величина полуденної інтенсивності розсіяної радіації досягає близько 20% інтенсивності прямої сонячної радіації на горизонтальну поверхню. У хмарну погоду, якщо хмари не дуже потужні, інтенсивність розсіяної радіації значно більша, ніж у ясну погоду. Такі умови характерні для Арктики, де інтенсивність розсіяної радіації може досягати 698 Вт/м^2 . З підняттям угору величина розсіяної радіації зменшується.

Сумарна радіація (Q) залежить від багатьох чинників, найголовнішими серед яких, є астрономічні (висота Сонця над горизонтом і тривалість дня), метеорологічні (прозорість і вологість повітря) та фізико-географічні (експозиція схилів, стан підстильної поверхні тощо).

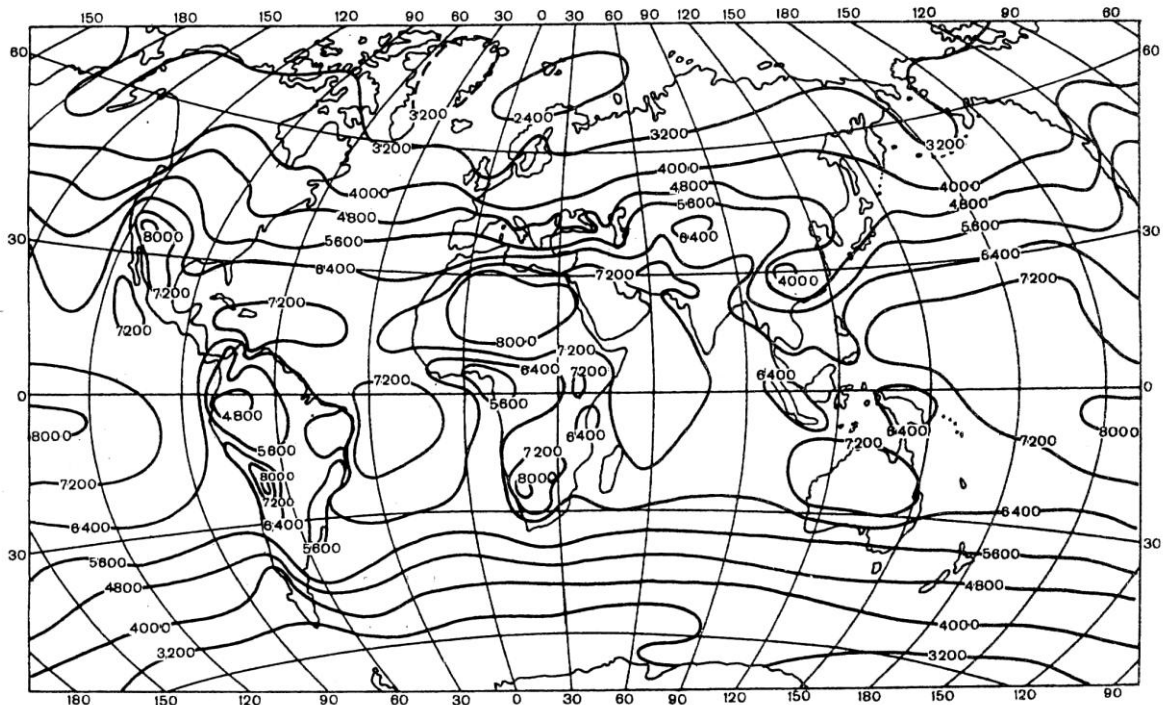


Рис. 3.2. Географічний розподіл величин сумарної сонячної радіації (Мдж/м^2)

Завдяки впливу астрономічних чинників значні відмінності у надходженні сонячної радіації властиві природним зонам. Оскільки із збільшенням географічної широти місця висота Сонця над горизонтом зменшується, то одночасно зменшується пряма і зростає розсіяна радіація. Збільшення тривалості дня у напрямі з півдня на північ певною мірою компенсує недостатність освітлення, яке виникає від низького стояння Сонця. У зв'язку з

цим північні широти не можна відносити до бідних на сумарну радіацію районів (табл. 3.2).

Таблиця 3.2.

Кількість теплоти, яку дістає горизонтальна поверхня Євразії за рік при середніх умовах хмарності від прямої, розсіяної та сумарної радіації, МДж/м²

Пункт	Широта	Радіація		
		пряма	розсіяна	сумарна
Бухта Тиха	80°19'	880	1466	2346
С.-Петербург	59°41'	1676	1508	3184
Воронеж	51°40'	2430	1718	4148
Бориспіль	50°20'	2053	2165	4216
Ташкент	41°20'	4316	1383	5699

Дані табл. 3.2 свідчать про те, що у районах, де переважає ясна погода, наприклад у Центральній Азії, основним джерелом нагрівання земної поверхні є пряма сонячна радіація. Там, де переважає хмарна погода (північні й північно-західні райони), істотного значення набуває розсіяна радіація.

Надходження сонячної радіації дуже зменшується у зимові місяці. Сонячне проміння у цей час проходить довший шлях в атмосфері, а також падає на земну поверхню під малим кутом, розподіляючись на більшій поверхні Землі.

Сонячна радіація, яка досягла земної поверхні, перерозподіляється. Частина її відбивається від земної поверхні в атмосферу, а решта поглинається земною поверхнею.

Відбита радіація (U) – частина сумарної радіації, що втрачається земною поверхнею внаслідок відбивання. Відбита радіація визначається інтенсивністю приходу радіації на чорну горизонтальну поверхню, яка повернута вниз, до Землі.

Відбиту радіацію найчастіше характеризують безрозмірною величиною — відбивною здатністю, або *альбедо (A)*. Альбедо визначають за такою формулою:

$$U = (I_1 \sin h + q) A = Q A; \quad A = \frac{U}{Q}; \quad \text{або} \quad A = \frac{U}{Q} \cdot 100\% \quad (3.4.),$$

де U – радіація, відбита земною поверхнею;

Q – сумарна радіація.

Відбивна здатність земної поверхні залежить від її фізичних властивостей і стану (вологості, шорсткості і, особливо, кольору), а також від величини кута падіння променів Сонця.

Кожна природна поверхня по-різному відбиває окремі промені сонячного спектра. Але в дальшому ми обмежимося розглядом переважно інтегрального альбедо для сумарної радіації. Деякі результати його визначення для дуже малих ділянок підстильної поверхні суходолу наведено у табл. 3.3.

Таблиця 3.3.

Альбедо для різних поверхонь

Вид поверхні	Альбельдо, %	Вид поверхні	Альбельдо, %
Чорнозем сухий	14	Парове поле сухе	8-12
» вологий	8	» вологе	5-7
Сірозем сухий	25-30	Зоране поле вологе	14-17
» вологий	10-12	Жито і пшениця (у різних фазах) Свіжа зелена трава Деревна рослинність (ялини, сосни, дуби)	10-25
Пісок жовтий	35		
» сірний	18-23		
» річковий	43	Трава суха	10-18
Глина суха	23		
» волога	16		19

З табл. 3.3. видно, що альbedo сільськогосподарських угідь та інших поверхонь змінюється у досить вузьких межах (10-30%). Помітний вплив на альbedo має ступінь зволоження поверхні, із збільшенням якої альbedo зменшується. Це має велике значення для теплового режиму зрошуваних полів.

Альbedo поверхні ґрунту залежить від його стану. Альbedo рівної (гладенької) поверхні становить 30%, а свіжозораного поля зменшується майже у два рази (табл. 3.4).

Таблиця 3.4.

Альbedo ґрунту після різного його обробітку

Характер ґрунту	Альbedo, %
Вирівняна поверхня	30
Поверхня, вкрита дрібними грудками	25
Поверхня, вкрита великими грудками	20
Свіжозоране поле	17

Для снігу, який щойно випав, альbedo становить 80-90%, причому воно дуже змінюється залежно від характеру снігової поверхні. Наприклад, для забрудненого і вологого снігу альbedo становить лише 20-30%.

Альbedo залежить також від висоти Сонця. У більшості випадків при зменшенні висоти Сонця альbedo збільшується. Тому воно має добовий хід з мінімумом опівдні. У зв'язку з тим що характер підстильної поверхні змінюється протягом року, альbedo має також і річний хід. У помірних і північних широтах альbedo збільшується від теплої половини року до холодної.

Переважна частина радіації, відбитої землею поверхнею і хмарами, йде за межі атмосфери у світовий простір.

Альbedo води становить 5%. Це означає, що моря й океани поглинають близько 95% сонячної радіації, яка досягає їхньої поверхні. Правда, альbedo води залежить від кута падіння сонячних променів. При прямовисному падінні променів від поверхні чистої води відбивається лише 2% їх, а при куті падіння сонячних променів 5° – 25%.

Після відбиття частина сонячної радіації поглинається землею поверхнею. Тому вона називається *поглинутою радіацією* (C). Отже, поглинута радіація – це різниця між сумарною і відбитою радіацією, тобто $C = Q - U$.

Величина поглинутої радіації може бути виражена ще й таким рівнянням:

$$C = Q - QA = Q(I - A) \quad (3.5.),$$

де C – поглинута радіація; Q — сумарна радіація; A – альbedo, виражене у частинах одиниці.

3.5. ДОВГОХВИЛЬОВЕ ВИПРОМІНЮВАННЯ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ Й АТМОСФЕРИ

Поглинута сонячна радіація перетворюється на земній поверхні в інші види енергії: теплову, хімічну, механічну тощо. Основна частина її, звичайно, перетворюється в теплову енергію, за рахунок якої нагрівається поверхня землі.

Нагріта земна поверхня сама стає джерелом випромінювання. Але на відміну від Сонця вона випромінює довгохвильову (інфрачервону, теплову) радіацію, яка на 99% складається з променів, що мають довжину хвилі від 4 до 40 мкм (максимум випромінювання у межах 15 мкм). Ні світлових, ні ультрафіолетових променів поверхня землі не випромінює.

Земне випромінювання відбувається безперервно і вдень, і вночі, влітку і взимку. Тому Земля втрачає відповідну кількість тепла, яке поповнюється переважно у денні години. Якби цього не було, клімат з кожним роком ставав би все теплішим і теплішим.

Але такого потепління не спостерігається, а це означає, що Земля втрачає орієнтовно стільки тепла, скільки його отримує.

Випромінювання земної поверхні (E_3) близьке до випромінювання абсолютно чорного тіла і становить:

$$E_3 = \sigma T^4 \quad (3.6.),$$

де T – абсолютна температура; σ – константа, яка дорівнює $5,67 \cdot 10^{-8}$ Вт/м².

Для інтервалу температур від -85 до $+85^\circ\text{C}$, які бувають на Землі, E_3 змінюється від $73,3$ до $944,6$ Вт/м².

Хоча величина земного випромінювання порівняно мала, але воно діє безперервно, і це дає значний тепловий ефект.

Земна радіація значною мірою затримується водяною парою, вуглекислим газом і озоном атмосфери. Завдяки цьому повітряні шари, що прилягають до земної поверхні, додатково дістають певну кількість тепла.

Атмосфера, нагріваючись від сонячної радіації і земного випромінювання, сама стає джерелом випромінювання довгохвильової (теплової) радіації, яка надходить як у космічний простір, так і до поверхні Землі. Частина атмосферного випромінювання, спрямована до поверхні Землі, має назву *зустрічного випромінювання*.

Головна роль у поглинанні земного випромінювання атмосферою, а також у противипромінюванні до земної поверхні належить водяній парі. Вона практично непроникна для теплової радіації, хоч радіацію, яка надходить від Сонця, майже повністю пропускає. Це явище має назву *парникового ефекту* атмосфери за аналогією із звичайним парником, який вільно пропускає короткохвильову сонячну радіацію і мало пропускає довгохвильову (теплові промені), а тому повітря в ньому нагрівається.

Різниця між кількістю тепла, випромінюваного земною поверхнею, і теплом, яке воно отримує від зустрічного випромінювання атмосфери, має назву *ефективного випромінювання Землі* (E_{ef}). Воно завжди спрямоване від земної поверхні (має від'ємний знак), і величину його можна записати у вигляді такого рівняння:

$$E_{ef} = E_3 - E_a \quad (3.7.),$$

де E_{ef} – ефективне випромінювання; E_3 – випромінювання Землі; E_a – випромінювання атмосфери.

Ефективне випромінювання визначає фактичні витрати теплоти земною поверхнею.

Ефективне випромінювання дуже залежить від вологості повітря і хмарності. Чим вища вологість повітря, тим менше ефективне випромінювання. Хмари, особливо щільні, збільшують випромінювання атмосфери і цим самим зменшують ефективне випромінювання. Хмарні ночі майже завжди тепліші за безхмарні, заморозки при наявності хмар слабкіші й менш загрозливі. Створюючи штучний шар вологого диму, можна послабити шкідливу дію заморозків.

Влітку тепло від сумарної радіації переважає над ефективним випромінюванням, а тому відбувається нагромадження тепла в ґрунті, яке в холодну пору року витрачається.

3.6. РАДІАЦІЙНИЙ БАЛАНС

Земна поверхня в один і той самий час отримує і витрачає променисту енергію. Надходження енергії складається з прямої і розсіяної радіації та зустрічного випромінювання атмосфери, а витрати її — з відбитої радіації і земного випромінювання. Різницю між надходженням і витратами радіації називають *радіаційним балансом*, або залишковою радіацією (рис. 3.3.).

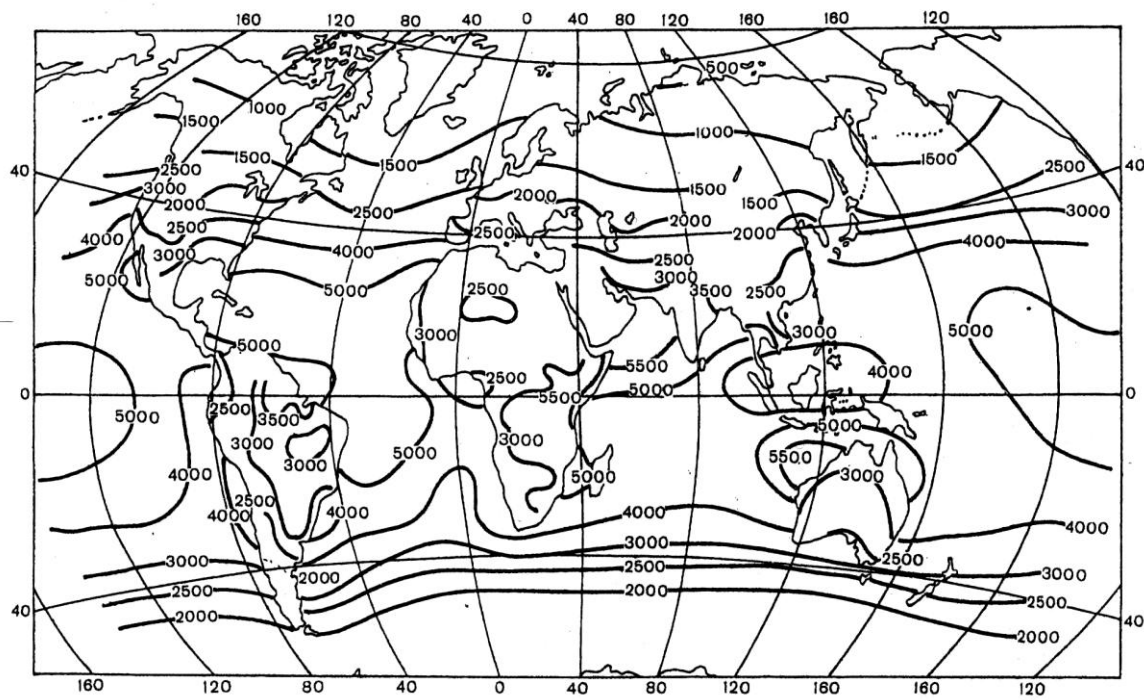


Рис. 3.3. Річний радіаційний баланс земної поверхні (Мдж/м²)

Рівняння радіаційного балансу має такий вигляд:

$$B = Q(1 - A) - E_{ef} \quad (3.8),$$

де B – величина радіаційного балансу, Вт/м²; Q – сумарна радіація; A – альbedo (в частинах одиниці); E_{ef} – ефективне випромінювання.

Поглинута радіація спричиняє нагрівання, а ефективне випромінювання — охолодження. Тому радіаційний баланс може мати різні знаки або дорівнювати нулеві. Знак «+» означає, що дана поверхня – рослинний покрив, ґрунт, вода отримує, а знак «–», що вона втрачає тепло. Коли радіаційний баланс дорівнює нулеві, підстильна поверхня зберігає променисту рівновагу, тобто отримує радіаційного тепла стільки, скільки й втрачає його.

Радіаційний баланс зумовлює нагрівання ґрунту й повітря, частина його витрачається на випаровування води з поверхні ґрунту і рослин, на танення снігу і на біологічні процеси – фотосинтез, дихання та ін.

Ступінь нагрівання будь-якої поверхні залежить від того, яку кількість сумарної радіації вона отримала і яка її відбивна здатність. При одній і тій самій величині сумарної радіації темні поверхні поглинають радіації більше, ніж світлі, оскільки перші мають менше альbedo. А це у свою чергу є причиною того, що температура темних поверхонь вдень вища, а світлих – нижча, причому різниця ця може досягати 10°C і більше.

Вночі величина радіаційного балансу менша від нуля, тобто дорівнює ефективному випромінюванню. Перехід її через нуль від від'ємних до додаткових значень спостерігається не відразу, а орієнтовно через годину після сходу Сонця. Другий перехід через нуль – до від'ємних значень, навпаки, відбувається задовго до заходу Сонця.

Взимку величина $Q(1 - A)$ буває меншою, ніж E_{ef} , навіть удень, тому радіаційний баланс завжди від'ємний, тобто підстильна поверхня втрачає тепла більше, ніж отримує від Сонця.

Поняття про *освітленість*, *тривалість сонячного сяйва*. Сонячна радіація, крім теплової дії, створює також світловий ефект, або *освітленість*, яка залежить від висоти Сонця над горизонтом, прозорості повітря, хмарності, альbedo та інших чинників. Чим вище Сонце над горизонтом, тим вища освітленість. Протягом доби максимальна освітленість опівдні, а протягом року — влітку. Хмари, особливо верхнього ярусу (перисті), посилюють освітленість і її величина більша за освітленість при безхмарному

небі. Потужні грозові хмари значно знижують освітленість, а свіжий сніг збільшує її на 10-15% (при малих висотах Сонця).

Для характеристики сонячного режиму певного району або окремого пункту використовують ще таку характеристику, як *тривалість сонячного саява*. Це час, протягом якого Сонце не було закрите хмарами і його промені безпосередньо досягали земної поверхні.

Завдання для самостійного розв'язання

1. Визначте відбиту сонячну радіацію, якщо сумарна радіація на горизонтальну поверхню дорівнює 305 Вт/м^2 , ефективне випромінювання 70 Вт/м^2 , альbedo поверхні 15 %.
2. Визначте альbedo (A) і поглинуту радіацію для поверхні снігу, якщо сумарна радіація на горизонтальну поверхню дорівнює 705, а відбита (U) 590 і 410 Вт/м^2 . Який сніг свіжіший?
3. Визначте альbedo зеленого поля, якщо сумарна радіація $Q = 630 \text{ Вт/м}^2$, а відбита $U = 140 \text{ Вт/м}^2$.
4. Визначте поглинуту радіацію свіжозораних чорнозему ($A = 100\%$) та піщаного ґрунту ($A = 40\%$), якщо сумарна радіація в середньому за цей час складає 840 Вт/м^2 .
5. При висоті Сонця 30° пряма сонячна радіація складає 840 Вт/м^2 , а розсіяна – 110 Вт/м^2 . Визначте кількість тепла, яке поглинає поверхня сухої трави?
6. На скільки більше тепла поглинає поверхня вологого парового поля в порівнянні з сухим, якщо сумарна радіація складає 700 Вт/м^2 .

Запитання для самоперевірки

1. Що являє собою сонячна радіація?
2. Який спектральний аналіз сонячної радіації?
3. Які зміни відбуваються з сонячною радіацією в атмосфері? Які чинники впливають на інтенсивність сонячної радіації за межами атмосфери і біля поверхні Землі.
4. Що таке інтенсивність сонячної радіації?
5. Що розуміють під інсоляцією?
6. Що означає помутніння атмосфери?
7. Як формулюється закон Закон Буге?
8. Які чинники впливають на величину відбитої та поглинутої радіації, альbedo?
9. Що таке ефективне випромінювання земної поверхні? Від чого воно залежить?
10. Що таке радіаційний і тепловий баланс земної поверхні? Від чого вони залежать?



Р о з д і л 4

Тепловий режим ґрунту і водою

4.1. НАГРІВАННЯ І ОХОЛОДЖЕННЯ ҐРУНТУ

Тепловий режим діяльної поверхні визначається головним чином її радіаційним балансом. Кількість же променистої енергії, що поглинається і випромінюється діяльною поверхнею, залежить від її кольору, складу, структури. Тому, наприклад, темні ґрунти, що мають порівняно малу відбивну здатність, за інших однакових умов вдень нагріваються, а вночі охолоджуються сильніше, ніж світлі. Коли радіаційний баланс позитивний, тепло від діяльної поверхні передається в глибину, а частина його поступає в повітря. Коли ж радіаційний баланс негативний, тепло з глибини ґрунту і частково з повітря надходить до діяльної поверхні.

Важливу роль в нагріванні або охолодженні ґрунту відіграють конденсація водяної пари і випаровування води, що відбувається на діяльній поверхні. Під час конденсації виділяється прихована теплота, що витрачається на нагрівання ґрунту. Під час випаровування тепло переходить в прихований стан і втрачається ґрунтом. Деяка кількість тепла в ґрунті витрачається також на хімічні і біологічні процеси: засвоєння живильних речовин корінням рослин, розчинення солей тощо.

Нагрівання і охолодження ґрунту в значній мірі залежить від його теплоємності і теплопровідності. Розрізняють питому і об'ємну теплоємність. *Питома теплоємність* це кількість тепла, необхідна для нагрівання одиниці маси ґрунту на 1°K . *Об'ємна теплоємність* - це кількість тепла, необхідна для нагрівання одиниці об'єму ґрунту на 1°K . Питома теплоємність виражається в $\text{Дж}/(\text{кг}\text{K})$, об'ємна в $\text{Дж}/(\text{м}^3\text{K})$.

Теплоємність також залежить від пористості і вологості ґрунту, тобто від того, чи заповнені пори водою або повітрям.

Від структури ґрунту залежить і його температура. Так, наприклад, за інших однакових умов температура поверхні пухкого ґрунту вдень вища, а вночі нижча, ніж температура поверхні щільного ґрунту, оскільки пухкий ґрунт має меншу теплопровідність. Крім того, пухкий ґрунт має шорстку поверхню, яка вдень поглинає, а вночі випромінює більше радіації, ніж рівна поверхня щільного ґрунту.

Для того, щоб визначити, наскільки швидко відбувається вирівнювання температури вище- і нижчєрозміщених шарів ґрунту, користуються коефіцієнтом температуропровідності. Коефіцієнтом температуропровідності називається відношення коефіцієнта теплопровідності ґрунту до його об'ємної теплоємності. Чисельно коефіцієнт відповідає підвищенню температури одиниці об'єму ґрунту в результаті притоку до нього тепла.

4.2. ДОБОВИЙ І РІЧНИЙ ХІД ТЕМПЕРАТУРИ ПОВЕРХНІ ҐРУНТУ

Зміна температури поверхні ґрунту протягом доби називається добовим ходом. Добовий хід температури поверхні ґрунту в середньому за великий період часу є періодичними коливаннями з одним максимумом і одним мінімумом. Мінімум спостерігається перед сходом сонця, коли радіаційний баланс негативний, а нерадіаційний обмін теплом між поверхнею і прилеглими до неї шарами ґрунту і повітря незначний. Зі сходом сонця, із збільшенням величини радіаційного балансу, температура поверхні ґрунту зростає і досягає максимуму близько 13-14 год. Потім починається її зниження за рахунок зменшення радіаційного балансу, хоча останній ще залишається позитивним. Після 13-14 год. витрати тепла поверхневим шаром ґрунту переважає над надходженням і відбувається зниження температури поверхні, яке триває до ранкового мінімуму.

Крива добового ходу температури є хвилеподібною лінією, нижня точка якої характеризує мінімум, а вища - максимум. У окремі дні правильний добовий хід порушується неперіодичними змінами, пов'язаними з проходженням атмосферних

фронтів, впливом хмарності, випаданням опадів і іншими чинниками. Добре виражений добовий хід температури поверхні ґрунту в теплу пору року за сталої ясної погоди.

Різниця між максимальною і мінімальною температурою протягом доби називається *амплітудою добового ходу*. На неї впливає ряд чинників.

1. *Пора року*. Влітку амплітуди найбільші, а взимку найменші. У середній смузі Східно-Європейської рівнини літні амплітуди складають в середньому 10-20⁰С, а іноді досягають ще більших значень. Взимку амплітуди в середньому становлять 5-10⁰С.

2. *Географічна широта місцевості*. Амплітуда добового ходу температури поверхні ґрунту визначається головним чином полуденною висотою сонця, яка зменшується із зростанням широти. Тому амплітуда теж зменшується із збільшенням географічної широти місцевості. Найбільші амплітуди спостерігаються в субтропічних пустелях, де велике ефективне випромінювання і, отже, відбувається сильне нічне охолодження ґрунту. Найменші амплітуди спостерігаються в полярних країнах.

3. *Хмарність*. У похмуру погоду амплітуда менша, ніж в ясну. Хмари вдень затримують пряму сонячну радіацію, а вночі значно зменшують ефективне випромінювання. У ясну погоду надходить значна сумарна радіація вдень і спостерігається потужне ефективне випромінювання вночі.

4. *Теплоємність і теплопровідність ґрунту*. Амплітуда знаходиться в зворотній залежності від теплоємності ґрунту. Чим більша теплоємність ґрунту, тим менше він нагрівається вдень і охолоджується вночі, тобто амплітуда коливань його температури менша. Такий самий характер має залежність амплітуди від теплопровідності ґрунту. Наприклад, гранітна скеля має високу теплопровідність і в ній температура передається углиб. В результаті амплітуда добових коливань температури поверхні граніту незначна. Піщаний ґрунт має меншу теплопровідність, ніж граніт. Тому амплітуда ходу температури поверхні піщаного ґрунту приблизно в 1,5 рази більша, ніж поверхні гранітної скелі.

5. *Колір ґрунту*. Амплітуда ходу температури поверхні темних ґрунтів значно більша, ніж світлих, оскільки поглинальна і випромінювальна здатність темних поверхонь вища, ніж світлих.

6. *Рослинний і сніговий покрив*. Рослинний покрив зменшує амплітуду добових коливань температури поверхні ґрунту, оскільки перешкоджає нагріванню її сонячними променями вдень і захищає від сильного випромінювання вночі. У зимовий час аналогічну роль відіграє сніговий покрив, який завдяки своїй незначній теплопровідності захищає поверхню ґрунту від нічного охолодження. Поверхня самого снігу може вночі охолоджуватися дуже сильно внаслідок високої відносної випромінювальної здатності. Але вдень із-за великого альбедо поверхня снігу нагрівається мало і тому амплітуда, не дивлячись на низький нічний мінімум, залишається не дуже значною.

7. *Експозиція схилів*. На температуру поверхні ґрунту і амплітуду її добового ходу впливає експозиція схилів. Південні схили пагорбів нагріваються сильніше північних, а західні - сильніше за східних. Це пояснюється тим, що нагрівання східних схилів відбувається вранці при низькій температурі повітря. Крім того, вранці, коли схили можуть бути зволожені росою, значна частина тепла витрачається на її випаровування. Західні ж схили нагріваються в післяполудневий час при високих температурах повітря і відносно сухому ґрунту.

Зміна температури поверхні ґрунту протягом року називається *річним ходом*. Річний хід, як і добовий, пов'язаний з надходженням і витратами тепла і визначається головним чином радіаційними чинниками. Найзручніше простежити за річним ходом температури поверхні ґрунту за її середніми місячними значеннями.

У північній півкулі максимальні середні місячні температури поверхні ґрунту в липні - серпні, коли спостерігаються найбільші надходження тепла, а мінімальні - в січні-лютому.

Різниця між найвищою і найнижчою середньою місячною температурою за рік називається *амплітудою річного ходу*. Амплітуда річного ходу температури поверхні ґрунту в значній мірі залежить від широти місцевості. В екваторіальній зоні вона в

середньому складає близько 3°C , а в полярних широтах в глибині материків перевищує 70°C . На амплітуду річного ходу, як і добового, влітку впливає рослинний, а взимку сніговий покрив.

Добові і річні зміни температури поверхні ґрунту поступово розповсюджуються в глибші шари. Шар ґрунту або води, температура якого зазнає добових і річних коливань, носить назву *активного шару*.

Нагрівання і охолодження поверхні передається в глиб ґрунту головним чином шляхом молекулярної теплопровідності. Під час проникнення тепла вглиб відбувається деяке поглинання його кожним шаром ґрунту. Чим глибше розташований шар, тим менше він одержує тепла і тим менше підвищується його температура в добовому і річному ході. Під час охолодження діяльного шару внаслідок випромінювання тепло з глибини ґрунту шляхом молекулярної теплопровідності передається до його поверхні. Тому чим глибше розташований шар ґрунту, тим менше він буде охолоджуватись. З заглибленням амплітуди добових (річних) коливань поступово зменшуються, а час настання максимальної і мінімальної температури поступово запізнюється.

Амплітуда коливань зменшується з глибиною, приблизно в геометричній прогресії, якщо глибина збільшується в арифметичній прогресії. Наприклад, якщо на поверхні ґрунту амплітуда добових коливань становить 16°C , то на глибині 20 см вона складає вже 4°C , на глибині 40 см – 1°C , а на глибині 60 см – $0,25^{\circ}\text{C}$. На деякій глибині амплітуда практично дорівнює 0°C , тобто коливання температури припиняються. На нижній межі активного шару температура протягом всього періоду залишається незмінною. Шар ґрунту, в якому температура залишається незмінною протягом доби, називається *шаром постійної добової температури*. Цей шар знаходиться на глибині 70-100 см. Шар ґрунту, в якому температура залишається незмінною протягом року, називається *шаром постійної річної температури*. Цей шар знаходиться на глибині 15-30 м.

4.3. ЗМІНА ТЕМПЕРАТУРИ ҐРУНТУ З ГЛИБИНОЮ

Розподіл температури ґрунту з глибиною залежить від часу доби і пори року. Розрізняють два типу вертикального розподілу температури ґрунту: тип інсоляції і тип випромінювання. *Тип інсоляції* характеризується зниженням температури з глибиною, а *тип випромінювання* – підвищенням. Тип інсоляції характерний для проміжків часу, коли радіаційний баланс позитивний, а тип випромінювання характерний для проміжків часу, коли радіаційний баланс негативний.

У помірних широтах влітку тип інсоляції має місце вдень, а тип випромінювання – вночі. Ввечері, коли відбувається радіаційне охолодження поверхні ґрунту, температура верхніх його шарів починає підвищуватися з глибиною, а в нижчих шарах ще зберігається денний розподіл, тобто зниження температури з глибиною. В результаті на деякій глибині створюється теплий шар, від якого температура знижується як вглиб, так і до поверхні. Вранці верхній шар ґрунту прогрівається, температура в ньому починає знижуватись з глибиною, а в глибших шарах ще зберігається нічний розподіл, тобто підвищення температури з глибиною. Отже, вранці має місце розподіл температури, зворотний вечірньому, на деякій глибині створюється холодний шар, від якого температура підвищується як вглиб, так і до поверхні ґрунту.

Зміна середньомісячної температури ґрунту з глибиною в різні пори року також різна. Влітку в середньому спостерігається тип інсоляції, а взимку тип випромінювання. Восени глибші шари ґрунту ще зберігають літній розподіл температури, тоді як в найвищих його шарах внаслідок охолодження поверхні, що почалося, воно вже набуває зимового характеру. Тому на деякій глибині створюється теплий прошарок, від якого температура знижується як вглиб, так і до поверхні, тобто цей теплий прошарок розташований між двома холоднішими. Весною спостерігається зворотний середній розподіл температури: між двома теплішими шарами розташовується холодний шар, внаслідок чого температура з глибиною спочатку знижується, а потім підвищується.

Поширення теплоти вглиб відбувається за законами Фур'є:

1. Період коливання температури ґрунту з глибиною не змінюється. На всіх глибинах інтервал між двома послідовними мінімумами і максимумами температури складає в добовому ході 24 години, а в річному 12 місяців.

2. Якщо глибина росте в арифметичній прогресії, то амплітуда зменшується в геометричній, тобто з збільшенням глибини амплітуда швидко зменшується. Шар ґрунту, температура якого на протязі доби не змінюється, називається шаром постійної добової температури. В середніх широтах цей шар знаходиться на глибині 70-100 см. Шар постійної річної температури в середніх широтах відмічається на глибині 15-20 м.

3. Максимальні та мінімальні температури на глибинах спостерігається пізніше, ніж на поверхні ґрунту. Це запізнення прямо пропорційне глибині. Добові максимуми і мінімуми запізнюються на кожні 10 см глибини в середньому на 3 години, а річні – на кожний метр глибини – на 20-30 днів.

4.4. ТЕРМОІЗОПЛЕТИ ТА ТЕРМОІЗОХРОНИ ҐРУНТУ

Розподіл температури ґрунту в часі і просторі у визначеному місці можна розглядати за допомогою графіка. Його будують по багаторічних середньомісячних температурах. По осі ординат відкладають глибини, а по осі абсцис - місяці. На одержаній сітці наносять відповідні середньомісячні температури. Потім за допомогою інтерполяції знаходять точки з однаковими температурами і сполучають їх плавними лініями, які називаються *термоізоплетами* (рис. 4.1).

Термоізоплети дають наочне уявлення про температуру активного шару ґрунту на будь-якій глибині у будь-який час року. Переміщення вздовж горизонтальної лінії дозволяє прослідкувати зміну температури на певній глибині протягом року. Переміщення ж вздовж вертикальної лінії дає уявлення про розподіл температури з глибиною в певному місяці. Таким чином, користуючись термоізоплетами, можна визначити середню температуру ґрунту на будь-якій глибині будь-якого місяця.

Зміну температури ґрунту на різних глибинах на протязі року, місяця і доби можна також зобразити графічно не тільки у вигляді термоізоплет, але і *термоізохрон* (рис.4.2). Для побудови таких графіків на вертикальній осі відкладається глибина, а на горизонтальній – температура ґрунту.

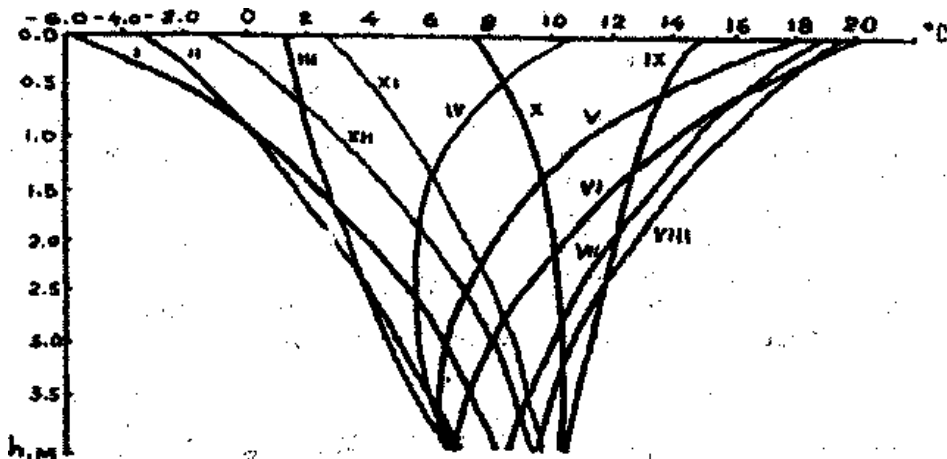


Рис. 4.2. Річний хід температури ґрунту за глибинами (термоізохрони)

Вплив рослинного і снігового покриву, хмарності і опадів на температуру ґрунту. Рослинний покрив сильно впливає на тепловий режим ґрунту. Вдень рослинний покрив затінює поверхню ґрунту від сонячної радіації. Вночі він зменшує радіаційне охолодження ґрунту. Крім того, рослинність витрачає багато тепла на випаровування.

Тому ґрунт без рослинності влітку вдень нагрівається сильніше ніж ґрунт, покритий рослинністю. Відмінність їхніх температур тим більша, чим вища і густіша рослинність.

Також значний вплив на температуру ґрунту має сніговий покрив. Завдяки своїй малій температуропровідності він захищає поверхню ґрунту від сильного охолодження.

4.5. ПРОМЕРЗАННЯ ҐРУНТУ. БАГАТОРІЧНА МЕРЗЛОТА

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 Києві промерзання ґрунту різко змінюється залежно від суворості зими. Коли зима тепла, то ґрунт промерзає до 10-20 см. В середньому у грудні ґрунт промерзає до 32 см, у січні до 58 см, у лютому до 82 см, у березні промерзання зберігається ще до 62 см. У холодні роки ґрунт у Києві промерзав до 150 см.

Багаторічною мерзлотою зайнято понад 21млн. км², що становить 11 % площі суходолу. Найбільші масиви її є в Росії – близько 11 млн. км² (більше половини території країни), на Алясці та в Канаді. У Південній Америці мерзлота займає близько 1 млн. км².

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. Товщина шару вічної мерзлоти змінюється у великих межах. Поблизу південної межі її поширення вона становить кілька десятків метрів. У районах, де середня річна температура повітря опускається до -10°C , її товщина збільшується до 400-500 м. Максимальна глибина вічномерзлого шару перевищує 600 м. Температура глибинних шарів ґрунту змінюється під впливом внутрішнього тепла Землі. Тут вона підвищується на $3,3^{\circ}\text{C}$ на кожні 100 м заглиблення. Тому на глибині 6000 м вона досягає близько 180°C .

Вічна мерзлота зумовлює особливі вимоги до методів будівництва різних споруд, оскільки замерзання та розмерзання ґрунту призводить до їх деформації. Вона також створює особливі умови для розвитку рослин. Коріння рослин не може розповсюджуватись у шарі вічної мерзлоти. Деревя з поверхневою кореневою системою у тайзі легко вивертаються з корінням під час сильних вітрів. Зате в умовах досить сухого літа в Якутії посіви сільськогосподарських культур завжди забезпечені необхідною кількістю вологи. При підвищенні температури повітря шар мерзлоти тане більше і тала вода завжди доступна корінню рослин.

4.6. НАГРІВАННЯ І ОХОЛОДЖЕННЯ ВОДОЙМ

Поверхневий шар води, як і ґрунту, добре поглинає інфрачервону радіацію. Відносна випромінювальна здатність води також мало відрізняється від випромінювальної

здатності інших природних поверхонь і складає понад 96 % випромінювання абсолютно чорного тіла. Таким чином, умови поглинання і відбивання довгохвильової радіації у водних басейнах і в ґрунті розрізняються мало. Інакше йде справа з короткохвильовою радіацією. Вода, на відміну від ґрунту, для неї - прозоре тіло. Тому короткі хвилі, особливо фіолетові і ультрафіолетові, проникають у воду на досить значну глибину і радіаційне нагрівання відбувається в шарі води завтовшки декілька метрів.

Істотні відмінності теплового режиму водойм і ґрунту викликані такими причинами.

1. *Теплоємність води* в 3-4 рази перевищує теплоємність ґрунту. Тому для однакового їхнього нагрівання вода повинна одержати більше тепла, ніж ґрунт. Якщо до води і ґрунту надходить однакова кількість тепла або вони віддають однакову кількість тепла, то температура води зміниться менше.

2. *Частинки води дуже рухливі*. Тому у водоймах передача тепла в глиб води відбувається не шляхом молекулярної теплопровідності, як в ґрунті, а в результаті інтенсивнішого процесу - турбулентного перемішування. Воно полягає в тому, що в рухомій воді створюються вихори, які безладно переміщуються у всіх напрямках, сприяючи сильному перемішуванню води та інтенсивному перенесенню тепла. Внаслідок турбулентного перемішування перенесення тепла в глиб водойм за інших однакових умов виявляється в 1000-10000 разів сильнішим ніж перенесення його в ґрунті. Охолодження води вночі і в холодну пору року відбувається ще швидше, ніж її нагрівання вдень і влітку. В цьому випадку до турбулентності додається термічна конвекція. Вона полягає в тому, що охолоджені верхні шари води внаслідок збільшенню щільності, опускаються донизу, а їхнє місце займає відносно тепла вода, яка піднімається з глибших шарів. Термічна конвекція у воді припиняється під час осіннього охолодження, коли температура у всіх шарах води досягає 4⁰С, оскільки при цій температурі щільність прісної води найбільша. Після цього верхні шари інтенсивно охолоджуються і нарешті замерзають.

В океанах і морях певну роль в перемішуванні шарів води і пов'язаній з ним передачі тепла відіграє також і випаровування. При значному випаровуванні з поверхні моря верхні шари води стають солонішими і щільнішими, внаслідок чого вони опускаються. Перемішування води в морях і океанах відбувається також під впливом дрейфових течій і поверхневих хвиль. В результаті того, що нагрівання і охолодження у водних басейнах розповсюджується значно глибше, ніж в ґрунті, зміна температури поверхні водойм відбувається повільніше і виявляється меншою, ніж зміна температури поверхні ґрунту. У добовому ході мінімальна температура поверхні водойм настає через 2-3 год після сходу сонця, а максимальна - в 15-16 год, тобто як мінімум, так і максимум спостерігаються пізніше, ніж на поверхні ґрунту. Амплітуда добового ходу температури поверхні океанів в помірних широтах складає всього 0,1-0,2 ⁰С, у тропічних - 0,5 ⁰С, на великих озерах помірних широт досягає 2-5⁰С. Добові коливання температури поверхні проникають в глиб водних басейнів на 15-20 м, а в окремих випадках (при сильному перемішуванні води) глибше (до 50-70 м).

У річному ході температури поверхні водойм в північній півкулі мінімум настає в лютому-березні, а максимум в серпні, тобто також дещо пізніше, ніж на поверхні ґрунту. Амплітуда річного ходу температури поверхні океанів в тропічних широтах складає близько 2-3 ⁰С, в помірних 5- 8 ⁰С. На внутрішніх морях і глибоководних озерах вона досягає 20 ⁰С і більше.

Глибина проникнення річних коливань у водоймах складає 200-400 м.

4.7. ТЕПЛОВИЙ БАЛАНС ДІЯЛЬНОЇ ПОВЕРХНІ

Вдень діяльна поверхня поглинає деяку частину сумарної радіації, що надходить до неї, і зустрічного випромінювання атмосфери, але втрачає енергію у вигляді власного довгохвильового випромінювання. Тепло, одержане діяльною поверхнею, частково передається в глиб ґрунту або водойми, а частково - в атмосферу. Крім того, частина одержаного тепла витрачається на випаровування води з діяльної поверхні. Вночі сумарна

радіація відсутня і діяльна поверхня, як правило, втрачає тепло у вигляді ефективного випромінювання. В цей час доби тепло з глибини ґрунту або водойми надходить вгору, до діяльної поверхні, а тепло з атмосфери передається вниз, тобто теж надходить до діяльної поверхні. В результаті конденсації водяної пари з повітря на діяльній поверхні виділяється теплота конденсації.

Коли радіаційний баланс позитивний, тепло одержане діяльною поверхнею, практично повністю витрачається на теплообмін з атмосферою, на теплообмін з нижніми шарами ґрунту і на випаровування. Коли радіаційний баланс від'ємний, тепло, що втрачається діяльною поверхнею, повністю відшкодовується тими ж трьома процесами. Загальний прихід-витрату енергії діяльної поверхні називають її *тепловим балансом*. Його можна виразити так званим рівнянням теплового балансу діяльної поверхні

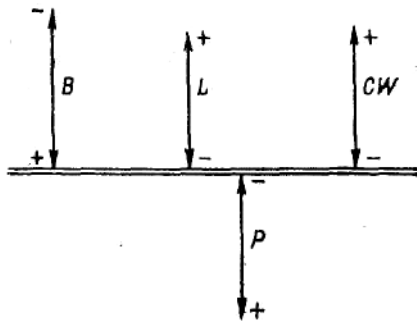


Рис.4.3. Схема теплового балансу діяльної поверхні.

$$B = P + L + CW \quad (4.1.),$$

де B – радіаційний баланс; P – потік тепла від діяльної поверхні до нижніх шарів; L – турбулентний потік тепла в приземному шарі атмосфери; CW – тепло, що витрачається на випаровування води або виділяється під час конденсації водяної пари на діяльній поверхні; C –

теплота випаровування; W – кількість води, що випарувалася з одиниці площі поверхні за інтервал часу, для якого складено рівняння.

На рис. 4.3. представлена схема теплового балансу діяльної поверхні. На схемі показані чотири основні його складові, включені в рівняння.

Однією з основних складових теплового балансу діяльної поверхні є її радіаційний баланс B , який врівноважується нерадіаційними потоками тепла. Радіаційний баланс вимірюється за допомогою актинометричних спостережень.

Потік тепла P в ґрунті або водоймі залежить від їхніх теплових властивостей. Для ґрунту він знаходиться за температурою і вологістю на різних глибинах. У водних басейнах цей потік тепла визначається не тільки обміном теплом між діяльною поверхнею і нижніми шарами води, але і теплообміном з навколишніми масами води під час горизонтальних переміщень водних мас.

Турбулентний потік тепла L кількісно характеризує перенесення тепла, викликане турбулентним перемішуванням приземного шару атмосфери. Він обраховується за даними температури повітря, пружності водяної пари і швидкості вітру на різних висотах. Ці дані отримують під час градієнтних спостережень.

Тепло CW , що витрачається на випаровування води або виділяється під час конденсації водяної пари, залежить від кількості води, яка випарувалася, або пари, що сконденсувалася, і визначається за допомогою випарників градієнтних спостережень та іншими методами.

Матеріали спостережень і результати розрахунків складових теплового балансу дозволяють робити висновки про співвідношення між цими складовими за різні періоди часу в різних географічних районах, а також для всієї Землі в цілому. Складові теплового балансу діяльної поверхні мають впорядкований добовий і річний хід.

Максимальні значення більшості складових теплового балансу діяльної поверхні припадають на близькополудневий час. Максимальні амплітуди їхнього добового ходу спостерігаються влітку, а мінімальні – взимку.

Річний хід складових теплового балансу поверхні океанів відрізняється від їхнього річного ходу для суходолу. Основні відмінності спостерігаються між процесами поглинання радіації і поширення тепла в нижні шари ґрунту і води.

Завдання для самостійного розв'язання

1. Зробіть комплексний аналіз складових радіаційного балансу пункту за даними табл. 4.1:

Таблиця 4.1.

Середні місячні та річні суми радіації (МДж/м), середні альbedo (%) для Києва

Характеристика радіації	Місяці												За рік
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
I	105	163	297	327	478	557	566	499	411	264	92	75	3834
I ₁	25	54	130	193	297	356	344	297	205	105	25	17	2048
q	71	96	172	226	285	302	393	239	176	122	63	50	2095
U	58	71	80	71	101	117	113	109	80	46	29	33	909
A	60	47	26	17	19	20	20	20	21	21	35	49	22
R	-17	8	105	197	293	327	327	327	155	57	0	-13	1686

а) побудуйте графік місячних величин прямої (I), розсіяної (q) і відбитої (U) радіації та радіаційного балансу. На горизонтальній осі відкладіть місяці року (1 см – 50 Дж/м², 1 міс. – 1 см). Пряму і розсіяну радіацію зобразіть у вигляді стовпчикових діаграм для кожного місяця. Над прямокутником прямої радіації побудуйте прямокутник розсіяної. Разом по вертикалі вони мають становити сумарну радіацію. Річний хід радіаційного балансу і відбитої радіації зобразіть кривими:

б) опишіть, як змінюються протягом року середні величини прямої і розсіяної радіації, які фактори викликають ці зміни?

в) порівняйте зміни протягом року величини сумарної радіації і радіаційного балансу;

г) поясніть особливості річного розподілу відбитої радіації.

2. Порівняйте складові радіаційного балансу континентів і океанів (табл. 4.2).

Таблиця 4.2

Складові теплового балансу Земної кулі, МДж/м . Рік

Складові теплового балансу	Континенти						Суша
	Європа	Азія	Африка	Північна Америка	Південна Америка	Австралія	
R	1634,1	1969,3	2849,2	1676,0	2933,0	2933,0	2053,1
LE	1005,6	921,8	1089,4	963,7	1885,3	921,8	1047,5
P	628,5	1047,5	1759,8	712,3	1047,5	2011,2	1005,1

Складові теплового балансу	Океани			Вода	Земля
	Атлантичний	Тихий	Індійський		
R	3435,8	3503,4	3561,1	3435,8	3016,8
LE	3016,8	3268,2	3226,3	3100,6	2514,0
P	335,2	335,2	293,3	335,2	502,8

а) побудуйте стовпчикові діаграми складових радіаційного балансу для континентів і океанів. На горизонтальній осі відкладіть континенти або океани (1 см), а на вертикальній – складові радіаційного балансу (1 см = 10 МДж/м² на рік). На діаграмах для кожного континенту чи океану спочатку за величиною радіаційного балансу (R) побудуйте прямокутник, потім для верхньої її основи відкладіть донизу значення LE , а ще нижче – B ;

б) виявіть залежність між витратами тепла на випаровування і загальним зволоженням материків.

в) проаналізуйте складові радіаційного балансу для всіх материків і континентів, і океанів, порівняйте їх між собою.

3. Визначте радіаційний баланс трави, якщо її альбедо 20 %, потік прямої радіації на горизонтальну поверхню складає 546 Вт/м², а розсіювана радіація – 140 Вт/м², ефективне випромінювання – 105 Вт/м².

4. Визначте радіаційний баланс при слідує даних: поглинута радіація 750 Вт/м², ефективне випромінювання – 45 Вт/м².

5. Побудуйте графіки добового ходу температури на Вінниччині (табл.4.2) ходу температури ґрунту в Києві, Чернігові, Херсоні, Вінниці. Зробіть їх аналіз.

Таблиця 4.2

**Добовий хід температури на поверхні ґрунту в січні і липні 1969 р.
на Вінниччині**

Час Станція	Січень								Липень							
	00	03	06	09	12	15	18	21	00	03	06	09	12	15	18	21
Білопілля	-13	-13	-14	-14	-10	-8	-11	-12	16	14	13	23	33	33	29	19
Хмільник	-12	-12	-13	-12	-8	-7	-10	-12	15	14	13	21	33	34	29	19
Липовець	-11	-12	-12	-13	-9	-6	-10	-11	15	14	14	22	31	33	27	19
Вінниця	-11	-12	-13	-11	-9	-6	-9	-11	16	14	13	21	31	33	28	19
Жмеринка	-11	-12	-13	-12	-9	-7	-10	-11	14	13	12	21	31	32	27	18
Гайсин	-10	-10	-11	-11	-8	-6	-9	-10	16	15	14	22	32	34	27	19
Могиливі- Подільський	-11	-11	-12	-12	-7	-4	-9	-10	17	15	14	23	32	35	30	20
Крижопіль	-10	-11	-11	-11	-8	-6	-9	-10	15	13	13	22	32	33	27	18

6. Побудуйте термоізоплети та термоізохрони ґрунту для Києва, Чернігова, Вінниці та Херсону (табл. 4.3). Зробіть аналіз та визначте:

Таблиця 4.3

Середня місячна температура ґрунту, °С

Глибина, см	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
КИЇВ												
00	-6,0	-6,0	-1,0	8,0	18,0	22,0	24,0	22,0	15,0	8,0	1,0	4,0
20	0,1	-0,2	0,7	6,1	13,4	17,4	19,4	18,6	14,6	9,2	4,1	1,2
40	0,8	0,3	0,8	5,8	12,5	16,6	18,6	18,3	14,8	9,8	5,0	1,9
80	2,2	1,4	1,5	4,8	10,6	14,5	16,7	17,3	14,8	10,9	6,5	3,6

Продовження табл. 4.3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
160	4,4	3,4	2,9	4,1	8,0	11,4	13,9	15,0	14,3	12,0	7,9	6,1
320	7,3	6,1	5,2	4,9	6,2	8,3	10,3	11,7	12,4	12,0	10,6	8,9
ЧЕРНІГІВ												
00	-7,0	-5,0	-2,0	8,0	18,0	22,0	23,0	21,0	14,0	7,0	0,0	-4,0
20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
40	0,2	-0,5	0,1	4,8	13,1	17,6	20,3	19,6	15,8	9,6	4,4	1,3
80	1,6	1,1	0,7	3,7	10,9	15,3	18,5	18,4	16,2	11,1	6,4	2,9
160	3,2	2,8	1,9	3,3	8,5	12,4	16,0	16,7	16,7	15,9	12,3	4,9
320	7,0	5,8	4,9	4,4	5,5	8,1	10,5	12,2	12,2	13,0	12,4	8,7
ВІННИЦЯ												
00	-6,1	-4,9	-0,4	8,7	17,0	21,3	22,5	21,0	14,8	7,7	1,4	-2,6
20	-0,6	-1,0	0,2	6,2	13,7	18,0	20,4	19,1	14,6	9,0	3,6	0,5
40	0,1	-0,4	0,3	5,4	12,3	16,6	19,1	18,5	14,9	9,7	4,8	1,4
60	1,0	0,2	0,4	4,8	11,3	15,6	18,1	17,9	15,2	10,4	5,8	2,5
80	1,6	0,7	0,8	4,6	10,5	14,6	17,2	17,4	15,3	10,9	6,6	3,2
120	3,4	2,4	2,1	4,3	8,8	12,8	15,3	16,1	14,7	11,7	8,1	4,9
160	4,7	3,6	3,1	4,3	7,6	11,1	13,6	14,7	14,2	12,1	9,1	6,3
240	6,6	5,4	4,6	4,8	6,5	9,1	11,1	12,6	13,0	12,3	10,2	8,3
320	7,9	6,8	6,2	6,0	6,4	7,9	9,3	10,7	11,4	11,7	10,6	9,2
ХЕРСОН												
00	-3,0	-2,0	3,0	12,0	21,0	25,0	29,0	27,0	19,0	12,0	4,0	-1,0
20	0,0	0,4	2,9	10,4	17,5	21,7	25,2	24,5	19,1	12,9	6,2	1,7
40	1,1	0,8	2,6	9,2	16,1	20,7	23,8	24,0	20,0	13,9	8,0	3,1
80	3,1	2,2	2,8	7,7	13,9	18,1	21,3	22,5	20,2	15,6	10,3	5,5
160	6,0	4,5	4,0	6,4	10,8	14,8	18,1	19,9	19,6	16,6	12,8	9,0
320	10,8	9,1	8,0	7,7	8,9	11,2	13,5	15,5	16,6	16,2	14,9	15,0

а) коли настане максимум і мінімум температури ґрунту на глибинах 50, 80, 100 см., якщо на поверхні ґрунту максимальна температура буває о 14, а мінімальна – о 3 год?

б) коли настануть відповідні температури на глибинах 1, 2, 5, 7, 9, 15 м., якщо на поверхні ґрунту максимальна температура була у липні?

7. Побудуйте та проаналізуйте криві зміни температури за холодний період року (табл. 4.4). В чому причина різниці в температурному режимі цих поверхонь?

Таблиця 4.4.

Середня температура поверхні оголеного ґрунту та на ґрунті

Поверхня	Місяці					
	XI	XII	I	II	III	IV
Оголена	-1,8	- 6,3	- 8,5	-9,1	-4,7	4,0
Під снігом	0,1	-1,7	-1,3	-1,5	-1,0	2,0

Запитання для самоперевірки

1. Які особливості передачі тепла в ґрунті і воді?
2. Як змінюється тепловий режим поверхні суходолу і води в теплий і холодний період року, вночі і вдень?
3. Як впливає рослинний і сніговий покрив на тепловий режим поверхні ґрунту і

на глибинах?

4. Що собою являє тепловий баланс земної поверхні?
5. Які добові та річні зміни складових теплового балансу?
6. Які існують відмінності складових теплового балансу на суходолі та над морями?
7. Які чинники впливають на нагрівання та охолодження ґрунту?
8. Який добовий та річний хід температури поверхні ґрунту?
9. Які чинники визначають добову та річну амплітуду температури?
10. Які особливості розповсюдження тепла у глибину ґрунту?
11. Що таке вічна мерзлота? Як відбувається промерзання ґрунту?
12. Які особливості нагрівання й охолодження водойм?



Р о з д і л 5

Тепловий режим атмосфери

5.1. ПРОЦЕСИ НАГРІВАННЯ І ОХОЛОДЖЕННЯ ПОВІТРЯ

Тепловим режимом атмосфери називають характер розподілу і зміни температури в атмосфері. Тепловий режим атмосфери визначається головним чином її теплообміном з навколишнім середовищем, тобто з діяльною поверхнею і космічним простором.

За винятком верхніх шарів, атмосфера поглинає порівняно незначну частину сонячної енергії. Зокрема, безпосередньо сонячними променями нагрівання тропосфери незначне. Основним джерелом нагрівання нижніх шарів атмосфери є тепло, отримане ними від діяльної поверхні. У денний час, коли прихід радіації переважає над випромінюванням, діяльна поверхня нагрівається; стає теплішою за повітря, і тепло передається від неї повітрю. Вночі діяльна поверхня втрачає тепло шляхом випромінювання і стає холоднішим за повітря. В цьому випадку повітря віддає тепло ґрунту, внаслідок чого охолоджується. Перенесення тепла між діяльною поверхнею і атмосферою, а також в самій атмосфері може відбуватись за допомогою таких процесів.

1. *Молекулярна теплопровідність.* Повітря, дотичне з діяльною поверхнею, обмінюється з нею теплом за допомогою молекулярної теплопровідності. Проте внаслідок того, що коефіцієнт молекулярної теплопровідності нерухомого повітря порівняно незначний, цей вид теплообміну також не відіграє значної ролі.

2. *Турбулентне перемішування повітря у постійному русі.* Рух окремих його невеликих об'ємів, вихорів має нерегульований, хаотичний характер. Такий рух називається турбулентним перемішуванням або, турбулентністю. Турбулентність впливає на різні атмосферні процеси, зокрема на теплообмін. В результаті турбулентного перемішування атмосфери виникає інтенсивне перенесення тепла з тепліших її шарів в менш теплі. Теплообмін між землею поверхнею і атмосферою за допомогою турбулентного перемішування відбувається значно інтенсивніше, ніж теплообмін за рахунок молекулярної теплопровідності повітря. Так, влітку в полуденний час над суходолом турбулентний потік тепла за однакових градієнтів температури приблизно в 10 000 разів перевищує молекулярний. І іноді він може відрізнятись від молекулярного ще більше.

3. *Теплова конвекція.* Над суходолом тепла конвекція виникає в результаті нерівномірного нагрівання різних ділянок діяльної поверхні ґрунту. Над морем вона теж виникає у разі, коли водна поверхня тепліша за прилеглі шари атмосфери. На водоймах таке положення часто має місце в холодну пору року і вночі. Конвективне перенесення тепла за сприятливих умов може охоплювати по вертикалі всю товщу тропосфери.

4. *Радіаційна теплопровідність.* Деяку роль в передачі тепла від ґрунту до атмосфери відіграє випромінювання діяльною поверхнею довгохвильової радіації, що поглинається нижніми шарами. Останні, нагріваючись, таким самим чином послідовно передають тепло до вищих шарів. Під час охолодження поверхні радіаційний потік тепла рухається від вищих шарів атмосфери донизу. Над суходолом потік відчувається головним чином вночі, коли турбулентність різко ослаблена, а тепла конвекція відсутня.

5. *Випаровування вологи з діяльної поверхні і подальша конденсація (сублімація) водяної пари в атмосфері.* Під час конденсації (сублімації) виділяється теплота, яка йде на нагрівання навколишнього повітря.

З п'яти перерахованих процесів обміну теплом між діяльною поверхнею і атмосферою провідна роль належить турбулентному перемішуванню і тепловій конвекції. Зміни температури, що відбуваються в результаті описаних процесів у виділеному об'ємі повітря, називають *індивідуальними*. Вони характеризують зміну теплового стану певної кількості повітря. Проте температура у визначеному місці може змінюватись також в

результаті переміщення повітря в горизонтальному напрямі, тобто при *адвекції*. Під час адвекції тепла в певне місце поступає повітря, яке має вищу температуру, ніж повітря, що знаходилося там раніше, а при адвекції холоду - повітря, що має нижчу температуру. Адвекція тепла (або холоду) є важливим чинником місцевої зміни температури не тільки в тропосфері, але і в стратосфері.

5.2. ВПЛИВ ХАРАКТЕРУ ДІЯЛЬНОЇ ПОВЕРХНІ НА НАГРІВАННЯ І ОХОЛОДЖЕННЯ ПОВІТРЯ

Характер діяльної поверхні суттєво впливає на процеси нагрівання і охолодження прилеглого до неї шару атмосфери. Тепловий вплив суходолу і водної поверхні на атмосферу неоднакові: діяльна поверхня суходолу віддає повітрю більшу частину отриманого нею променистого тепла (35-50%), ніж поверхня водойм. Вода значну частину отриманого тепла віддає глибшим шарам. Багато тепла у водоймах витрачається також на випаровування води, і лише незначна його частина витрачається на нагрівання повітря. Тому в періоди нагрівання суходолу повітря над ним виявляється теплішим, чим ніж над водною поверхнею. Коли ж діяльна поверхня охолоджується шляхом випромінювання, то суходіл не накопичивши достатньо запасів тепла, порівняно швидко охолоджується і охолоджує прилеглі шари повітря.

Моря, океани і великі озера в теплу пору року накопичують в своїй товщі значну кількість тепла. У зимовий час вони віддають його повітрю. Тому повітря над водними поверхнями взимку тепліше, ніж над суходолом.

Поверхні материків в свою чергу є неоднорідними. Ліси, болота, степи, поля віддають повітрю неоднакову кількість тепла. Крім того, ґрунти різних видів (чорнозем, пісок, торф) також здійснюють неоднаковий термічний вплив на повітря.

5.3. ВПЛИВ РОСЛИННОГО ПОКРИВУ І МІСЬКИХ УМОВ НА ТЕМПЕРАТУРУ ПОВІТРЯ

Рослинний покрив також істотно впливає на температуру повітря. Поверхня густого рослинного покриву поглинає майже всю радіацію, що надходить до неї, і практично є діяльною поверхнею. Прилегле до неї повітря вдень прогрівається, а вище і нижче від цієї поверхні температура зменшується. Вночі над поверхнею рослинного покриву повітря в результаті випромінювання виявляється найбільш холодним. У рідкому рослинному покриві охолоджене повітря дещо опускається до рівня з більш густим листям. В цьому випадку діяльною поверхнею є не зовнішня поверхня рослинності, а дещо нижчий рівень. Вдень повітря над рослинним покривом нагрівається, а вночі охолоджується менше, ніж над оголеним ґрунтом. Це пояснюється великою теплоємністю рослинного покриву, а також тим, що частина променистої енергії, яка надходить на рослинний покрив, витрачається в ньому на різні фізичні і біологічні процеси головним чином на випаровування.

У лісі максимальні і мінімальні температури повітря спостерігаються над кронами дерев або, якщо листя рідке, дещо нижче крон. Тому найбільші амплітуди також виявляються над кронами, а вище і нижче вони зменшуються. З численних спостережень за температурою повітря в лісі, під кронами дерев і у відкритому полі встановлено, що в середньому температура в лісі нижча, ніж в полі. Підвищуючи нічні мінімуми і знижуючи денні максимуми, ліс згладжує добові коливання температури. Амплітуди добового ходу температури повітря в лісі приблизно на 2⁰C менші, ніж в полі.

Міста в свою чергу здійснюють значний вплив на температуру повітря. В літній час житлові будівлі, різні міські споруди, дорожні покриття тощо, нагріваючись, віддають своє тепло повітрю. Тому температура повітря в місті вища ніж на його околицях.

Особливо велика ця відмінність у вечірній час, коли будівлі і споруди, що сильно нагрілися вдень, поступово віддають своє тепло повітря. Крім того, в місті майже відсутні ділянки відкритого ґрунту і порівняно малі площі рослинного покриву, тому тут менші витрати тепла на випаровування. Це також сприяє підвищенню температури повітря в місті.

Взимку в містах внаслідок зниженої прозорості повітря менше ефективно випромінювання. Тому температура повітря в місті взимку теж дещо вища, ніж на околицях. Спостереженнями встановлено, що середньорічні температури повітря в містах на 0,5-1,0 °С вищі, ніж на околицях. Чим більші міста, тим більша ця різниця.

5.4. ЗАМОРОЗКИ

Заморозками називають зниження температури до 0 °С і нижче при позитивних середньодобових температурах. Заморозки спостерігаються, як правило, в перехідну пору року. Під час заморозків температура повітря на висоті 2 м іноді може залишатися позитивною, а в самому нижньому шарі повітря, прилеглому до землі, опускатися до 0 °С і нижче. В разі, коли температура повітря позитивна, а температура ґрунту або рослин в результаті їхнього радіаційного охолодження опускається нижче 0 °С, виникають заморозки на ґрунті.

За умовами утворення заморозки поділяються на радіаційні, адвективні і адвективно-радіаційні.

Радіаційні заморозки виникають в результаті радіаційного охолодження ґрунту і прилеглих шарів атмосфери. Виникненню таких заморозків сприяють безхмарна погода і слабкий вітер. Хмарність зменшує ефективно випромінювання і тим самим знижує вірогідність заморозку. Вітер також перешкоджає виникненню заморозку, оскільки він підсилює турбулентне перемішування, внаслідок чого збільшується притік тепла від повітря до ґрунту.

Радіаційні заморозки часто носять місцевий характер, оскільки утворюються в низинах і улоговинах, куди стікає охолоджене повітря з рівнин і схилів. На підвищених відкритих місцях утворення заморозків маловірогідно, оскільки звідси охолоджене повітря стікає вниз і замінюється теплішим повітрям, що надходить.

Істотний вплив на радіаційні заморозки мають теплові властивості ґрунту. Чим менші його теплоємність і коефіцієнт теплопровідності, тим сильніші заморозки. Так, заморозки на поверхні зораних ґрунтів, що мають знижену теплоємність і теплопровідність, спостерігаються частіше, ніж на поверхні щільних ґрунтів. Пояснюється це, зокрема, тим, що в ґрунтах з малою теплопровідністю утруднений притік тепла до поверхні з глибших шарів. Щільні ґрунти, що мають більшу теплоємність, вночі охолоджуються повільніше розпушених, а при порівняно великій їхній теплопровідності втрата тепла поверхнею швидко відшкодовується надходженням глибших і більш теплих шарів.

Адвективні заморозки утворюються в результаті адвекції повітря, що має температуру нижче 0 °С. Під час вторгнення холодного повітря ґрунт охолоджується і тому температури повітря і ґрунту мало розрізняються. Адвективні заморозки охоплюють великі площі і мало залежать від місцевих умов.

Адвективно-радіаційні заморозки пов'язані з вторгненням холодного сухого повітря, що іноді навіть має додатну температуру. Вночі, особливо при ясній або малохмарній погоді, відбувається додаткове охолодження цього повітря за рахунок випромінювання і виникають заморозки як на поверхні ґрунту, так і в повітрі.

Заморозки часто завдають великих збитків господарству, особливо сільському господарству, вражаючи сади, городи і виноградники. Найбільш небезпечні адвективно-радіаційні заморозки, що утворюються пізньої весни або ранньої осені, після тривалого теплового періоду.

Для боротьби із заморозками застосовуються різні прийоми, що зводяться до того, щоб підтримувати температуру вищу за мінімум, шкідливий для даного типу рослин. Поширеним заходом боротьби із заморозками є задимлення, тобто створення димової завіси. Вона зменшує ефективне випромінювання і уповільнює зниження температури вночі. Крім того, часточки диму, будучи ядрами конденсації, сприяють утворенню в повітрі крапельок води і виділенню теплоти конденсації, яка дещо підвищує температуру повітря.

5.5. ДОБОВИЙ І РІЧНИЙ ХІД ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ

Добовий хід температури повітря визначається відповідним ходом температури діяльної поверхні. Нагрівання і охолодження повітря залежать від термічного режиму діяльної поверхні. Тепло, поглинуте цією поверхнею, частково поширюється вглиб ґрунту або водойми, а інша його частина надходить до прилеглого шару атмосфери і потім розповсюджується у вищі шари. При цьому відбувається деяке запізнення максимуму і мінімуму температури повітря в порівнянні із зміною температури ґрунту.

Мінімальна температура повітря на висоті 2 м спостерігається перед сходом сонця. З підняттям сонця над горизонтом температура повітря протягом 2-3 год швидко підвищується. Потім зростання температури сповільнюється. Максимум її настає через 2-3 год пополудні. Далі температура знижується - спочатку поволі, а потім швидше.

Над морями і океанами максимум температури повітря настає на 2-3 год раніше, ніж над материками, причому амплітуда добового ходу температури повітря над великими водоймами перевищує амплітуду, добового ходу температури водної поверхні. Це пояснюється тим, що поглинання сонячної радіації повітрям і власне його випромінювання над морем значно більше, ніж над суходолом, оскільки над морем в повітрі міститься велика кількість водяної пари.

Особливості добового ходу температури повітря виявляються під час визначення середніх результатів тривалих спостережень. Пересічні показники виключають окремі неперіодичні порушення добового ходу температури, пов'язані з вторгненнями холодних і теплих повітряних мас. Ці вторгнення спотворюють добовий хід температури. Наприклад, при вторгненні вдень холодної повітряної маси температура повітря в деяких пунктах іноді знижується, а не підвищується. При вторгненні ж теплої маси вночі температура може підвищуватися.

При сталій погоді зміна температури повітря протягом доби виражена досить виразно. Але амплітуда добового ходу температури повітря над суходолом завжди менша амплітуди добового ходу температури поверхні ґрунту. Амплітуда добового ходу температури повітря залежить від ряду чинників.

1. *Широта місцевості.* Із збільшенням широти місцевості амплітуда добового ходу температури повітря зменшується. Найбільші амплітуди спостерігаються в субтропічних широтах. В середньому за рік амплітуда добового ходу температури повітря складає в тропічних областях близько 12 °С, у помірних широтах 8-9 °С, поблизу Полярного кола 3-4 °С, в Заполяр'ї 1-2 °С.

2. *Пора року.* У помірних широтах найменші амплітуди спостерігаються взимку, а найбільші - влітку. Весною вони дещо більші, ніж восени. Амплітуда добового ходу температури залежить не тільки від денного максимуму, але і від нічного мінімуму, який тим нижчий, чим триваліша ніч. У помірних і високих широтах за короткі літні ночі температура не встигає впасти до дуже низьких значень і тому амплітуда тут залишається порівняно невеликою. У полярних областях в умовах цілодобового полярного дня амплітуда добового ходу температури повітря складає всього близько 1 °С. У полярну ніч добові коливання температури майже не спостерігаються. У Заполяр'ї найбільші амплітуди спостерігаються весною і восени. Наприклад, на о.Діксон найбільша амплітуда в ці сезони складає в середньому 5-6 °С.

Найбільші амплітуди добового ходу температури повітря спостерігаються в тропічних широтах, причому вони тут мало залежать від пори року. Так, в тропічних пустелях ці амплітуди протягом всього року складають 20-22 °С.

3. *Характер діяльної поверхні.* Над водною поверхнею амплітуди добового ходу температури повітря менші, ніж над суходолом. Над морями і океанами вони складають в середньому 2-3 °С. З віддаленням від берегів в глиб материка амплітуди збільшуються до 20-22 °С. Аналогічний з характером, але недостатній вплив на добовий хід температури повітря здійснюють внутрішні водойми і сильно зволожені поверхні (болота, місця з рясною рослинністю). У сухих степах і пустелях середньорічні амплітуди добового ходу температури повітря досягають 30 °С.

4. *Хмарність.* Амплітуда добового ходу температури повітря в ясні дні більша, ніж в хмарні, оскільки коливання температури повітря знаходяться в прямій залежності від коливань температури діяльного шару, які в свою чергу безпосередньо пов'язані з кількістю і характером хмар.

5. *Рельєф місцевості.* На добовий хід температури повітря значно впливає рельєф місцевості, на що вперше звернув увагу О.І. Восейков. За наявності увігнутих форм рельєфу (улоговини, долини) повітря зустрічається з найбільшою площею підстильної поверхні. Тут повітря вдень застоюється, а вночі охолоджується над схилами і стікає на дно. В результаті цього збільшується як денне нагрівання, так і нічне охолодження повітря всередині увігнутих форм рельєфу в порівнянні з рівнинною місцевістю. Тим самим збільшуються і амплітуди добових коливань температури в такому рельєфі. Коли форми рельєфу опуклі (гори, горби, піднесеності) повітря зустрічається з найменшою площею підстильної поверхні. Вплив діяльної поверхні на температуру повітря послаблюється. Таким чином, амплітуда добового ходу температури повітря в улоговинах, долинах більша, ніж над рівнинами, а над останніми вони більші, ніж над вершинами гір і пагорбів.

6. *Висота над рівнем моря.* Із зростанням висоти місця амплітуда добового ходу температури повітря зменшується, а моменти настання максимумів і мінімумів зрушуються на пізніший час. Добовий хід температури з амплітудою 1-2 °С спостерігається навіть на висоті тропопаузи, але тут він вже обумовлений поглинанням сонячної радіації озоном, що міститься в повітрі.

Річний хід температури повітря визначається перш за все річним ходом температури діяльної поверхні. Амплітуда річного ходу є різницею середньомісячних температур найтеплішого і найхолоднішого місяців.

У північній півкулі на континентах максимальна середньомісячна температура повітря спостерігається в липні, мінімальна - в січні. На океанах і узбережжі материків екстремальні температури настають дещо пізніше: максимум - в серпні, мінімум - в лютому-березні. Над суходолом амплітуди річного ходу температури повітря значно більші, ніж над водною поверхнею.

Сильно впливає на амплітуду річного ходу температури повітря географічна широта місцевості. Найменша амплітуда спостерігається в екваторіальній зоні. Із зростанням широти місцевості амплітуда збільшується, досягаючи найбільших значень в полярних широтах.

Амплітуда річних коливань температури повітря залежить також від висоти місця над рівнем моря. Із зростанням висоти амплітуда зменшується. Впливають на річний хід температури повітря погодні умови: туман, дощ і головним чином хмарність. Відсутність хмарності взимку призводить до зниження середньої температури найхолоднішого місяця, а влітку - до підвищення середньої температури найтеплішого місяця.

Річний хід температури повітря в різних географічних зонах різноманітний. За величиною амплітуди і за часом настання екстремальних температур виділяють чотири типу річного ходу температури повітря.

1. *Екваторіальний тип.* У екваторіальній зоні протягом року спостерігаються два максимуми температури - після весняного і осіннього рівнодення, коли сонце над екватором опівдні знаходиться в зеніті, і два мінімуми - після зимового і літнього сонцестояння, коли сонце знаходиться на найменшій висоті. Амплітуди річного ходу тут незначні, що пояснюється малозмінним притоком тепла протягом року. Над океанами амплітуди складають близько 1 °С, а над континентами 5-10 °С.

2. *Тропічний тип.* У тропічних широтах спостерігається простий річний хід температури повітря з максимумом після літнього і мінімумом після зимового сонцестояння. Амплітуди річного ходу з віддаленням від екватора збільшуються взимку. Середня амплітуда річного ходу над материками складає 10-20 °С, над океанами 5-10 °С.

3. *Тип помірного поясу.* У помірних широтах також спостерігається річний хід температури з максимумом після літнього і мінімумом після зимового сонцестояння. Над материками північної півкулі максимальна середньомісячна температура спостерігається в липні, над морями і узбережжям - в серпні. Річні амплітуди збільшуються з широтою. Над океанами і узбережжям вони в середньому складають 10-15 °С, а на широті 60° досягають 60 °С.

4. *Полярний тип.* Полярні райони характеризуються тривалою холодною зимою і порівняно коротким прохолодним літом. Річні амплітуди над океаном і узбережжям полярних морів складають 25-40°С, а на суходолі перевищують 65 °С. Максимум температури спостерігається в серпні, мінімум - в січні.

Розглянуті типи річного ходу температури повітря визначаються з результатів багаторічних спостережень і є правильними періодичними коливаннями. У окремі роки під впливом вторгнень теплих і холодних мас виникають відхилення від приведених типів.

5.6. ІНВЕРСІЇ

Залежно від умов утворення приземні інверсії розділяються на *радіаційні* і *адвективні*.

Радіаційні інверсії виникають як результат охолодження приземного шару атмосфери, дотичного з діяльною поверхнею, яка, в свою чергу вихолоджується шляхом випромінювання. З віддаленням від діяльної поверхні температура повітря підвищується. Таким чином, в нижньому шарі атмосфери температура з висотою зростає. Такі інверсії влітку розвиваються вночі, а взимку - вдень. В зв'язку з цим *радіаційні* інверсії розділяють на літні (нічні) і зимові.

а) *Літні (нічні)* інверсії починають розвиватися ввечері після заходу сонця. Протягом ночі вони посилюються і вранці досягають максимальної потужності і глибини. Після сходу сонця діяльна поверхня і прилегле до неї повітря прогріваються і інверсія руйнується. Потужність нічних інверсій залежить від тривалості вихолодження повітря і від інтенсивності турбулентного перемішування. Товщина інверсійного шару може змінюватись від 10-15 до 200-400 м. Розвитку нічних інверсій сприяє ясне небо і слабкий вітер.

б) *Зимові інверсії* в ясну погоду, коли охолодження діяльної поверхні день за днем посилюються, можуть зберігатися декілька діб і навіть тижнів, дещо послаблюючись вдень і знову посилюючись вночі. Товщина інверсійного шару складає декілька сотень метрів, а іноді досягає 2 км і більш. Наприклад, товщина і стрибок температури зимових інверсій особливо значні в Якутії, де тривалий час зберігається ясна погода і слабкий вітер. Товщина інверсії іноді досягає 3 км, а стрибок температури 15 °С.

Особливо посилюються радіаційні інверсії за умов неоднорідного рельєфу місцевості. Повітря, що охолоджується, стікає в низини і улоговини, де незначне турбулентне перемішування сприяє його подальшому охолодженню. Радіаційні інверсії, пов'язані з особливостями рельєфу місцевості, називають *орографічними*.

Адвективні інверсії виникають під час адвекції теплого повітря, тобто при натіканні теплого повітря на холоднішу діяльну поверхню. Наприклад, вторгнення

теплого морського повітря на материк в зимову пору року. В цьому випадку нижні шари натікаючого повітря віддають частину свого тепла діяльній поверхні, внаслідок чого утворюється інверсія.

До адвективних інверсій відносяться весняні (або снігові) інверсії, які виникають під час адвекції повітря, що має температуру вище за 0°C , на поверхню, покриту снігом. На танення снігу нижні шари повітря витрачають велику кількість тепла, внаслідок чого їхня температура знижується до 0°C , і, відповідно, з висотою температура зростає.

Інверсії утворюються також і у вільній атмосфері. За умовами утворення поділяються на такі типи: *інверсії турбулентності (тертя)*, *динамічні*, *антициклонні* і *фронтальні*. Інверсії помітно впливають на розвиток різних атмосферних процесів. Зокрема, шари інверсії характеризуються найбільш стійкою стратифікацією і тому перешкоджають розвитку висхідних рухів повітря.

5.7. ГЕОГРАФІЧНИЙ РОЗПОДІЛ ТЕМПЕРАТУРИ ПРИЗЕМНОГО ШАРУ АТМОСФЕРИ

Розподіл температури на великих територіях або на всій земній кулі можна уявити за допомогою *карт ізотерм*. *Ізотермами* називають лінії, що сполучають на карті точки з однаковою температурою повітря в даний момент або в середньому за той чи інший проміжок часу.

Для порівняння спостережень, виконаних в різних пунктах, виміряну температуру приводять до рівня моря. Необхідність в цьому викликана тим, що температура повітря в середньому знижується з висотою. Тому над височинами вона в середньому нижча, ніж в розташованих поряд долинах. Приведення температури до рівня моря виконується виходячи з того, що в тропосфері вона знижується в середньому на $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Ізотерми на картах залежно від мети побудови проводять через 1, 2, 4, 5 $^{\circ}\text{C}$, а іноді і через 10°C . Для з'ясування характеру розподілу температур в різні пори року зручно користуватися ізотермами середньомісячної температури двох місяців року: найхолоднішого (січня) і найтеплішого (липня).

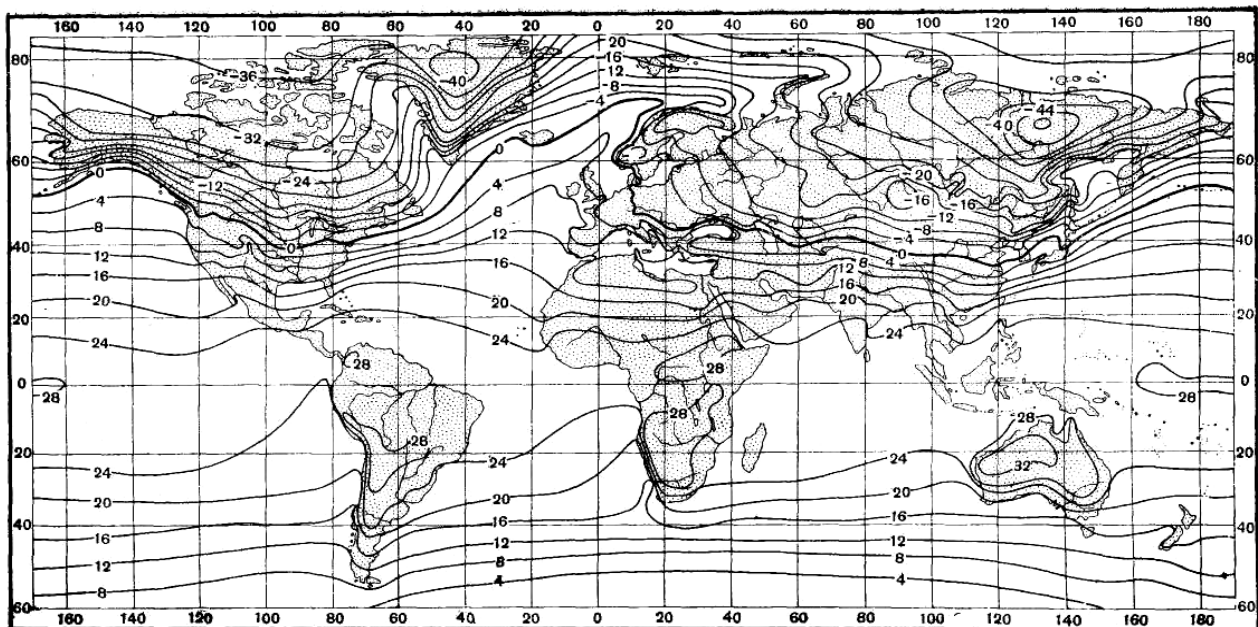


Рис.5.1. Ізотерми січня

Ізотерми січня (рис. 5.1.) не співпадають з паралелями. Вони мають різні вигини, найбільш яскраво виражені в північній півкулі, особливо в районах переходу з моря на суходіл і навпаки. Пояснюється це відмінністю температур повітря над водоймами і

континентами. У південній півкулі, де переважає водна поверхня, ізотерми проходять плавніше і мають майже широтний напрям. У північній півкулі ізотерми розташовані густіше, ніж в південній. Особливо це виявляється над материками, де контрасти температур між окремими районами більші, ніж над океанами. Над північною частиною Атлантичного океану напрям січневих ізотерм наближається до меридіонального. Пояснюється це тим, що на температуру повітря впливає тепла течія Гольфстрім, яка омиває західні береги Європи. Майже в меридіональному напрямі взимку проходять ізотерми і на півночі Східно-Європейської рівнини. Температура тут знижується з віддаленням від океану, тобто із заходу на схід, приблизно до 135°Сх.д.

На півночі Якутії, в районі Верхоянська і Оймякона, розташовується так званий полюс холоду, обмежений ізотермою -50°C . У окремі дні температура тут опускається ще нижче: у Верхоянську вона досягала -68°C , а в Оймяконі спостерігається абсолютний мінімум температури повітря північної півкулі, який становив -71°C . Полюс холоду в районі Оймякона обумовлений фізико-географічними чинниками: Оймякон розташований в улоговині, куди стікає холодне повітря. Тут воно застоюється, оскільки перемішування його взимку за відсутності значного нагрівання ослаблене.

Іншим полюсом холоду в північній півкулі є Гренландія, де приведена до рівня моря середньомісячна температура найхолоднішого місяця складає -55°C . Мінімальна температура тут спостерігалась приблизно -70°C . Виникнення гренландського полюса холоду пов'язане з великим альбедо льодовикового плато. Невеликі осередки холоду на картах січневих ізотерм спостерігаються також над Скандинавією і Малою Азією. У південній півкулі в січні літо. Тому над Південною Америкою, Африкою і Австралією в цей час виділяються осередки тепла.

Липневі ізотерми (рис. 5.2.) в північній півкулі розташовані значно рідше, ніж січневі, оскільки контрасти температур між полюсом і екватором влітку значно менші, ніж взимку. Влітку температура повітря над материками вища, ніж над океанами. Тому в північній півкулі над материками ізотерми вигнуті на північ. Над Північною Америкою, Африкою і Азією добре виражені замкнуті області тепла. Особливо слід звернути увагу на область в Сахарі, де середня температура липня складає 40°C , а в окремі дні вона перевищує 50°C . Абсолютний максимум температури в Північній Африці

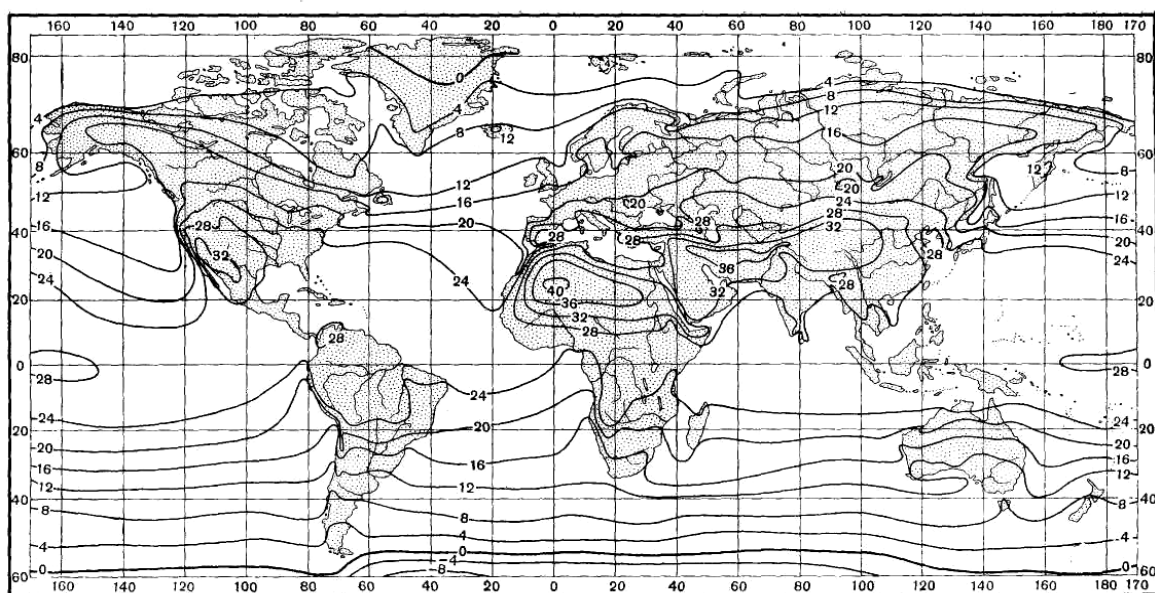


Рис.5.2. Ізотерми липня

складає 58°C (на південь від Тріполі). Така ж температура спостерігалась в Каліфорнії, в Долині Смерті, де підвищенню температури повітря сприяє рельєф місцевості (високі гори і глибокі долини). Найвищі середньорічні температури спостерігаються приблизно уздовж 10° Пн.ш. Лінія, що сполучає точки з максимальними середньорічними температурами, називається *термічним екватором*. Влітку термічний екватор зміщується до 20° Пн.ш., а взимку наближається до 5-10° Пн.ш., тобто завжди залишається в північній півкулі. Пояснюється це тим, що в північній півкулі більше материків, які нагріваються сильніше, ніж океани південної півкулі.

У південній півкулі в липні зима. Ізотерми тут проходять майже в зональному напрямі, тобто співпадають по напрямку з паралелями. У високих південних широтах температура різко знижується в напрямку Антарктиди. На крижаному плато Антарктиди спостерігаються найнижчі температури повітря. На узбережжі Антарктиди середня температура липня змінюється від -15 до -35 °C, а в центрі Східної Антарктиди вона досягає -70 °C. У окремі дні температура тут опускається нижче -80 °C. Наприклад, на ст. „Восток”, розташований на 78° Пд.ш., зареєстрована найнижча на земній кулі температура приземного шару повітря -88,3 °C. Таким чином, район, в якому розташована ст. „Восток”, є полюсом холоду не тільки для південної півкулі, але і для всієї земної кулі. Така низька температура пояснюється тим, що ст. „Восток” розташована на плато, на висоті 3420 м над рівнем моря, де при слабкому вітрі в умовах полярної ночі відбувається сильне охолодження повітря.

Температурні аномалії. Температурною аномалією в даному пункті називається різниця між середньорічною (або середньомісячною) температурою повітря в цьому пункті і відповідною температурою для даної широти. Для обчислення аномалії вибирають декілька точок, що лежать на даній широті, і за картою ізотерм знаходять температуру в кожній з них. Отримані значення складають і ділять на кількість точок. Якщо середня температура в даному пункті вище за середню температуру всього широтного кола, то температурна аномалія в ньому вважається позитивною, якщо нижча, то негативною. Лінії на карті, що сполучають точки з однаковими аномаліями, називають *термоізоаномалами*.

5.8. НЕПЕРІОДИЧНІ ЗМІНИ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ

Неперіодичні зміни температури повітря – це зміни, які не узгоджуються з часом доби. Такі зміни можуть бути дуже великими, особливо похолодання взимку, коли температура повітря у будь-який час може знизитись за короткий час на 10-20°C. Тому добовий хід температури добре проявляється лише в окремі дні стійкої малохмарної антициклональної погоди. Неperіодичні зміни найкраще виражені у помірних та високих широтах.

Неперіодичні зміни температури викликаються перенесенням повітряних мас з інших районів Землі. Особливо значно знижується температура в помірних широтах у зв'язку з вторгненням холодного повітря з Арктики та Антарктики. У східній Європі температура також різко знижується, коли сюди надходить холодне континентальне повітря у виступі Сибірського антициклону.

Перенесення морського повітря в Європу із середніх широт Атлантичного океану викликає різке підвищення температури взимку та зниження її влітку. Чим далі від Атлантики, тим менше повторюються вторгнення цих повітряних мас. Все ж таки атлантичне повітря впливає на клімат аж до Середньосибірського плоскогір'я.

Холодне арктичне повітря часто проникає в район Середземного моря і навіть досягає Північної Африки та Передньої Азії. Але частіше воно затримується гірськими хребтами Європи та Азії, які витягнуті в широтному напрямку. На території Північної Америки немає широтно витягнутих хребтів, тому тут арктичне повітря може досягати

Флориди та Мексиканської затоки. Над океанами арктичне повітря може досягати тропіків, хоч над водними просторами воно досить добре прогрівається.

Тропічне повітря переноситься у Європу і влітку і взимку із Північної Африки та з низьких широт Атлантичного океану. В окремих випадках тропічне повітря влітку обумовлює температуру до 30⁰С навіть на північному узбережжі Євразії. Особливо сприятливі умови для перенесення вологого тропічного повітря на територію Північної Америки з Мексиканської затоки.

Неперіодичні зміни температури повітря можна характеризувати за допомогою міждобової зміни температури, тобто зміною середньої добової температури повітря від попередньої доби до наступної. При цьому беруть лише абсолютну величину зміни температури не звертаючи уваги на знак цієї зміни. Міждобова зміна температури тим більша, чим частіші і більші неперіодичні зміни температури бувають у цій місцевості.

Найменші міждобові зміни температури спостерігаються в тропічних широтах. При зростанні географічної широти вони збільшуються. Особливо великі міждобові зміни температури спостерігаються на півночі Західного Сибіру, на Печорі, в середині Північної Америки. Тут в середньому за рік вона досягає 3,5⁰ С, а взимку становить 5-6⁰ С. У Східній Європі вона складає близько 2,5⁰С, у Західній Європі близько 2⁰С, а в південній Європі навіть менше 1,5⁰С. Звичайно, в окремих випадках в середніх широтах міждобова зміна температури може досягати 30-35⁰С.

5.9. ВЕРТИКАЛЬНИЙ ГРАДІЄНТ ТЕМПЕРАТУРИ

Однією з характеристик теплового режиму атмосфери є *вертикальний градієнт* (γ), температури повітря – це величина зміни температури на кожні 100 м висоти:

$$\gamma = \frac{\Delta t}{\Delta h} \cdot 100 \quad (5.1.),$$

де Δt – різниця температур t_b на висоті h_b (верхній рівень) h_n (на висоті h_n (нижній рівень)). Тоді

$$\gamma = - \frac{t_b - t_n}{h_b - h_n} \cdot 100, \quad (5.2.),$$

де висоти h_b і h_n виражені в метрах;
а γ - в ⁰С/100 м.

З формули (5.2.) виходить, що вертикальний градієнт температури позитивний при зниженні температури з висотою. Якщо температура з висотою зростає (*інверсія*), то вертикальний градієнт температури негативний. Якщо температура з висотою не змінюється (*ізотермія*), то вертикальний градієнт температури дорівнює нулю.

Значення вертикального градієнта температури вельми мінливі. Вони змінюються не тільки залежно від висоти, але і від часу доби, пори року, інших чинників.

Особливо значні зміни у просторі та часі зазнає вертикальний градієнт температури в приграничному шарі атмосфери. Відомості про вертикальний градієнт температури в різних шарах атмосфери використовуються для складання прогнозів погоди, метеообслуговування польотів літаків, а також для оцінки метеорологічних умов при виведенні супутників на орбіту тощо.

Середній по висоті і за часом вертикальний градієнт температури в тропосфері складає 0,65⁰С/100 м. Знаючи вертикальний градієнт температури, легко визначити температуру на будь-якому рівні, якщо відома температура на нижньому рівні. Можна розв'язати і зворотне завдання, тобто визначити температуру на нижньому рівні, якщо відома температура на верхньому рівні. Такі завдання виконують, наприклад, для приведення температури до рівня моря.

Розподіл температури з висотою можна зобразити графічно. Для цього зручно на вертикальній осі відкласти висоту, а на горизонтальній - температуру. Точки, відповідні

виміряним значенням температури на різних висотах, сполучають відрізками прямої і отримують ламану лінію, яка характеризує розподіл температури з висотою. Ця лінія називається кривою *стратифікації*.

5.10. АДІАБАТИЧНІ ПРОЦЕСИ В АТМОСФЕРІ

Адіабатичними процесами в газах, враховуючи і повітря, називають зміни температури і тиску газу, що відбуваються без обміну теплом з навколишнім середовищем. В атмосфері постійно мають місце процеси, близькі до адіабатичних. Якщо деяка порція повітря рухається вгору, то вона потрапляє в шар з нижчим тиском і розширюється. На роботу розширення витрачається внутрішня енергія внаслідок чого температура повітря, що піднімається, знижується. При опусканні порції повітря тиск в ній зростає, повітря стискається і робота зовнішніх сил по його стисненню переходить у внутрішню енергію повітря, що виявляється в підвищенні його температури.

Таким чином, з підняттям повітря температура його знижується, а при опусканні зростає. Висхідні рухи повітря виникають при тепловій конвекції або при його русі по фронтальній поверхні, по гірському схилу тощо, а також у області низького тиску. Низхідні рухи повітря виникають під час його опусканні з гір і височин, а також в областях підвищеного тиску. Такі рухи повітря викликають зміну його характеристик і тому відіграють важливу роль в розвитку різних атмосферних процесів, особливо в тропосфері. Адіабатична зміна стану повітря може відбуватися і за відсутності вертикальних його переміщень, наприклад коли на якому-небудь рівні (зокрема біля земної поверхні) тиск змінюється в часі. В цьому випадку із зниженням тиску температура також знижується, а при зростанні збільшується.

Адіабатичний процес, що протікає в сухому повітрі або у вологому повітрі, але з ненасиченою водяною парою, називається *сухоадіабатичним* (γ_a).

Зміна температури сухого повітря і повітря з ненасиченою парою під час його адіабатичного вертикального переміщення на 100 м називається *сухоадіабатичним вертикальним градієнтом температури*.

Під час адіабатичного підйому сухого повітря або повітря з ненасиченою парою його температура на кожні 100 м висоти знижується на 1 °С, а під час адіабатичного опускання на 100 м зростає на 1 °С. Таким чином, можна визначити температуру певного об'єму повітря на заданій висоті, якщо відома початкова температура.

5.11. ТЕРМІЧНА СТРАТИФІКАЦІЯ АТМОСФЕРИ СТОСОВНО ВЕРТИКАЛЬНИХ ПЕРЕМІЩЕНЬ СУХОГО ПОВІТРЯ І ПОВІТРЯ З НЕНАСИЧЕНОЮ ВОДЯНОЮ ПАРОЮ

Термічною стратифікацією шару атмосфери називається характер розподілу температури повітря з висотою. Залежно від вертикального розподілу температури повітря знаходиться в стані стійкої, байдужої або нестійкої рівноваги.

Стійкою рівновагою повітря називається такий його стан, при якому будь-яке вимушене вертикальне або похиле зміщення окремого об'єму повітря усередині шару викликає виникнення сил, що перешкоджають зміщенню і прагнуть повернути цей об'єм на початковий рівень.

Байдужою рівновагою шару атмосфери називається такий його стан, при якому вимушений вертикальний зсув окремого об'єму не викликає появи сил, прагнучих продовжувати піднімати або опускати цей об'єм.

Нестійкою рівновагою повітря називається такий його стан, коли вимушене зміщення об'єму повітря усередині шару викликає виникнення сил, що примушують даний об'єм продовжувати своє зміщення в тому напрямі, в якому воно почалося.

Припустимо, що деякий об'єм повітря під впливом вітру або нагрівання піднявся вгору і це повітря в результаті свого адіабатичного охолодження виявиться холоднішим і тому щільнішим за навколишнього повітря на тій висоті, куди воно піднялося, то воно буде прагнути опуститися назад на початковий рівень. Така рівновага і є стійкою. Якщо ж об'єм повітря, адіабатично піднятий на деяку висоту, набуває в результаті підйому такої ж температури, яку має навколишнє повітря на цій висоті, то воно тут і залишиться. Така рівновага і є байдужою. Якщо ж адіабатично піднятий об'єм повітря на деякій висоті виявиться тепліше навколишнього повітря, то воно продовжуватиме підніматися. Така рівновага атмосфери є нестійкою.

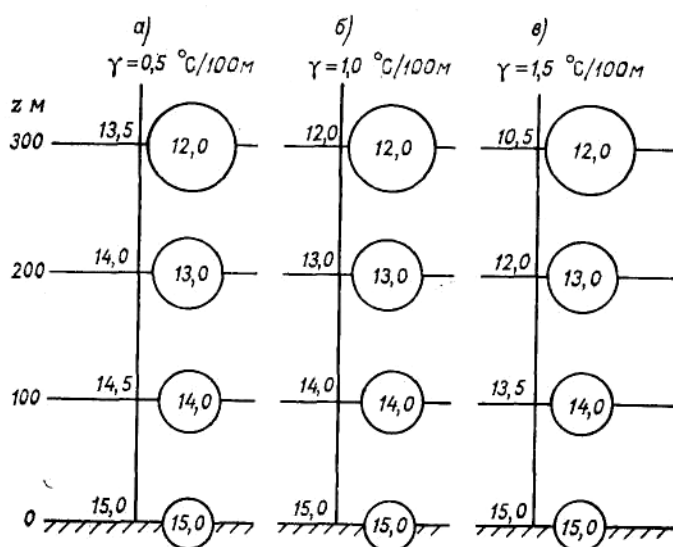


Рис.5.2. Залежність стратифікації атмосфери від вертикального градієнта температури

Визначимо залежність стратифікації атмосфери від вертикального градієнта температури (рис. 5.2.). Для цього розглянемо шар потужністю 300 м з температурою біля земної поверхні $15,0^{\circ}\text{C}$ і з вертикальним температури градієнтом $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ (рис. 5.2.а). Припустимо, що деякий об'єм сухого повітря або повітря з ненасиченою парою почав підніматися від землі під впливом зовнішнього імпульсу (перешкода, порив вітру тощо). При цьому воно буде адіабатично охолоджуватись на

$1,0^{\circ}\text{C}$ на кожні 100 м підйому. В результаті на висоті 100 м повітря, що піднімається, виявиться на $0,5^{\circ}\text{C}$ холодніше навколишнього повітря і, більш щільне, почне опускатися. Така рівновага атмосфери є *сухостійкою*.

В іншому випадку (рис. 5.2.б) вертикальний температури градієнт становить $1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. З малюнка видно, що температура об'єму, який піднімається, на всіх рівнях однакова з температурою навколишнього повітря на тих самих рівнях. Отже, стан атмосфери *сухо-байдужий*.

У третьому випадку (рис. 5.2.в) вертикальний градієнт температури становить $1,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Міркуючи як і в першому випадку, можна переконатися, що повітря, яке піднімається, вже на висоті 100 м стане на $0,5^{\circ}\text{C}$ тепліше навколишнього і тому продовжуватиме рухатися вгору. При цьому різниця температур повітря, що піднімається і оточуючого, збільшуватиметься. Рівновага атмосфери буде *сухонестійкою*. Таким чином, стратифікація атмосфери визначається показником вертикального температурного градієнта.

Описані співвідношення зручно зобразити графічно на адіабатній діаграмі. Зміни температури у вертикально рухомій частині сухого повітря зображено на діаграмі сухою адіабатою. Розподіл температури в навколишньому повітрі, одержаний із спостережень, наприклад з результатів радіозондування, зображений на діаграмі кривою стратифікації. Якщо відрізок кривої стратифікації на діаграмі понад нахилений до осі температур, ніж відрізок сухої адіабати, відповідний цьому шару атмосфери, то стратифікація нестійка. Якщо крива стратифікації співпадає з сухою адіабатою (або паралельна їй), то стратифікація байдужа. Якщо відрізок кривої стратифікації менше нахилений до осі температур, ніж суха адіабата, то стратифікація нестійка. Чим більша площа, між кривою стратифікації і адіабатою, що проходить через початкову точку кривої стратифікації, тим

більша енергія нестійкості стратифікації в даному випадку і тим активніший розвиток конвекції.

5.12. ВОЛОГОДІАБАТИЧНІ ПРОЦЕСИ В АТМОСФЕРІ

Вологодіабатичним процесом називається адіабатична зміна стану повітря, що містить насичену водяну пару. Такий процес відбувається, наприклад, під час вертикального переміщення повітря з насиченою парою. Відносна вологість вологого повітря, що піднімається, зростає, і на деякій висоті водяна пара, яка міститься в цьому повітрі, досягає стану насичення. При подальшому підйомі повітря в ньому відбувається конденсація водяної пари. Висота, на якій водяна пара в повітрі, що піднімається, стає насиченою, називається рівнем конденсації. Цю висоту можна знайти за формулою

$$h = 122(t - t_d) \quad (5.3.),$$

де t – температура повітря;

t_d – точка роси.

Висоту рівня конденсації можна визначити також за допомогою адіабатної діаграми. Визначення висоти рівня конденсації має велике практичне значення, оскільки на цій висоті лежить нижня межа конвективних хмар. Верхня межа цих хмар лежить поблизу рівня конвекції.

Під час адіабатичного підйому повітря вище за рівень конденсації в ньому відбувається конденсація водяної пари і виділяється теплота конденсації, яка витрачається на нагрівання повітря. Утворені продукти конденсації можуть залишатися в рухомому повітрі, або випадати у вигляді опадів. Якщо повітря разом з продуктами конденсації, починає опускатися, то в ньому відбуваються зворотні процеси, а саме: адіабатичне підвищення температури і випаровування продуктів конденсації, що супроводжується витратою тепла. Зміни температури при однаковому піднятті і опусканні повітря будуть однакові за абсолютним значенням. Зміна температури повітря, що піднімається або опускається, з насиченою парою при його вертикальному переміщенні на 100 м називається *вологоадіабатичним градієнтом температури*.

Вологоадіабатичний градієнт γ_a' завжди менший за сухоадіабатичний γ_a , оскільки при підйомі одиниці маси повітря з насиченою парою виділяється теплота конденсації, яка зменшує адіабатичне зниження температури.

Вологоадіабатичний градієнт температури на відміну від сухоадіабатичного не є постійною величиною. Він змінюється залежно від температури повітря, що піднімається, і від тиску. Із зниженням температури вологоадіабатичний градієнт температури зростає. Із зниженням тиску вологоадіабатичний градієнт температури зменшується. Температура вертикально рухомого об'єкту повітря, насиченого водяною парою, на адіабатній діаграмі зображається *вологою адіабатою*. Вологі адіабати нахилені до горизонтальної осі менше, ніж сухі адіабати. Але у високих шарах атмосфери, де вміст вологи в повітрі, насиченого водяною низький, вологоадіабатичний градієнт наближується за величиною до сухоадіабатичного. Кут нахилу вологих адіабат подібний до кута нахилу сухих адіабат. На рівні моря середнє значення вологоадіабатичного градієнта температури становить $0,5^\circ\text{C}/100\text{ м}$.

Умови вертикальної стійкості того або іншого шару атмосфери стосовно до вертикальних переміщень повітря з насиченою парою визначаються співвідношенням між вологоадіабатичним градієнтом і вертикальним градієнтом температури в даному шарі.

Якщо вертикальний температурний градієнт в шарі повітря менший за вологоадіабатичного, то цей шар стійкий стосовно до вертикальних переміщень як сухого повітря, так і повітря з насиченою парою. Такий стан шару називається *абсолютно стійким*. Наприклад: $\gamma = 0,5^\circ\text{C}/100\text{ м}$, $\gamma_a' = 0,6^\circ\text{C}/100\text{ м}$, $\gamma_a = 1,0^\circ\text{C}/100\text{ м}$.

Якщо вертикальний градієнт температури в шарі повітря перевищує вологоадіабатичний і сухоадіабатичний градієнти, то цей шар повітря *абсолютно нестійкий*. Наприклад: $\gamma = 1,3^\circ\text{C}/100\text{ м}$, $\gamma_a' = 0,7^\circ\text{C}/100\text{ м}$, $\gamma_a = 1,0^\circ\text{C}/100\text{ м}$.

Якщо вертикальний градієнт температури в деякому шарі повітря нижчий за сухоадіабатичний, але перевищує волого адіабатичний, цей шар *вологонестійкий*. Наприклад: $\gamma=0,8^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, $\gamma'_a=0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, $\gamma_a=1,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

Завдання для самостійного розв'язання

1. Побудуйте графік зміни ходу температури повітря, використовуючи дані таблиці 5.1:

а) хід температури повітря з висотою в 00, 09, 15, 21 год. (масштаб вибирає сам студент);

б) добовий хід температури на висотах 25, 100, 300 м. Обчисліть амплітуду добового ходу температури повітря на кожній висоті. Дайте пояснення в різниці зміни температури повітря на різних висотах.

2. Визначити вертикальний градієнт температури повітря (γ) між сусідніми рівнями для 00 та 15 год. і зрівняйте їх із сухоадіабатичними градієнтами (γ_a).

Таблиця 5.1

Температура повітря ($t^{\circ}\text{C}$), яка виміряна на 300-метровій метеорологічній вежі міста Вінниці

Висота, м	Час							
	00	03	06	09	12	15	18	21
0,5	13,3	14,5	16,3	18,1	21,5	23,8	19,2	11,9
2,7	13,4	14,6	15,2	17,4	20,2	23,7	19,2	13,0
25,0	13,5	14,8	14,9	16,7	19,9	21,5	18,8	17,8
100,0	13,6	14,8	13,9	16,9	19,0	21,5	18,8	17,8
190,0	13,6	14,8	13,8	16,0	18,4	21,5	18,1	17,8
250,0	13,2	13,1	12,3	15,7	17,0	21,5	17,9	17,4
300,0	13,0	12,5	12,0	15,1	16,3	19,7	17,3	17,0

3. Обчисліть температуру повітря на висотах 50, 100, 200, 300, 500, 1000 м, якщо на висоті 2 м в липні вона складала $23,5^{\circ}\text{C}$; $30,0^{\circ}\text{C}$; $35,2^{\circ}\text{C}$; в січні $-3,1^{\circ}\text{C}$; $-10,8^{\circ}\text{C}$; -15°C ; а вертикальний градієнт дорівнює $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

4. Знайдіть висоту, на якій температура повітря дорівнює 10°C , якщо на висоті 2 м вона складає $16,8^{\circ}\text{C}$, а вертикальний градієнт температури повітря $\gamma=0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

5. Біля поверхні Землі температура насиченого водяною парою повітря дорівнює $20,0^{\circ}\text{C}$. Над невеликою ділянкою повітря нагрілося до $24,8^{\circ}\text{C}$ і почало підійматися. Визначте на якій висоті припиниться його рух.

6. За даними табл. 5.2 побудуйте графіки річного ходу температури повітря методом гістограм для населених пунктів (пункти вказує викладач) і проаналізуйте їх за схемою:

Таблиця 5.2

Типи річного ходу температури повітря

Станція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Белен	26,0	25,4	35,7	26,0	26,0	25,9	26,0	26,0	26,1	26,2	26,5	26,2	
Рангун	25,0	26,4	28,6	30,3	29,2	27,2	26,9	26,9	27,2	27,8	26,9	25,3	
Хартум	22,5	23,8	27,2	30,7	33,1	33,3	30,8	29,4	30,9	31,4	27,5	23,7	

Продовження таблиці 5.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Кордоба	23,6	22,9	20,5	16,9	13,3	10,2	10,3	12,0	14,8	17,5	20,4	22,7	
Сідней	21,9	21,9	20,8	18,1	15,0	12,5	11,7	13,1	15,0	17,5	19,4	21,7	
Мадрид	4,9	6,5	10,0	13,0	15,7	20,6	24,2	23,6	19,8	14,0	8,9	6,6	
Кантон	13,6	14,2	17,2	21,6	25,6	27,3	28,8	28,2	27,2	24,0	19,7	1,7	
Верхо- янськ	-50,5	-44,7	-32,2	-15,3	0,5	12,2	15,6	9,4	1,7	-15,3	-37,5	-47,8	
Москва	-10,5	-9,7	-4,6	3,8	11,8	16,8	18,3	16,3	10,7	-1,7	-2,2	-7,9	
Омськ	-19,2	-17,8	-11,8	1,3	10,7	16,6	18,3	15,9	10,4	-1,4	-8,9	-16,5	
Харбін	-20,1	-15,8	-6,0	5,8	14,0	19,8	23,3	21,6	14,5	5,7	-6,6	-16,7	
Бирроу	-26,4	-28,1	-26,1	-18,1	-7,5	1,1	4,2	3,6	-0,8	-8,3	-17,2	-23,6	
Мирний	-1,9	-3,2	-9,2	-11,8	-13,2	-16,5	-17,9	-18,0	-12,8	-7,6	-7,6	-2,0	

- а) визначте річну амплітуду коливань температури;
 б) визначте річну температуру повітря;
 в) визначте дати переходу середньої добової температури повітря через ≥ 0 , ≥ 5 , ≥ 10 , $\geq 15^\circ\text{C}$; ≤ 0 , ≤ 5 , ≤ 10 , $\leq 15^\circ\text{C}$. Обчисліть по графіку тривалості (в днях) періодів з вказаними температурами.

7. Користуючись табл. 5.3 побудуйте карту січневих і липневих ізотерм України

Таблиця 5.3

Річний хід температури повітря на Україні

Станція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Чернігів	-7,0	-6,0	-1,6	7,1	14,4	17,7	19,4	18,2	13,3	7,0	1,3	-3,5	
Суми	-7,6	-7,3	-2,0	7,0	14,3	17,7	19,4	18,4	13,2	6,4	0,4	-4,6	
Ковель	-4,8	-3,7	0,5	7,7	13,5	17,1	18,2	17,3	13,2	7,4	2,6	-1,9	
Луцьк	-5,0	-3,9	0,4	7,6	13,7	16,9	18,4	17,5	13,4	7,9	2,5	-2,2	
Житомир	-5,7	-5,0	-0,3	7,2	13,9	17,1	18,5	17,6	13,0	7,2	1,7	-3,0	
Київ	-6,0	-5,0	-0,2	7,8	14,7	17,9	19,7	18,6	14,0	7,6	1,5	-3,3	
Львів	-4,9	-3,5	0,5	7,6	12,9	16,4	17,6	16,9	13,1	7,6	2,7	-2,1	
Хмельницький	-5,5	-4,3	0,2	7,6	13,7	17,2	18,6	17,6	13,3	7,2	2,3	2,5	
Полтава	-6,0	-5,0	-1,1	7,9	15,0	18,4	20,5	19,6	14,3	7,4	0,9	-4,2	
Харків	-7,1	-6,1	-1,3	8,3	15,3	19,2	29,9	19,8	14,2	6,9	1,3	-3,9	
Вінниця	-5,8	-4,9	-0,4	7,7	13,9	17,2	18,5	17,7	13,2	7,3	1,6	-2,4	
Луганськ	-6,7	-5,7	-0,1	6,9	16,2	19,7	22,2	20,9	15,0	8,0	1,7	-3,5	
Ужгород	-2,8	0,0	4,3	10,6	15,5	18,7	20,2	19,6	15,6	9,7	5,0	0,1	
Одеса	-2,4	-1,7	2,1	8,4	15,0	19,4	22,0	21,3	16,9	11,3	5,6	0,5	
Ялта	3,9	3,9	5,9	10,4	15,8	20,4	23,8	23,5	19,0	14,0	9,4	6,2	

- а) виявіть найбільш «холодні» і «теплі» райони на території України взимку і влітку;
 в) порівняйте розподіл січневих і липневих ізотерм на території України і поясніть його відмінності.

Запитання для самоперевірки

1. Яка різниця між сухо- і вологоадіабатичними градієнтами температури?
2. Де більші вертикальні температурні градієнти - біля поверхні Землі чи на висотах?
3. Що таке заморозок, як він виникає, методи боротьби із заморозками?
4. Коли вимірюють мінімальну та максимальну температуру повітря?
5. Як змінюються добові і річні амплітуди повітря залежно від географічної широти?
6. Як впливає розподіл суходолу і води на температуру повітря земної кулі?
7. Як впливають рельєф і океанічні течії на температуру повітря?
8. Де на земній кулі спостерігаються найвищі та найнижчі температури повітря?



Р о з д і л 6

Водяна пара в атмосфері і хмари

6.1.1. ВИПАРОВУВАННЯ. ТИСК НАСИЧЕНОЇ ВОДЯНОЇ ПАРИ

Процес *випаровування* полягає в тому, що молекули води, які мають найбільшу швидкість, долають сили молекулярного зчеплення і відриваються від водної або іншої випарювальної поверхні. Потім вони швидко розповсюджуються в навколишньому повітрі в результаті молекулярної дифузії, конвекції і турбулентного перемішування повітря. Повітряними потоками пара переноситься на великі відстані в горизонтальному напрямі. Крім того, в атмосфері безперервно відбувається зворотний процес - перехід молекул водяної пари з повітря у воду або на поверхню ґрунту, рослинного, снігового і крижаного покриву. Якщо кількість молекул, що відриваються, більша, ніж що повертаються назад, то результатом процесу буде випаровування.

Внаслідок збільшення вмісту водяної пари над випарювальною поверхнею кількість молекул, що відриваються за одиницю часу з певної площі, швидко стає однаковою з кількістю молекул, що повертаються, тобто між випарювальним середовищем і парою, яка знаходиться над нею, встановлюється рухома рівновага. Водяна пара при цьому називається *насиченою*.

Коли водяної пари над випарювальною поверхнею стає більше за необхідне для насичення, тобто коли кількість молекул, що повертаються, починає перевищувати кількість тих, що відриваються, то результатом буде процес, зворотний випаровуванню – *конденсація* пари на поверхні.

Кількісно випаровування характеризується масою води, що випаровується за одиницю часу з одиниці поверхні. Ця величина називається *швидкістю випаровування* і виражається в $\text{кг/с}\cdot\text{см}^2$). Швидкість випаровування збільшується з підвищенням температури поверхні випаровування. Пояснюється це тим, що з підвищенням температури зростає кількість порівняно швидко рухомих молекул, здатних відірватися від вказаної поверхні.

В процесі випаровування молекули води, які переходять в пару, витрачають частину своєї енергії на подолання сил зчеплення і на роботу розширення, пов'язану із збільшенням займаного об'єму під час переходу рідини в газоподібний стан. В результаті середня енергія молекул, що залишаються в рідині, зменшується і рідина охолоджується. Для продовження процесу випаровування необхідне додаткове тепло, яке називається *теплотою випаровування*.

При температурі 0°C теплота випаровування води складає $2,50 \text{ МДж/кг}$, а теплота випаровування льоду $2,83 \text{ МДж/кг}$. Теплота випаровування зменшується із зростанням температури випарювальної поверхні.

Парціальний тиск водяної пари (e), що знаходиться в повітрі, виражають в гектопаскалях. Парціальний тиск із збільшенням кількості пари в одиниці об'єму зростає до деякого граничного значення E , яке відповідає рівновазі між парою і водою, тобто насиченому стану пари. За будь-якої температури парціальний тиск водяної пари e не може перевищувати тиск насиченої пари E . Для обчислення E існують формули, які табульовані, так що практично його знаходять за таблицями. При позитивних температурах тиск насиченої пари над плоскою поверхнею дистильованої води залежить тільки від температури, а при від'ємних температурах він залежить ще і від фазового стану випарювального середовища. Тиск насиченої пари над поверхнею льоду нижчий, ніж над поверхнею переохолодженої води при тій же температурі. Наприклад, при температурі -5°C тиск насиченої пари становить $4,21 \text{ гПа}$ над переохолодженою водою, $4,01 \text{ гПа}$ над поверхнею льоду. При температурі -10°C співвідношення становить відповідно $2,86$ і $2,60 \text{ гПа}$. Пояснюється це тим, що сили зчеплення між молекулами льоду більші, ніж між молекулами води. Тому при одній і тій же температурі кількість молекул, що відриваються від поверхні льоду, менша, ніж тих які відриваються від поверхні води.

У зв'язку з цим за однакової температури насичення пари над льодом настає при нижчому парціальному тиску, ніж над переохолодженою водою. При температурі 0°C різниця значень E , над льодом і над водою, дорівнює нулю. Із зниженням температури вона швидко збільшується, досягає максимуму при температурі -12°C і потім знову зменшується.

Тиск насиченої пари залежить не тільки від температури і фазового стану випарювального середовища, але і від нерівностей випарювальної поверхні. На підставі теоретичних досліджень, доведених спостереженнями, встановлено, що за однакової температури і фазового стану випарювального середовища тиск насиченої пари над опуклою поверхнею вищий, ніж над плоскою, а над плоскою вищий, ніж над увігнутою. Проте ці відмінності помітні тільки над крапельками радіусом менше 10^{-4} см і над капілярами такого ж малого радіусу, наявними в ґрунті, в ядрах конденсації і інших частинках. Причина цього явища полягає в тому, що на окрему молекулу, розташовану на поверхні рідини, діють сили тяжіння з боку всіх інших молекул, що знаходяться у середині сфери молекулярної дії.

6.2. ВИПАРОВУВАННЯ В ПРИРОДНИХ УМОВАХ

З практичною метою швидкість випаровування виражається висотою (у міліметрах) шару води, що випарувалася за одиницю часу. Шар води товщиною 1 мм, що випарувалася з площі 1 м^2 , відповідає масі води 1 кг. Випаровування в природних умовах є складним процесом. Інтенсивність його залежить від багатьох чинників. Згідно закону Дальтона, *швидкість випаровування* (W) прямо пропорційна різниці між тиском насиченої пари E обчисленого за температурою випарювальної поверхні, і парціальним тиском водяної пари, що знаходиться в повітрі. Крім того, швидкість випаровування обернено пропорційна атмосферному тиску p :

$$W = A \frac{E_1 - e}{p} \quad (6.1.),$$

де A - коефіцієнт пропорційності, залежний, зокрема, від швидкості вітру.

Із закону Дальтона випливає, що, чим більша різниця $E_1 - e$, тим вища швидкість випаровування. Якщо випарювальна поверхня тепліша за повітря, то E_1 переважає E при температурі повітря. У такому разі випаровування продовжується навіть тоді, коли пара в повітрі насичена, тобто коли $e = E$ (але $E < E_1$). Навпаки, якщо випарювальна поверхню холодніша за повітря, то при достатньо великій відносній вологості може статись, що $E < e$. В цьому випадку вийде $W < 0$, тобто випаровування зміниться конденсацією пари на поверхні, не дивлячись на те, що пара в повітрі ще не стала насиченою.

Максимально можливе випаровування в даній місцевості з певною діяльною поверхнею (ґрунт, рослинний покрив, водойм тощо.) при достатній (оптимальній) кількості вологи і за існуючих тут метеорологічних умов називається *випаровуваністю*. Таким чином, випаровуваність характеризує максимальне випаровування, яке спостерігалось б в даній місцевості незалежно від фактичного запасу вологи.

6.3. ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОЛОГОСТІ ПОВІТРЯ І ЗВ'ЯЗОК МІЖ НИМИ

Вміст водяної пари в атмосфері оцінюють за допомогою характеристик вологості повітря (гігрометричних характеристик). В метеорології використовуються такі гігрометричні характеристики.

Парціальний тиск водяної пари (e) – тиск, який мала б водяна пара, яка знаходиться в газовій суміші, якби вона одна займала об'єм, рівний об'єму суміші при тій же температурі.

Дефіцит насичення (d) – різниця між тиском насиченої водяної пари і її парціальним тиском

$$d = E - e \quad (6.2)$$

де, E – пружність насичення (максимальна); e – парціальний тиск водяної пари.

Пружність насичення (максимальна) (E) – максимально можлива пружність водяної пари при даній температурі повітря (мм.рт.ст. або гПа).

Відносна вологість (r) – відношення парціального тиску водяної пари до тиску насиченої пари над плоскою поверхнею дистильованої води при даній температурі

$$r = \frac{e}{E} 100\%, \quad (6.3)$$

Відносну вологість прийнято виражати у відсотках.

Абсолютна вологість (a) – маса водяної пари, що міститься в одиниці об'єму повітря. Вона, як правило, виражається в кг/м^3 або в г/м^3 . Між абсолютною вологістю і парціальним тиском водяної пари існує співвідношення.

$$a = 220 \frac{e}{T}, \quad (6.4)$$

де

e – виражено в гектопаскалях (гПа);

T – абсолютна температура повітря в кельвінах (К).

Масова частка водяної пари (питома вологість) (s) – відношення маси водяної пари до маси вологого повітря:

Точка роси (t_d) – температура, при якій водяна пара, що міститься в повітрі, за даного атмосферного тиску стає насиченою стосовно до незарядженої плоскої поверхні дистильованої води. Слід пам'ятати, що точка роси є характеристикою вологості повітря, а не його термічного режиму. Температура, при якій відносна вологість досягає 100%, є точкою роси (при цьому $e = E$). Визначається точка роси за значенням парціального тиску водяної пари.

Точка інею (t_i) – температура, при якій водяна пара, що знаходиться в повітрі, за даного атмосферного тиску стає насиченою стосовно плоскої поверхні чистого льоду.

Дефіцит точки роси (D) – різниця між температурою повітря і точкою роси.

$$D = t - t_d \quad (6.4.)$$

6.4. ДОБОВИЙ І РІЧНИЙ ХІД ПАРЦІАЛЬНОГО ТИСКУ ВОДЯНОЇ ПАРИ І ВІДНОСНОЇ ВОЛОГІСТІ

Добовий і річний хід парціального тиску водяної пари. У приземному шарі атмосфери спостерігається добре виражений добовий хід парціального тиску водяної пари. Він виникає під впливом змін температури діяльної поверхні і інтенсивності турбулентного перемішування, що виносить пару з нижніх у вищі шари атмосфери.

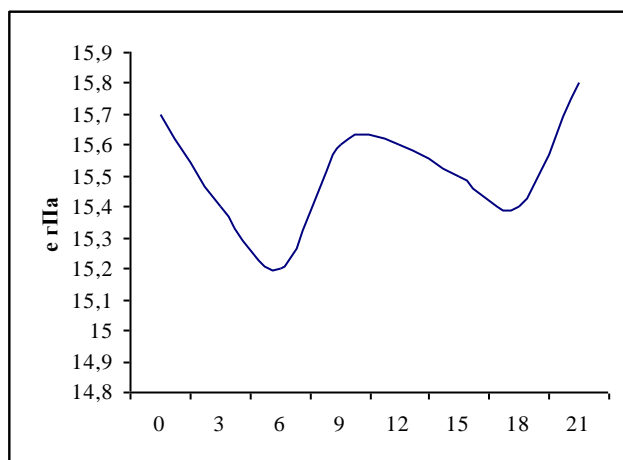


Рис. 6.1. Добовий хід парціального тиску водяної пари в липні. Київ.

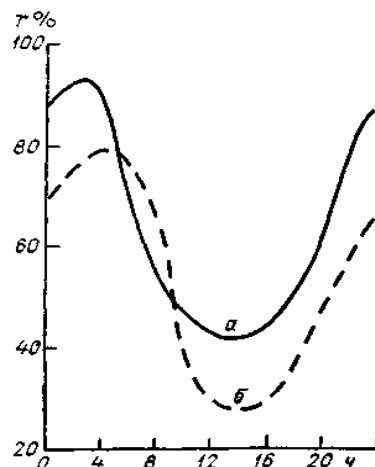


Рис.6.2. Опосередкований добовий хід відносної вологості за ясної погоди.
а) – Павловськ, червень;
б) – Каїр, травень, липень

Над морями і їх узбережжям парціальний тиск водяної пари має простий добовий хід з одним мінімумом перед сходом сонця і максимумом в 14-15 год. Мінімум зумовлений зменшенням швидкості випаровування в цей час доби. Вдень із збільшенням швидкості випаровування парціальний тиск водяної пари в повітрі зростає, а турбулентне перенесення його вгору компенсується інтенсивним випаровуванням водою. Такий самий добовий хід парціального тиску водяної пари і над материками взимку.

У теплу пору року в глибині материків добовий хід парціального тиску водяної пари має вигляд подвійної хвилі з мінімумами перед сходом сонця і близько 15-18 год і максимумах 8-10 год і 20-24 год (рис.6.1.). Після сходу сонця температура діяльної поверхні підвищується, збільшується швидкість випаровування і парціальний тиск пари в нижньому шарі атмосфери швидко зростає. Таке зростання продовжується до 8-10 год, поки випаровування переважає над перенесенням пари знизу у вищі шари. Після 8-18 год сильно зростає інтенсивність турбулентного перемішування, у зв'язку з чим водяна пара швидко переноситься вгору. Цей відтік водяної пари знизу вже не встигає компенсуватися випаровуванням, внаслідок чого парціальний тиск пари в приземному шарі зменшується і досягає другого мінімуму в 15-16 год, тобто в період максимального розвитку турбулентності. Потім турбулентність слабшає, а земна поверхня ще залишається достатньо теплою. Це зумовлює досить інтенсивне надходження водяної пари в атмосферу шляхом випаровування, внаслідок чого парціальний тиск пари в повітрі починає зростати і 20-24 год досягає другого максимуму. У нічний час випаровування майже припиняється, а витрата водяної пари з нижнього шару атмосфери шляхом молекулярної дифузії і турбулентного перемішування хоч і зменшена в порівнянні з денними годинами, але все таки продовжується, внаслідок чого парціальний тиск пари зменшується.

У річному ході парціального тиску водяної пари в північній півкулі мінімум настає в січні, а максимум – в липні.

Добовий і річний хід відносної вологості. Добовий хід відносної вологості залежить від добового ходу парціального тиску пари e і тиску насиченої пари E . З підвищенням температури випарювальної поверхні збільшується швидкість випаровування i , отже, збільшується e . Але E зростає значно швидше, ніж e , тому з підвищенням температури поверхні, а з нею і температури повітря відносна вологість зменшується і добовий хід її поблизу земної поверхні виявляється зворотним добовому ходу температури поверхні і повітря. Максимум відносної вологості настає перед сходом сонця, а мінімум - 15-16 год (рис.6.2.). Денне зниження особливо різко виражене над континентами в літню пору року, коли в результаті турбулентного перенесення пари вгору e внизу зменшується, а внаслідок зростання температури повітря E збільшується. Тому амплітуда добових коливань відносної вологості на материках значно більша, ніж над водними поверхнями. У річному ході відносної вологості максимум середньомісячних її значень спостерігається в найхолодніший місяць, а мінімум – в найтепліший. Так, на території України максимальна середньомісячна відносна вологість (80 %) спостерігається в січні, а мінімальна (53-57%) спостерігається в липні.

У місцевостях з мусонним кліматом, де вітри дмуть влітку з моря, а взимку з суходолу, річний хід відносної вологості зворотний континентальному, тобто максимум настає влітку, а мінімум взимку. Наприклад, у Владивостоці максимум відносної вологості (89 %) спостерігається в липні.

6.5. УМОВИ КОНДЕНСАЦІЇ ВОДЯНОЇ ПАРИ

Перехід водяної пари в рідкий стан носить назву конденсації, а перехід водяної пари в твердий стан, минувши рідку фазу – сублімації. Конденсація і сублімація водяної пари відбуваються як в атмосфері, так і на земній поверхні, на предметах, що знаходяться на ній, і на рослинному покриві.

Водяна пара, що міститься в атмосфері, може переходити в рідкий або твердий стан лише у тому випадку, коли її парціальний тиск перевищує тиск насиченої пари, тобто

коли $e > E$. Тому для початку конденсації або сублімації парціальний тиск водяної пари в повітрі повинен зростати до значення, що перевищує тиск насиченої пари, або температура повітря повинна опуститися нижче за точку роси. В природних умовах конденсація або сублімація обумовлюється головним чином зниженням температури повітря і порівняно рідко збільшенням парціального тиску водяної пари.

Конденсація водяної пари. Коли температура якої-небудь поверхні знижується до точки роси прилеглого повітря, починається конденсація водяної пари з повітря. При подальшому зниженні температури парціальний тиск водяної пари не може перевищувати максимально можливий. Тому він теж знижується, а надлишок пари безперервно конденсується.

Інакше відбувається конденсація пари в об'ємі повітря, позбавленого домішок, на яких могли б осідати молекули пари, тобто в повітрі, що не містить ядер конденсації. Лабораторні дослідження показали, що у вологому повітрі, очищеному від домішок, крапельки води утворюються тільки при 6-8-кратному перенасиченні пари. Отже, для початку конденсації парціальний тиск повинен в 6-8 разів перевищити тиск насиченої пари при даній температурі. Зародкові краплі в цьому випадку виникають в результаті об'єднання молекул водяної пари в комплекси. Розміри цих комплексів спочатку дуже малі, а максимальний парціальний тиск водяної пари над дрібними опуклими частинками значно вищий ніж, чим над плоскою поверхнею. Тому подальша конденсація на таких малих комплексах може йти тільки при значному перенасиченні оточуючої їх пари. Якщо перенасичення немає, то виникаючі комплекси відразу ж руйнуються.

У реальній атмосфері, що завжди містить велику кількість різних гігроскопічних частинок, які є активними ядрами конденсації, конденсація водяної пари починається вже при відносній вологості, близькій до 100%, але не завжди досягаючи цього значення. Таким чином, для конденсації водяної пари в атмосфері необхідні такі умови: 1) зниження температури повітря нижче за точку роси і 2) наявність в повітрі ядер конденсації.

Зниження температури повітря нижче за точку роси можливе внаслідок:

- а) охолодження діяльної поверхні шляхом випромінювання і подальшого охолодження прилеглого шару атмосфери;
- б) зіткнення теплого повітря з холодною діяльною поверхнею;
- в) зміщення двох мас повітря, з різною температурою що містять насичену або близьку до насичення водяну пару;
- г) адіабатичного підняття повітря.

Сублімація водяної пари. Раніше вважалося, що утворення льодяних кристалів в атмосфері відбувається аналогічно конденсації водяної пари, тобто здійснюється на особливих ядрах, які одержали назву ядер сублімації. В даний час є підстави вважати, що спочатку завжди виникають рідкі зародкові крапельки на звичайних ядрах конденсації. При достатньо низьких від'ємних температурах вони замерзають (перетворюються на тверді елементи) і лише після цього на них розвиваються кристали. В атмосфері водяні крапельки води не замерзають, а залишаються переохолодженими при температурах значно нижчих за 0°C . Наприклад, в хмарах і туманах переохолоджені краплі іноді зустрічаються при -40°C і нижче. Проте значна частина крапель переходить в твердий стан вже в межах температур від -12 до -17°C .

6.6. КОНДЕНСАЦІЯ ВОДЯНОЇ ПАРИ НА ЗЕМНІЙ ПОВЕРХНІ І НАЗЕМНИХ ПРЕДМЕТАХ

Повітря, дотичне з холодним ґрунтом і наземними предметами, може охолотитися до точки роси. При подальшому його охолодженні надлишок пари починає конденсуватися на поверхні охолоджених предметів. Залежно від умов охолодження утворюється роса, іній, кристалічна паморозь. Під час осідання і подальшому замерзанні переохолоджених крапель, і при безпосередньому осіданні льодяних кристалів на земній поверхні і наземних предметах утворюється *ожеледиця* або *зерниста паморозь*, яка є продуктами наземної конденсації. Ці продукти конденсації носять назву *гідрометеорів*.

Роса є рідким осадом у вигляді крапельок води. Утворюється вона, як правило, вночі, але може утворитися і увечері після заходу, а іноді навіть до заходу сонця, коли земна поверхня і предмети, що знаходяться на ній, охолоджуються шляхом випромінювання до температури нижчої за точку роси прилеглого повітря. При цьому відбувається безпосередня конденсація водяної пари на ґрунті і наземних предметах. Під час охолодження земної поверхні роса може утворитися також за рахунок випаровування вологи з глибших і тепліших шарів ґрунту. Тоді вона відкладається на нижніх поверхнях предметів.

Іній – білий кристалічний осад. Він утворюється за умов, аналогічних умовам утворення роси, але коли температура поверхні ґрунту і наземних предметів нижча за 0°C. Іній з'являється, як правило, вночі або увечері, а взимку і вдень. Відкладення інею спостерігається переважно на горизонтальних або злегка нахилених поверхнях. Кристали інею утворюються шляхом сублімації водяної пари з повітря, дотичного з предметом. Іноді іній виникає на ґрунті. Він сам сприяє посиленню нічного вихолодження ґрунту із-за своєї великої випромінювальної здатності. Іній відкладається також на дротах діаметром понад 1 мм внаслідок їхнього радіаційного охолодження, причому знизу його шар менший, ніж зверху. Іній може утворитися лише коли вітер має швидкість до 5 м/с. Взимку він часто утворюється на сніговому покриві.

Іній також може утворитися і при позитивних температурах повітря, але при охолодженні земної поверхні і наземних предметів нижче за 0°C, причому їхня температура повинна бути нижча за точку роси прилеглого повітря.

Найбільш сприятливими умовами утворення роси та інею є ясні або малохмарні ночі і слабкий вітер. Ясні ночі сприяють сильному радіаційному вихолодженню ґрунту, а слабкий вітер поступово підводить до нього нові порції вологого повітря і відносить повітря, що вже виділило свою вологу. Під час сильного вітру відбувається дуже інтенсивне перемішування нижнього, охолодженого повітря з верхнім, теплішим, і останній не встигає достатньо охолодитися. Не сприяє утворенню рясної роси також і повний штиль, оскільки при цьому росу виділяє лише тонкий шар атмосфери, безпосередньо дотичний із земною поверхнею і наземними предметами, притоку нових порцій вологого повітря до них не відбувається.

Найбільш рясні роса та іній спостерігаються в місцевостях з підвищеною вологістю повітря. У долинах і улоговинах, де температура повітря нижча, ніж навколишньої місцевості, роса відкладається інтенсивніше. Роса, як і іній, утворюється частіше всього восени, коли повітря залишається ще досить вологим, а нічне охолодження внаслідок подовження ночей вже стає значним.

Роса має велике значення для життя рослин, створюючи для них додатковий притік вологи. Утворення роси супроводжується виділенням теплоти конденсації, внаслідок чого процес вихолодження сповільнюється і ґрунт вберігається від заморозків. Кількість води, що утворилася в результаті осідання роси або інею, визначають за допомогою фільтрувального паперу або спеціальних пластинок, які виставляються на відкритому місці і зважуються до і після спостережень. Кількість роси, що утворюється за одну ніч, складає в середньому 0,1-0,3 мм шару води.

Зерниста паморозь – снігоподібний пухкий осад матово-білого кольору. Вона утворюється внаслідок намерзання на предметах переохолоджених крапель туману. При зіткненні з предметом краплі настільки швидко замерзають, що не встигають втратити свою форму і дають снігоподібне відкладення, яке складається з окремих, не помітних оком, льодяних зерен. Зерниста паморозь відкладається, як правило, на навітряній стороні предметів. Вона утворюється при температурі повітря від -2 до -7°C, але може спостерігатися і при нижчій температурі. Зерниста паморозь відкладається переважно на гілках дерев, дротах та інших тонких наземних предметах. Товщина шару паморозі може досягати декількох десятків сантиметрів.

Найбільш сприятливі умови утворення зернистої паморозі створюються в горах під час натікання шаруватих хмар. Були випадки, коли на щоглах, встановлених на вершинах

гір, потужність зернистої паморозі становила понад 1 м. З підвищенням температури повітря і збільшенням крапель туману щільність зернистої паморозі зростає, і вона поступово переходить в ожеледицю.

Кристалічна паморозь – білий осад, складається з кристалів льоду тонкої структури - утворюється в результаті сублімації водяної пари, що надходить в повітря під час випаровування крапель туману. Осідаючи на гілках дерев, дротах і антенах кристалічна паморозь має вигляд пухнастих гірлянд, які легко струшуються.

Щільність кристалічної паморозі дуже мала. Швидкість наростання її складає приблизно 1 мм/год, а товщина не перевищує в середньому 1 см і лише в окремих випадках може досягти декількох сантиметрів. Кристалічна паморозь нерідко утворюється в нічний час при безхмарному небі, коли в результаті значного радіаційного охолодження ґрунту і повітря спостерігається туман або серпанок. Найчастіше вона утворюється при температурі повітря від -11°C до -25°C , але може утворюватися і при вищій, і при нижчій температурі. Під час дуже лютих морозів кристалічна паморозь може утворитися і за відсутності туману або серпанку - в результаті сублімації водяної пари безпосередньо з повітря. З підвищенням температури повітря або зниженням його відносної вологості кристалічна паморозь обсипається. Руйнування її відбувається також під дією вітру.

Ожеледиця – шар прозорого або каламутного льоду. Утворюється на поверхні землі, деревах і інших предметах переважно з навітряного боку. Її поява викликана випаданням переохолодженого дощу, або мряки. Під час зіткнення із землею поверхнею або наземними предметами, що мають температуру нижче за 0°C , переохолоджені краплі, замерзають, утворюючи гладкий шар прозорого льоду. Ожеледиця утворюється також під час туману з випаданням мряки за від'ємної температури.

Найчастіше ожеледиця спостерігається восени або ранньою весною, коли температура повітря становить $0^{\circ}\text{C} \dots +5^{\circ}\text{C}$. Проте не виключена можливість її утворення при нижчих температурах. Щільність ожеледиці буває різною, але як правило, становить 500-900 кг/м³. Прозорість ожеледиці залежить від величини крапель, з яких вона утворюється, і від температури повітря. Чим менша крапля і чим нижча температура повітря, тим менша прозорість. Коли дуже дрібні краплі і низькі температури, ожеледиця має малу щільність, набуває матового відтінку і своїм виглядом нагадує зернисту паморозь. В деяких випадках на шарі ожеледиці, що утворився, може відбуватися сублімація водяної пари і відкладення зернистої паморозі. В результаті утворюється складне непрозоре обмерзання.

Відомості про масу паморозі і ожеледиці, що відкладається в різні місяці в різних районах, широко використовуються для проектування повітряних ліній зв'язку і електропередач, а також для будівництва контактної мережі тощо. Відкладення кристалічної паморозі порушує нормальну роботу зв'язку, викликаючи загасання високочастотних телефонних сигналів. З її осіданням нерідко виникає вібрація дротів, прискорюючи їхнє зношення. Під час осідання кристалічній паморозі або інею спостерігається іскріння дротів контактної мережі.

Найбільш небезпечне атмосферне явище для ліній зв'язку і електропередачі - ожеледиця. Відкладення льоду створює додаткове навантаження на дроти і опори, посилює їхню вібрацію. Це нерідко призводить до скручування дротів і до обриву, внаслідок чого порушується робота телефонно-телеграфного зв'язку і постачання електроенергії.

Ожеледиця ускладнює роботу всіх видів транспорту (до ожеледиці відносять *сніговий накат*). Ожеледиця може утворюватися на літаках, що знаходяться у польоті. Це явище називається *обмерзанням літаків*. Потрапляючи в зону охолодженого дощу, або в хмару, яка складається з переохолоджених крапель, літак покривається шаром льоду, внаслідок чого втрачає свої аеродинамічні властивості. Виникають небезпечні вібрації, що призводять до аварій. У водяних переохолоджених хмарах, обмерзання найчастіше відбувається при температурі від 0°C до -10°C . Обмерзання може відбутися і при польоті

під хмарами в зоні переохолодженого дощу. Поки що немає ефективних методів боротьби з обмерзанням літаків в повітрі.

До шкідливих і небезпечних дій ожеледиці слід віднести також обмерзання морських суден, баштових кранів, висотних споруд тощо.

6.7. ТУМАН. СЕРПАНОК

Туман і серпанок є результатом конденсації водяної пари в безпосередній близькості до земної поверхні, тобто в приземному шарі атмосфери. *Туманом* називають сукупність зважених в повітрі крапель води або кристалів льоду, що погіршують метеорологічну дальність видимості S_M до значень менше 1 км. При видимості 1-10 км ця сукупність носить назву *серпанку*. Залежно від S_M інтенсивність серпанку або туману оцінюється такими градаціями:

Слабкий серпанок.	$2 \text{ км} \leq S_M < 10 \text{ км}$
Помірний серпанок.	$1 \text{ км} \leq S_M < 2 \text{ км}$
Слабкий туман.	$500 \text{ м} \leq S_M < 1000 \text{ м}$
Помірний туман.	$50 \text{ м} \leq S_M < 500 \text{ м}$
Сильний туман.	$S_M < 50 \text{ м}$

За умов позитивних температур туман складається з крапельок води радіусом в середньому 2-5 мкм, а від'ємних – з переохолоджених крапельок води, крижаних кристалів або замерзлих крапельок. Крапельки води, які утворюють серпанок, мають радіус менше 1 мкм. В результаті збільшення крапель серпанок може перейти в туман, а під час випаровування туман може перетворитися на серпанок.

Видимість в тумані залежить від розмірів його крапель, або кристалів і від водності туману. *Водністю* туману або хмари називається кількість рідкої або твердої води, що міститься в 1 м³. Спостереження показують, що водність туману складає 0,02-1,0 г/м³. На водність туману впливає температура – при позитивних температурах водність значно більша, ніж при від'ємних.

Кількість крапель в одиниці об'єму в слабкому тумані складає в середньому 1-10 шт/см³, в сильному – 400-600 шт/см³.

Тумани, як правило, утворюються в тих випадках, коли парціальний тиск водяної пари в шарі атмосфери, прилеглому до земної поверхні, перевищує тиск насиченої пари. Якщо є активні ядра конденсації, туман може виникнути і при відносній вологості повітря, дещо меншій 100%. Туман при відносній вологості повітря нижчій 100% можливий також під час сильних морозів, коли він складається з крижаних кристалів, над якими тиск насиченої пари менший, ніж над переохолодженою водою, при тій же температурі.

За фізичними умовами утворення тумани можна розділити: на тумани охолодження; тумани, не пов'язані з охолодженням, і тумани, викликані діяльністю людини.

Тумани охолодження утворюються в результаті зниження температури повітря, прилеглого до земної поверхні, нижче точки роси. Це може відбуватися внаслідок: а) радіаційного випромінювання, б) натікання теплого повітря на холоднішу поверхню, в) піднімання повітря по схилу пагорба або гори. Відповідно до цього тумани охолодження поділяються на радіаційні, адвективні і тумани схилів.

Радіаційні тумани утворюються в наслідок радіаційного охолодження ґрунту, від якого потім охолоджується прилегле до нього повітря. Поступово охолодження передається у вищі шари. Утворенню радіаційних туманів сприяють такі умови.

1. Достатня відносна вологість. Якщо пара, що міститься в повітрі, ненасичена, то навіть при значному охолодженні туман не утворюється.

2. Ясна або малохмарна погода. При цьому спостерігається велике ефективне випромінювання і створюються сприятливі умови для охолодження ґрунту і прилеглого до нього шару атмосфери.

3. Слабкий вітер. При вітрі 1-2 м/с невелика турбулентність сприяє охолодженню повітря під час зіткнення з діяльною поверхнею. Сильний же вітер посилює турбулентність і цим перешкоджає охолодженню нижнього шару атмосфери. Тому при сильному вітрі радіаційні тумани, як правило, не утворюються. Проте в деяких випадках, наприклад, коли питома вологість зростає з висотою, вітер все ж таки сприяє утворенню туману. В цьому випадку вітер, підсилюючи турбулентне перемішування, сприяє перенесенню пари згори донизу, внаслідок чого туман утворюється навіть при значних швидкостях вітру.

Вертикальна потужність (висота) радіаційних туманів залежить від ступеня охолодження повітря. Якщо нижче за точку роси охолоджується тільки найнижчий шар атмосфери, то утворюється низький туман. Такий туман, як правило, супроводжується приземною інверсією, яка теж виникає внаслідок охолодження повітря від діяльної поверхні. При цьому велика стійкість стратифікації утруднює вертикальне перемішування, внаслідок чого різко послабляються обмін між нижніми і вищими шарами атмосфери. Отже, при цьому тепло не поступає з верхніх шарів, а водяна пара не піднімається вгору. Все це сприяє швидкому досягненню точки роси і утворенню туману. Висота такого туману може змінюватись від декількох метрів до 100 м, а іноді він стелеться над землею поверхнею зовсім тонким шаром потужністю менше 2 м. В цьому випадку він називається приземним. Приземні тумани носять місцевий характер, займають невеликі райони і розповсюджуються плямами.

В утворенні низьких радіаційних туманів велику роль відіграють місцеві умови. Так, наприклад, в низинах і ярах туман може спостерігатися і тоді, коли над сусідніми підвищеннями і рівнинами його немає. Пояснюється це тим, що в низинах створюються найбільш сприятливі умови для охолодження повітря. Такі ж умови виникають в місцях з густим рослинним покривом. Радіаційні тумани часто формуються після випадання дощу і подальшого прояснення, що зберігається в нічний час. Над великими озерами і річками низькі радіаційні тумани, як правило, не утворюються, оскільки поверхня озер і річок вночі охолоджується поволі. Низькі радіаційні тумани спостерігаються найчастіше у вечірній, нічний або ранковий час, причому чим ближче водяна пара до стану насичення, тим раніше утворюється туман. Після сходу сонця приземна інверсія руйнується і приземний туман розсіюється.

Пізніше восени або взимку, коли встановлюється антициклональна погода, радіаційне охолодження повітря відбувається не тільки вночі, але і вдень. У зв'язку з цим значно підвищується той рівень в атмосфері, до якого поширюється охолодження повітря від діяльної поверхні. Туман при цьому може простягатися до висоти декількох сотень метрів. Такий радіаційний туман носить назву високого. Верхня межа поширення високого радіаційного туману співпадає з нижньою межею антициклональної інверсії. Цей туман починає розвиватися згори: спочатку він є шаром хмар, який виникає під інверсією, де відбувається накопичення водяної пари і різних домішок, тобто створюються сприятливі умови для конденсації; потім цей шар хмар опускається нижче, до земної поверхні, де і переходить в туман.

Високий радіаційний туман охоплює великі простори і може зберігатися протягом багатьох діб, дещо послаблюючись вдень і знову посилюючись вночі.

Адвективні тумани утворюються, коли рухається тепле повітря над холодною діяльною поверхнею. Вони простягаються до висоти декількох сотень метрів і охоплюють великі простори. Адвективні тумани виникають з декількох причин.

1. Переміщення тропічного (особливо морського тропічного) повітря у вищі широти. Цей вид туманів спостерігається переважно в холодний час, щільність їх біля земної поверхні не значна, але зростає з висотою.

2. Переміщення теплого континентального повітря на холоднішу поверхню моря. Такі тумани спостерігаються над морями влітку. Із зміною напрямку вітру вони можуть зміщуватись на узбережжя. Тривалість їхнього існування залежить від контрасту

температур водної поверхні і материка. Найбільш тривалі тумани такого виду спостерігаються над північними морями.

3. Переміщення теплого морського повітря на холоднішу поверхню континенту. Ці тумани називають приморськими. Приморські тумани можуть проникнути на сотні кілометрів в глиб континенту. Наприклад, вони виникають на узбережжі Чорного і Балтійського морів в холодну пору року.

4. Переміщення повітря з теплої поверхні на холодну. Такі тумани утворюються в місцях зустрічі холодних і теплих морських течій. Називаються вони морськими. Морські тумани можуть виникнути протягом всього року. Найчастіше вони спостерігаються на початку літа, коли між морськими течіями є найбільший температурний контраст. До морських відносяться і тумани, що утворюються над льодами Арктичного басейну. Адвективні тумани утворюються у будь-який час доби і можуть існувати при значних швидкостях вітру, навіть під час штормів.

Тумани схилів утворюються внаслідок адіабатичного охолодження повітря під час його спокійного підйому по схилах гір. Під час інтенсивніших висхідних рухів повітря утворюється вже не туман, а купчасті хмари.

До туманів, не пов'язаних з охолодженням, відносяться перш за все тумани випаровування і тумани змішування.

Тумани випаровування спостерігаються в тих випадках, коли температура поверхні води вища за температуру прилеглого повітря. Їхнє утворення обумовлене охолодженням і конденсацією пари, яка поступає з водної поверхні в повітря. Випаровування при цьому відбувається навіть при відносній вологості повітря 100 % і більше. Пояснюється це тим, що дефіцит насичення, обрахований за температурою випарювальної поверхні, буде в цьому випадку вище нуля навіть при відносній вологості повітря понад 100 %.

Тумани випаровування часто утворюються восени над річками і озерами. У холодну пору року вони виникають над незамерзаючими затоками морів, а також над ополонками серед льодів. Найбільш сприятливі умови для утворення таких туманів виникають у тому випадку, коли повітря, сильно охолоджене над суходолом, повільно натікає на теплішу водну поверхню. Особливо часто тумани випаровування утворюються над арктичними морями, де температура поверхні льоду або снігу значно нижча за температуру відкритої води.

Особливим випадком туману випаровування є фронтальний туман. Найчастіше такий туман спостерігається перед проходженням теплого фронту і переміщується разом з цим фронтом. Фронтальний туман утворюється, коли водяна пара досягає насиченого стану за рахунок випаровування фронтальних опадів.

Тумани змішування утворюються при перемішуванні двох мас повітря, що мають різну температуру і що містять водяну пару, близьку до стану насичення. Найчастіше такі тумани утворюються на берегах морів і озер при великому контрасті температур повітря над суходолом і над водною поверхнею і слабкому вітрі.

До туманів, викликаних діяльністю людини, відносяться міські і морозні (пічні) тумани, а також спеціально створені штучні тумани, наприклад, для боротьби із заморозками.

Міські тумани. У великих містах, де в повітря надходять у великій кількості відходи промислового виробництва, іноді утворюються так звані міські тумани, що не розповсюджуються далеко за межі міста. Своєю появою вони зобов'язані великій кількості активних ядер конденсації, за наявності яких конденсація може початися вже при відносній вологості 75-95 %. Найчастіше міські тумани спостерігаються вранці, коли водяна пара, що міститься в повітрі, близька до стану насичення.

Міські тумани іноді мають темне забарвлення, обумовлене наявністю в краплях частинок диму, сажі і інших домішок. Інтенсивність таких туманів зростає у зв'язку з тим, що частинки домішок сильно випромінюють і охолоджуються. За походженням міські тумани не відрізняються від туманів, що виникають в іншій місцевості. Найчастіше ці тумани спостерігаються взимку і носять радіаційний характер. Проте у великих містах і

промислових центрах тумани виникають набагато частіше, ніж за містом. У великих промислових центрах нерідко виникають сильні і небезпечні тумани, змішані з димом і вихлопними газами автомашин. Такі тумани носять назву смогів.

Морозні (пічні) тумани. Взимку при низьких температурах повітря і за наявності приземної інверсії спостерігаються тумани над невеликими населеними пунктами. Вони, як правило, виникають вранці, коли в повітря починає надходити велика кількість ядер конденсації разом з димом від топки печей, з чим і пов'язано назву цих туманів. Вони швидко набувають значної щільності. Вдень із підвищенням температури повітря морозні тумани руйнуються або слабшають, але знову посилюються до вечора. Іноді такі тумани утримуються декілька днів.

6.8. ХМАРИ. МІЖНАРОДНА КЛАСИФІКАЦІЯ ХМАР

Хмара – це видиме скупчення продуктів конденсації або сублімації водяної пари на деякій висоті. З хмар випадають опади, в них виникають грози, вони впливають на надходження променистої енергії до діяльної поверхні і тим самим на температурний режим ґрунту, водойм і повітря. Хмари відрізняються великою різноманітністю форм і фізичною будовою. Залежно від горизонтальних розмірів територій, охоплених вертикальними рухами повітря, від інтенсивності висхідних рухів, від термічних і інших чинників утворюються хмари, різні на вигляд і внутрішньої будови.

Перша класифікація хмар була розроблена в 1803 р. Говардом (у Англії). Надалі вона уточнювалася і доповнювалася. У 1929-1932 рр. Міжнародною хмарною комісією за участю радянських метеорологів В.У.Кузнецова, П.А.Молчанова та ін. ця класифікація була істотно перероблена. У основу нової класифікації була покладена морфологічна ознака, тобто зовнішній вигляд хмар (рис. 6.3).

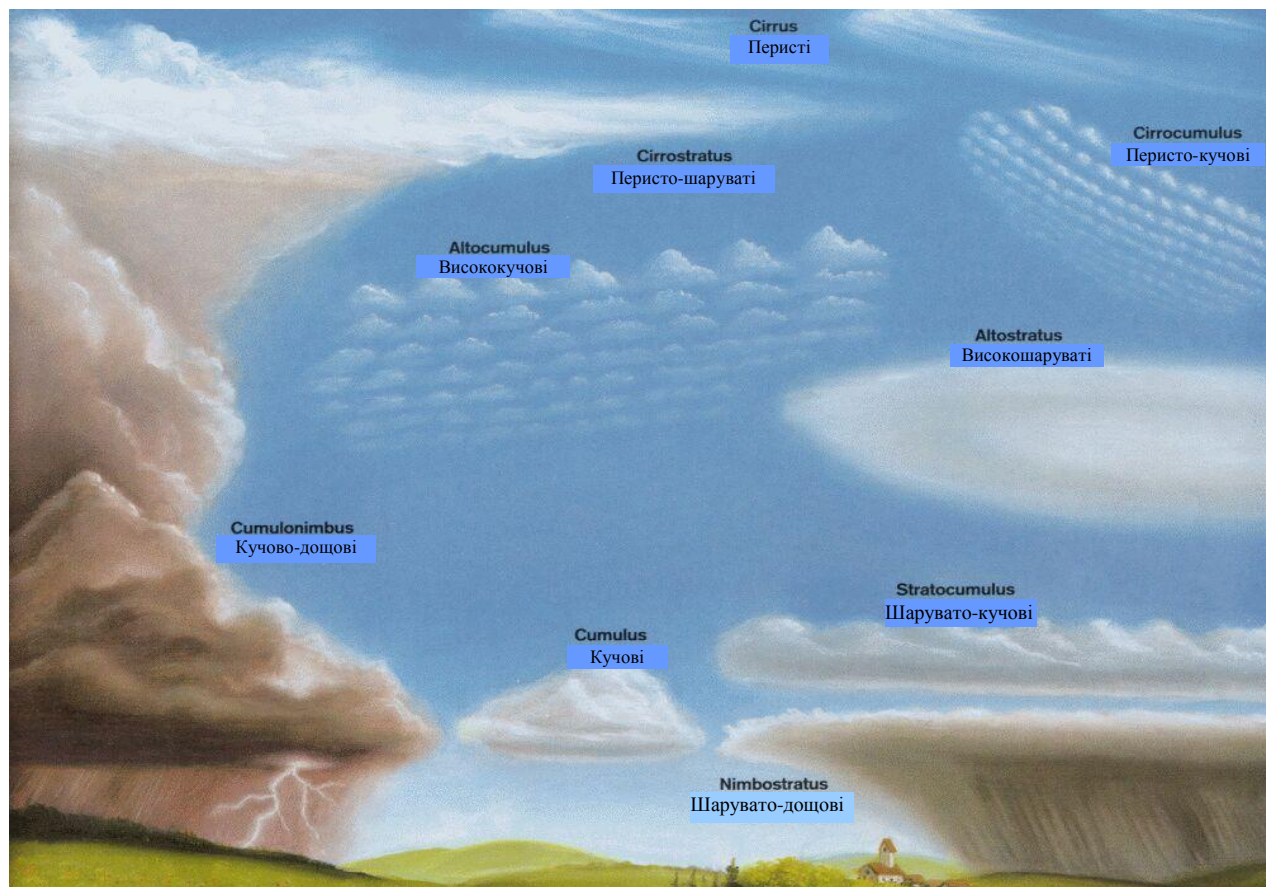


Рис. 6.3. Схема розташування основних видів хмар у тропосфері

Згідно з міжнародною класифікацією, хмари за висотою поділяються на три яруси:

А. Хмари верхнього ярусу.

Б. Хмари середнього ярусу

В. Хмари нижнього ярусу.

Крім того, виділяють окрему групу хмар вертикального розвитку.

Залежно від зовнішнього вигляду всі хмари поділяються на 10 форм (родів), а форми – на види і різновиди. Такий розподіл подається за Міжнародною класифікацією хмар. Також за Міжнародною класифікацією хмари мають латинські назви (табл. 6.1, 6.2).

Нижня границя **хмар верхнього ярусу** знаходиться на висоті понад 6000 м. Їх буває видно за 100-200 км. Деякі з цих хмар на 400-500 км випереджають наближення хмар нижнього ярусу, з яких випадають опади (дощ або сніг). За своїм загальним зовнішнім виглядом хмари верхнього ярусу – це тонкі, білі, високо розташовані хмари, що мають вид волокнистого покриву, зігнутого пір'я, хвиль або прозорої білої вуалі, що затягує небо. Ці хмари складаються з льодяних кристаликів (голкоподібних шестигранних стовпчиків або пластинок). Крізь них добре просвічують сонце і місяць. Іноді навколо сонця або місяця, що просвічують через ці хмари, утворюються кольорові круги (гало).

До основних форм хмар верхнього ярусу відносять перисті, перисто-купчасті і перисто-шаруваті хмари.

Хмари верхнього ярусу:

1. Перисті хмари (*Ci*) – окремі білі тонкі просвічуючі хмари волокнистої структури. Вони або мають правильну будову у вигляді паралельних ниток чи смуг, або сплутані і розкидані по небу як окремі фрагменти.

2. Перисто-купчасті хмари (*Cc*) – шар тонких і просвічуючих хмар, які мають вигляд окремих білих „баранчиків”, пластівців, дрібних плям або паралельних хвиль.

3. Перисто-шаруваті хмари (*Cs*) – тонкий просвічуючий однорідний або волокнистий покрив, через який чітко видно диски Сонця або Місяця. В *Cs* можна спостерігати характерні оптичні явища – гало, тобто світлі кола навколо Сонця.

Хмари середнього ярусу розміщуються на висотах від 2000 до 6000 м.

Загальні ознаки хмар середнього ярусу: це світло-сірі, синювато-сірі, іноді білі хмари у вигляді суцільної пелени або хвиль, пластин і пластівців, значно більших і масивніших, ніж у хмар верхнього ярусу.

Хмари середнього ярусу складаються з переохолоджених крапель води або переохолоджених крапель води в суміші з крижаними кристалами і сніжинками.

До основних форм хмар середнього ярусу відносяться: висококупчасті і високошаруваті хмари.

Крізь високо-шаруваті хмари сонце просвічує слабо або взагалі не просвічує.

Хмари середнього ярусу.

1. Високо-купчасті хмари (*Ac*) – шар хмар, який має вигляд гряд або окремих пластин, між якими видно небо. Ці гряди і пластини порівняно тонкі і, як правило, мають правильне розташування в шаховому порядку.

2. Високо-шаруваті хмари (*As*) – тонка (зрідка – щільна) вязаль сіруватого або синюватого відтінку, місцями неоднорідна, навіть волокниста. Сонце або Місяць просвічують як світлі плями, іноді досить слабкі.

Хмари нижнього ярусу мають вигляд низьких сірих важких пасом, валів або пелени, що закриває небо суцільним покривом. Сонце не просвічує крізь ці хмари, або зрідка слабо просвічує через їх тонкі краї.

В нижньому ярусі, який може починатись майже біля самої поверхні землі (туман до хмар не відноситься) і поширюється до висоти близько 2000 м, спостерігаються хмари **шаруваті, шарувато-купчасті і шарувато-дошові**.

Шарувато-купчасті хмари просвічуючі можуть складатися з окремих пластин, між якими видно небо або хмари з вищих шарів. Пластини шарувато-купчастих хмар мають такі розміри, які співставні з розміром долоні витягнутої руки.

За наявності суцільних шаруватих або шарувато-купчастих хмар, коли не видно їхніх вершин, необхідно звертати увагу на зміну кольору, на ущільнення і зниження хмарності і одночасно стежити за іншими ознаками, що впливають на характер погоди.

Хмари нижнього ярусу:

1. Шарувато-купчасті хмари (*Sc*) – шар, який має вигляд гряд, валів або окремих круглих елементів сіруватого кольору, місцями темних. *Sc* схожі на *Ac*, але щільніші і розташовані нижче.

2. Шаруваті хмари (*St*) – досить однорідні низькі розмиті хмари сірого кольору, які не мають чіткої нижньої границі. Виділяють різновидність – розірвано-дощові хмари (*Frnb*), окремі хмарки темного кольору, які утворюються під шаром більш високих хмар, з яких випадають опади.

3. Шарувато-дощові хмари (*Ns*) – низькі темно-сірі хмари, які закривають усе небо. Під ними часто спостерігають *Frnb*.

Хмари вертикального розвитку мають вигляд окремих щільних хмарних мас, сильно розвинених по вертикалі. Їх підніжжя зазвичай розташовується в нижньому ярусі, а вершини можуть бути в середньому і навіть верхньому ярусі хмар. (Система хмар шарувато-дощові – високо-шаруваті (*Ns-As*) також може одночасно знаходитись в нижньому і середньому ярусах. Проте верхня частина цієї системи має характер високо-шаруватих (*As*) – типових хмар середнього ярусу. Крім того, хмари *Ns-As* ні формою, ні за походженням не є аналогічними хмарам вертикального розвитку). Підніжжя цих хмарних мас пласке, вершини мають вигляд пологих опуклих куполів або хмарних гір, що громадаються, і башт. Одна з характерних ознак: вершини хмар завжди сліпуче білого кольору, а підніжжя – білого, сіруватого або темно-сірого кольору.

До хмар вертикального розвитку відносять дві основні форми: купчасті і купчасто-дощові хмари (зливові, грозові).

Хмари вертикального розвитку:

1. Купчасті хмари (*Cu*) – щільні білі з темнішою основою хмари, які мають куполоподібні вершини, які дуже швидко ростуть вгору.

2. Купчасто-дощові хмари (*Cb*) – зливові або грозові хмари, які мають темну основу, значні розміри по вертикалі і горизонталі. Вершини білі, куполоподібні або волокнисті.

Хмари *As*, *Ns*, *Cb* часто дають значні опади.

Таблиця 6.1.

КЛАСИФІКАЦІЯ ХМАР (основні форми і види)

Форма	Вид
Хмари верхнього ярусу (вище 6 000 м)	
Перисті <i>Cirrus (C)</i>	1. перисті волокнисті - <i>Cirrus fibratus (Ci fib)</i>
	2. перисті щільні - <i>Cirrus spissatus (Ci sp)</i>
Перисто-купчасті <i>Cirrocumulus (Cc)</i>	1. перисто-купчасті хвилясті - <i>Cirrocumulus undulatus (Cc und)</i>
	2. перисто-купчасті, купчастоподібні – <i>Cirrocumulus cumuliformis (Cc cuf)</i>
Перисто-шаруваті <i>Cirrostratus (Cs)</i>	1. перисто-шаруваті волокнисті – <i>Cirrostratus fibratus (Cs fib)</i>
	2. перисто-шаруваті туманоподібні – <i>Cirrostratus nebulosus (Cs neb)</i>
Хмари середнього ярусу (від 2 000 м до 6 000 м)	
Висококупчасті <i>Alto cumulus (Ac)</i>	1. висококупчасті хвилясті – <i>Alto cumulus undulatus (Ac und)</i>

Продовження табл. 6.1

	2. висококупчасті і купчастоподібні – <i>Altocumulus cumuliformis</i> (Ac cuf)
Високошаруваті <i>Altostratus</i> (As)	1. високошаруваті туманоподібні – <i>Altostratus nebulosus</i> (As neb)
	2. високошаруваті хвилясті – <i>Altostratus undulatus</i> (As und)
Хмари нижнього ярусу (до 2 000 м)	
Шарувато-купчасті <i>Stratocumulus</i> (Sc)	1. шарувато- купчасті хвилясті – <i>Stratocumulus undulates</i> (Sc und)
	2. шарувато- купчасті, купчастоподібні – <i>Stratocumulus cumuliformis</i> (Sc cuf)
Шаруваті <i>Stratus</i> (St)	1. шаруваті туманоподібні – <i>Stratus nebulosus</i> (St neb)
	2. шаруваті хвилясті – <i>Stratus undulatus</i> (St und)
	3. розірвано-шаруваті – <i>Stratus fractus</i> (St fr)
Шарувато-дощові <i>Nimbostratus</i> (Ns)	—
Хмари вертикального розвитку	
Купчасті <i>Cumulus</i> (Cu)	1. купчасті пласкі – <i>Cumulus humilis</i> (Cu hum)
	2. купчасті середні – <i>Cumulus mediocris</i> (Cu med)
	3. купчасті потужні – <i>Cumulus congestus</i> (Cu cong)
Купчасто-дощові <i>Cumulonimbus</i> (Cb)	1. купчасто-дощові лисі <i>Cumulonimbus calvus</i> (Cb calv)
	2. купчасто -дощові волосаті – <i>Cumulonimbus capillatus</i> (Cb cap)

Таблиця 6.2.

КЛАСИФІКАЦІЯ ХМАР (форми, види, різновиди)

Форма	Вид	Різновид
1	2	3
Хмари верхнього ярусу (вище 6 000 м)		
1. Перисті <i>Cirrus</i> (C)	1.1 перисті волокнисті <i>Cirrus fibratus</i> (Ci fib)	1.1.1 перисті кігтеподібні <i>Cirrus uncinus</i> (Ci unc) 1.1.2 перисті хребтоподібні <i>Cirrus vertebratus</i> (Ci vert) 1.1.3 перисті переплутані <i>Cirrus intortus</i> (Ci int)
	1.2 перисті щільні <i>Cirrus spissatus</i> (Ci sp)	1.2.1 перисті грозові <i>Cirrus incus-genitus</i> , (Ci ing) 1.2.2 перисті пластівчасті <i>Cirrus floccus</i> (Ci floc)
2. Перисто- купчасті <i>Cirrocumulus</i> (Cc)	2.1 перисто- купчасті хвилясті <i>Cirrocumulus undulates</i> (Cc und)	2.1.1 перисто- купчасті сочевице-подібні <i>Cirrocumulus lenticulari</i> , (Cc lent)
	2.2 перисто-купчасті, купчастоподібні <i>Cirrocumulus cumuliformis</i> (Cc cuf)	2.2.1 перисто- купчасті пластівчасті <i>Cirrocumulus floccus</i> , (Cc floc)

Продовження табл. 6.2

3. Перисто-шаруваті <i>Cirrostratus (Cs)</i>	3.1 перисто-шаруваті волокнисті <i>Cirrostratus fibratus (Cs fib)</i>	—
	3.2 перисто-шаруваті туманоподібні <i>Cirrostratus nebulosus (Cs neb)</i>	—
Хмари середнього ярусу (від 2 000 м до 6 000 м)		
4. Висококупчасті <i>Altostratus (Ac)</i>	4.1 висококупчасті хвилясті <i>Altostratus undulates (Ac und)</i>	4.1.1 висококупчасті просвічувані <i>Altostratus translucidus (Ac trans)</i> 4.1.2 висококупчасті непросвічувані <i>Altostratus opacus (Ac op)</i> 4.1.3 висококупчасті сочевицеподібні <i>Altostratus lenticularis (Ac len.)</i> 4.1.4 висококупчасті неоднорідні <i>Altostratus inhomogenus (Ac inh)</i>
	4.2 висококупчасті і купчастоподібні <i>Altostratus cumuliformis (Ac cuf)</i>	4.2.1 висококупчасті пластівчасті <i>Altostratus floccus, (Ac floc)</i> 4.2.2 висококупчасті баштоподібні <i>Altostratus castellanus, (Ac cast)</i> 4.2.3 висококупчасті, утворені з купчастих <i>Altostratus cumulogenitus, (Ac cug)</i> 4.2.4 висококупчасті зі смугами падіння <i>Altostratus virga, (Ac vir)</i>
5. Високошаруваті <i>Altostratus (As)</i>	5.1 високошаруваті туманоподібні <i>Altostratus nebulosus (As neb)</i>	5.1.1 високошаруваті просвічувані <i>Altostratus translucidus, (As trans)</i> 5.1.1 високошаруваті непросвічувані <i>Altostratus opacus (As op)</i> 5.1.1 високошаруваті, що дають опади <i>Altostratus praecipitans (As pr)</i>
	5.2 високошаруваті хвилясті <i>Altostratus undulates (As und)</i>	ті самі різновиди, що й у 5.1
Хмари нижнього ярусу (до 2 000 м)		
6. Шарувато- купчасті <i>Stratocumulus (Sc)</i>	6.1 шарувато- купчасті хвилясті <i>Stratocumulus undulates (Sc und)</i>	6.1.1 шарувато- купчасті просвічувані <i>Stratocumulus translucidus (Sc trans)</i> 6.1.2 шарувато- купчасті непросвічувані <i>Stratocumulus opacus (Sc op)</i> 6.1.3 шарувато- купчасті сочевице-подібні <i>Stratocumulus lenticularis (Sc lent)</i>

Продовження табл. 6.2

	6.2 шарувато- купчасті, купчастоподібні <i>Stratocumulus cumullformis</i> (<i>Sc cul</i>)	6.2.1 шарувато- купчасті баштоподібні <i>Stratocumulus castellanus</i> (<i>Sc cast</i>) 6.2.1 шарувато- купчасті розпливчаті денні <i>Stratocumulus diurnali</i> (<i>Sc diurn</i>) 6.2.1 шарувато- купчасті розпливчаті вечірні <i>Stratocumulus vespertalis</i> (<i>Sc vesp</i>) 6.2.1 шарувато- купчасті вим'яподібні <i>Stratocumulus mammatus</i> (<i>Sc mam</i>)
7. Шаруваті <i>Stratus</i> (<i>St</i>)	7.1 шаруваті туманоподібні <i>Stratus nebulosus</i> (<i>St neb</i>)	—
	7.2 шаруваті хвилясті <i>Stratus undulates</i> (<i>St und</i>)	—
	7.3 розірвано-шаруваті <i>Stratus fractus</i> (<i>St fr</i>)	7.3.1 розірвано-дощові <i>Fractonimbus</i> (<i>Frnb</i>)
8. Шарувато-дощові <i>Nimbostratus</i> (<i>Ns</i>)	—	—
Хмари вертикального розвитку		
9. Купчасті <i>Cumulus</i> (<i>Cu</i>)	9.1 купчасті плоскі <i>Cumulus humilis</i> (<i>Cu hum</i>)	9.1.1 розірвано- купчасті <i>Cumulus fractus</i> , (<i>Cu fr</i>)
	9.2 купчасті середні <i>Cumulus mediocris</i> (<i>Cu med</i>)	—
	9.3 купчасті потужні <i>Cumulus congestus</i> (<i>Cu cong</i>)	9.3.1 купчасті з покривалом <i>Cu pileus</i> (<i>Cu pil</i>)
10. Купчасто-дощові <i>Cumulonimbus</i> (<i>Cb</i>)	10.1 купчасто-дощові лісі <i>Cumulonimbus calvus</i> (<i>Cb calv</i>)	10.1.1 купчасто -дощові лісі з грозовим валом <i>Cumulonimbus calvus arcus</i> (<i>Cb calv arc</i>)
	10.2 купчасто -дощові волосаті <i>Cumulonimbus capillatus</i> , (<i>Cb cap</i>)	10.2.1 купчасто -дощові волосаті з грозовим валом <i>Cumulonimbus capillatus, arcus</i> (<i>Cb cap arc</i>) 10.2.2 купчасто -дощові з ковадлом <i>Cumulonimbus incus</i> (<i>Cb inc</i>) 10.2.3 купчасто -дощові плоскі <i>Cumulonimbus humilis</i> (<i>Cb hum</i>) 10.2.4 купчасто -дощові вим'яподібні <i>Cumulonimbus mammatus</i> (<i>Cb mam</i>)

6.9. СКЛАД ХМАР

За складом хмари поділяються на три групи:

- 1) *водяні*, такі що складаються з крапель води, За від'ємних температур вони складаються переохолоджених крапель;
- 2) *льодяні* (кристалічні), такі, що складаються з льодяних кристалів;

3) *змішані*, такі, що складаються з суміші переохолоджених крапель води і льодяних кристалів.

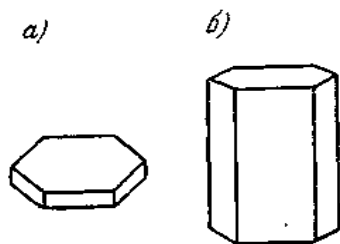


Рис. 6.3. Основні форми
льодяних кристалів
а – пластинки;
б – стовпчики

Водяні хмари в теплу пору року в помірних широтах розміщуються, як правило, в нижній частині тропосфери, змішані – в середній її частині, льодяні – у верхній. У холодну пору року за низьких температур повітря і земної поверхні крижані хмари можуть виникати і в нижній тропосфері.

Розміри крапель в хмарах змінюються в широких межах. Краплі, з яких складається хмара в період її утворення, мають діаметр такий самий, як і краплі туману. В процесі розвитку в хмарі утворюються краплі діаметром близько 0,25 мм (мряка), які починають поволі випадати. Надалі діаметр крапель може зростати до 0,5-6 мм (дошові краплі).

Льодяні кристали, з яких складаються хмари, розрізняються як за розміром, так і формою. Форма і розмір кристалів в значній мірі залежать від температури і відносної вологості повітря в хмарі. Основною формою твердих хмарних частинок є шестигранна призма (рис. 6.3.). Такі частинки називаються повними кристалами. Вони існують лише у тому випадку, коли сублімація пари відбувається поволі і спокійно. Шестигранні призми, що мають малу висоту в порівнянні з площею основи носять назву крижаних пластин (рис.6.3.а). Кристали, сильно розвинені у висоту, але з малою площею основи, носять назву крижаних стовпчиків (рис.6.3.б). Існують і складніші кристали у вигляді частинок неправильної форми. Можуть утворюватись кристали у вигляді крижаних голок, будова яких відповідає будові променів голчатих зірок.

Під час інтенсивної сублімації відбувається швидке наростання крижаних пластинок на їхніх променях. При цьому утворюються різні форми шестипроменевих зірочок, звані скелетами або сніжинками.

В даний час зібрано багато матеріалів по фазовому стану хмар. З'ясовано, що в помірних широтах при температурі - 15°C водяні і змішані хмари складають близько 60 % всіх хмар, що спостерігаються, а кристалічні - 40 %; при температурі -40 °C відповідно 5 і 95 %. Таким чином, при від'ємних температурах зустрічаються хмари в різних фазових станах. Проте, як свідчать наведені дані, із зниженням температури частка кристалічних хмар зростає, а частка змішаних зменшується.

Важливою характеристикою хмари є її водність. - це кількість води, що міститься в 1 м³ хмари. Визначення водності хмар раніше проводилося непрямыми методами. Згодом був розроблений авіаційний метод безпосереднього вимірювання водності під час польоту в хмарі. Водність хмар, які складаються з дрібних крапель, не перевищує 1 г/м³ і найчастіше складає 0,2-0,4 г/м³. У центральній частині розвинених купчастих хмар водність становить 2 г/м³, а в купчасто-дошових хмарах вона може досягати 4-5 г/м³. Водність льодяних хмар не перевищує 0,02 г/м³. У змішаних хмарах вона становить 0,2-0,3 г/м³.

6.10. УТВОРЕННЯ РІЗНИХ ФОРМ, ВИДІВ І РІЗНОВИДІВ ХМАР

Хмари утворюються в результаті конденсації і сублімації водяної пари в атмосфері. За умовами утворення всі хмари розділяються на внутрішньомасові, які виникають усередині одно-рідних повітряних мас, і фронтальні, виникнення яких пов'язане з атмосферними фронтами.

Основні процеси, що сприяють формуванню внутрішньомасових хмар: термічна і динамічна конвекція, турбулентне перемішування, хвильові рухи.

Основним процесом, що призводить до утворення фронтальних хмар, є висхідне ковзання теплого повітря по клину холоднішого.

Відповідно до генетичної класифікації хмар виділяють:

1. Шаруватоподібні форми, до яких відносять шарувато-дощові (*Ns*), високо-шаруваті (*As*) та деякі форми перистих хмар (*Ci*).

Ці хмари утворюються завдяки відносно повільним упорядкованим вертикальним рухам (зі швидкістю висхідних потоків від десятих часток до кількох см/с) в зонах атмосферних фронтів.

2. Хвилеподібні – хмари, що мають велику горизонтальну протяжність і вигляд „баранчиків”, валів або гряд. Утворюються вони в результаті хвилових рухів в атмосфері.

3. Купчастоподібні хмари. До купчастоподібних (конвективних) хмар відносять хмари термічної конвекції: купчасті (*Cu*), купчасто-дощові (*Cb*), а також баштоподібні (*Sc*

cast – *stratocumulus Castellatus*), своєю формою купчастоподібних хмар.

До другої форми шаруватоподібних хмар відносять шаруваті (*St*) і розірвано-шаруваті (*St fr* – *stratus fractus*) хмари.

Ці хмари переважно є внутрішньомасовими і утворюються головним чином завдяки

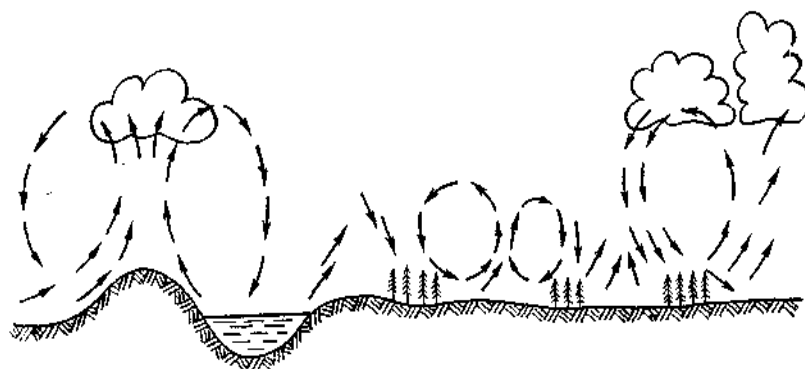


Рис. 6.4. Розвиток термічної конвекції

неадіабатичним процесам в прирідному шарі атмосфери.

Горизонтальні розміри шаруватоподібних хмар в сотні й тисячі разів перевищують вертикальні розміри, досягаючи іноді кількох тисяч кілометрів.

Хмари термічної конвекції. Влітку в ясну погоду під дією сонячної радіації відбувається інтенсивне нагрівання ділянок поверхні. Але різні її ділянки нагріваються неоднаково. Наприклад, відкрите поле і пагорби нагріваються сильніше, ніж ліс, річка тощо. В результаті над більш нагрітими ділянками розвиваються висхідні рухи повітря, а над менш нагрітими – низхідні (рис. 6.4.). Так виникає термічна конвекція. Поступово окремі локальні висхідні струмені зливаються і утворюють могутній висхідний потік, що залучає у себе всі більші і більші об'єми повітря. На його периферії утворюються численні компенсуючі низхідні рухи.

Внаслідок конвективних рухів в атмосфері утворюються конвективні (купчастоподібні) хмари (рис. 6.5.), конкретна форма яких залежить від інтенсивності конвекції. Остання ж залежить як від ступеня неоднорідності поверхні, так і від характеру термічної стратифікації атмосфери, тобто від ступеня її нестійкості. Швидкість висхідних рухів повітря у конвективних хмарах змінюється від 0,1 до 40 м/с. За даними С.М.Шметера, вдень над степом в шарі атмосфери до 1 км переважають терміки з

діаметром у розрізі 200-300 м, їхня щільність становить 8-10 на 10 км².

Якщо під впливом прогрівання ґрунту в нижніх шарах атмосфери вертикальний градієнт температури зростає і створюється нестійкий стан, а у вищих шарах, під рівнем конденсації, зберігається незначний або навіть від'ємний

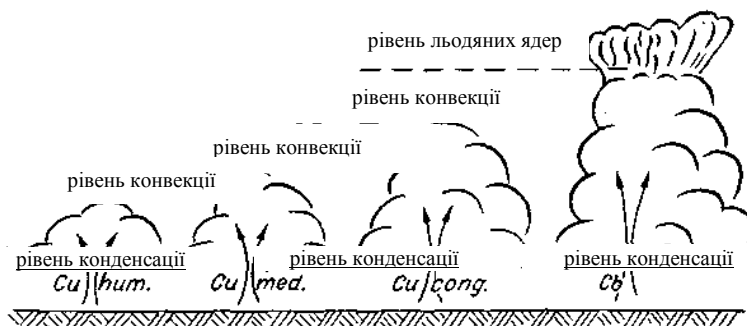


Рис.6.5. Утворення купчастих та купчасто-дощових хмар

вертикальний градієнт, то конвективні рухи, що розвиваються, не зможуть досягти рівня конденсації і хмари не утворюються. Якщо ж рівень конвекції знаходиться вище рівня конденсації, то утворюються конвективні хмари, вертикальна потужність яких залежить від різниці висот цих рівнів.

Якщо нестійкий або вологонестійкий стан є лише в порівняно незначному шарі повітря над рівнем конденсації, а вище розташований затримуючий шар, то утворюються лише купчасті хмари (кучасто-пласкі) гарної погоди (*Cu hum.*) або купчасті середні (*Cu med.*). За відсутності якого-небудь затримуючого шару купчасті хмари продовжують розвиватися по вертикалі, набуваючи визначених контурів і перетворюючись на потужні купчасті хмари з куполоподібною вершиною (*Cu cong.*).

Якщо вміст вологи повітря значний і є сприятливі умови для подальшого розвитку конвекції, то потужна купчаста хмара швидко збільшується у вертикальному, а частково і в горизонтальному напрямі, збільшується розмір крапель. Якщо її вершина досягне рівня замерзання, то почнеться її обмерзання, тобто хмарні елементи замерзатимуть і набуватимуть кристалічної структури і хмара перетворюється на купчасто-дощову (*Cb*). Зміна структури хмари впливає і на її зовнішній вигляд. Хмара темніє і набуває з тіньового боку свинцевого відтінку. Вершина може заміщатись куполоподібною або набуває розпливчатої волокнистої форми.

Вертикальний розвиток купчасто-дощової хмари відбувається до того часу, поки температура висхідного повітря не зрівняється з температурою навколишнього середовища. Особливо різко гальмується зростання хмари, коли її вершина досягає рівня глибокої температурної інверсії. Коли енергія висхідних рухів, що пов'язана з виділенням теплоти конденсації значна, купчасто-дощова хмара може проникнути через шар інверсії. Іноді вершина *Cb* може пробити тропопаузу. Іноді вершина купчасто-дощової хмари, досягнувши шару інверсії, не проникає в нього, а розтікається під ним у вигляді перистоподібних хмар. Тоді вона набуває форму ковадла. Під час розпаду купчасто-дощових хмар залишки ковадла, розірвані вітром, стають схожі на перисті хмари.

Над морями купчасті і купчасто-дощові хмари можуть утворитися як вдень, так і вночі внаслідок вторгнення холодного повітря на порівняно теплу поверхню води. При цьому хмари виникають на значних територіях порівняно на невеликій відстані одна від одного і мають більш менш однакову структуру і потужність. Висота таких хмар над морем, як правило, нижча, ніж над суходолом, що пояснюється меншою висотою рівня конденсації над водою.

Нестійкий стан атмосфери іноді виникає на висоті вище 2 км, тоді як в нижніх шарах стратифікація стійка. За таких умов в середньому ярусі виникають купчасто-подібні хмари: висококупчасті пластівцевоподібні (*Ac floc*) і баштоподібні (*Ac cast*). Вони розвиваються найчастіше влітку і, як правило, розкидані у вигляді окремих пластівців або баштоподібних виступів, що ростуть вгору. Такі хмари часто є передвісниками грози.

Хвилястоподібні хмари. У атмосфері часто виникають хвильові рухи різної амплітуди і довжини хвиль. Під їхнім впливом за певних умов утворюються хвилястоподібні хмари. Найчастіше хвильові рухи в атмосфері пов'язані із стратифікованими шарами, з інверсіями. Нижня межа інверсійного шару є поверхнею розділу між нижнім холодним і верхнім теплішим повітрям. Якщо уздовж такої поверхні розділу холодне і тепле повітря рухаються з неоднаковими швидкостями, то на ній розвиваються хвилі, подібні хвилям на межі між водою і повітрям. Висота (амплітуда) і



Рис. 6.6. Утворення хвилястих хмар

довжина цих хвиль залежать від різниці щільності повітря і різниці швидкостей вітру під інверсійним шаром і в самому цьому шарі інверсії.

Повітря, що

піднімається в гребенях хвиль, адіабатично охолоджується, і в ньому може початися конденсація водяної пари (рис.6.6). У долинах між гребенями хвиль повітря опускається і наявна в ньому пара віддаляється від стану насичення. Таким чином, в гребенях хвиль утворюються хмари, а в долинах - просвіти блакитного неба. В цей час у верхньому ярусі утворюються перисто-купчасті (*Cs*) хмари, в середньому – висококупчасті (*Ac*) і в нижньому – шарувато-купчасті (*Sc*). Аналогічні явища відбуваються і на фронтальних поверхнях з дуже малим кутом нахилу. Якщо під шаром інверсії хмари існували раніше, то в результаті хвильових рухів в гребенях хвиль вони ущільнюються, а в долинах розсіюються або стають менш щільними.

Хмари фронтальних зон. Якщо у фронтальній зоні тепле повітря поволі натікає на клин холоднішого повітря, то відбувається адіабатичне охолодження могутніх мас теплого повітря і конденсація водяної пари, що міститься в них. В результаті виникає система хмар висхідного ковзання, що розташована в теплому повітрі і тягнеться уздовж фронту на тисячі кіло-метрів, а завширшки на сотні. Так, наприклад, на теплому фронті тепле повітря спокійно піднімається уздовж фронтальної поверхні, внаслідок чого над нею утворюється система хмар що в розрізі має вигляд вузького довгого клину, направленою вістрям у бік руху (рис. 6.7.). Нижня межа такої хмарності співпадає з поверхнею розділу, верхня – майже горизонтальна і, як правило, розташована вище рівня крижаних ядер.

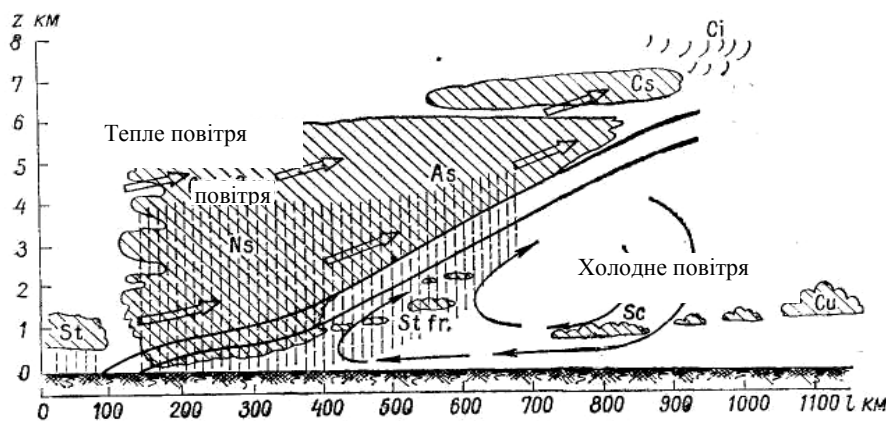


Рис. 6.7. Хмари теплового фронту

де їхня нижня межа співпадає з рівнем конденсації і знаходиться на висоті декількох сотень метрів від землі, а верхня межа досягає рівня льодяних ядер або висоти замерзання. Ця частина хмар займає смугу шириною 200-400 км перед фронтом, складається з

шарувато-дощових хмар (*Ns*), з яких випадають облогові опади. У бік холодного повітря висота нижньої межі зростає, а вертикальна потужність зменшується, і хмари переходять у високошаруваті (*As*). Смуга цих хмар знаходиться приблизно на відстані 600 км перед фронтом. Різкої межі між шарувато-дощовими і високошаруватими хмарами не існує, так що перехід однієї з цих форм в іншу здійснюється поступово. З високошаруватих хмар в зимовий час можуть випадати опади у вигляді снігу. У літній час опади з високошаруватих хмар випаровуються, не досягаючи до земної поверхні.

З віддаленням від лінії фронту з'являються хмари верхнього ярусу, що складаються з льодяних кристалів, а саме перисто-шаруваті (*Cs*). Розташовуються вони на деякій висоті над фронтальною поверхнею. Їхнє утворення пов'язане з тим, що з висхідним рухом теплого повітря вздовж фронтальної поверхні вищі шари повітря витісняються ще вище вгору.

Перисто-шаруваті хмари в передній частині хмарного клину переходять в перисті кігтеподібні (*Ci unc*). Вони з'являються над пунктом спостереження за 500-900 км до проходження лінії фронту. Потім ці хмари переходять в перисто-шаруваті (*Cs*). На відстані 400 км перед фронтом з'являються високо-шаруваті (*As*), і нарешті слідують шарувато-дощові (*Ns*) хмари. Така загальна схема хмарності теплового фронту. Часто вона у

такому вигляді і спостерігається в реальних умовах. Проте у багатьох випадках її ширина і вертикальна потужність можуть значно відрізнятися від вказаних.

Інша система хмарності спостерігається на холодному фронті. Холодне повітря клином підтікає під тепле повітря, вимушуючи його підніматися по фронтальній поверхні. Холодне повітря відчуває тертя об земну поверхню і нижні його шари відстають від верхніх. В результаті цього поверхня холодного фронту в нижній частині набуває крутого нахилу. Нахил поверхні холодного фронту становить в середньому $1/85$, хоча у приграничному шарі буває значно крутішим.

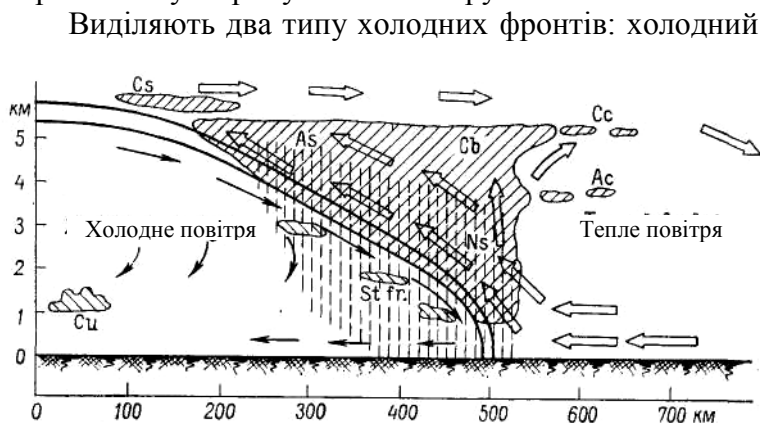


Рис. 6.8. Хмари холодного фронту першого роду

плавним висхідним ковзанням теплого повітря по фронтальній поверхні наступаючого холодного повітря до великих висот. Система хмар такого фронту аналогічна системі хмар теплого фронту, але проходить в зворотному порядку (рис.19). Безпосередньо перед фронтальною поверхнею в результаті значної її крутизни виникають бурхливі висхідні рухи повітря. Внаслідок цього передня частина хмарності холодного фронту першого роду складається з купчасто-дощових хмар. За лінією фронту є купчасто-дощові хмари (Ns), а потім з віддаленням від фронту з'являються високо-шаруваті (As) і перисто-шаруваті (Cs) (рис. 6.8.).

Особливість холодного фронту другого роду полягає в швидкому переміщенні фронту, тому надфронтальне тепле повітря переміщується швидше ніж середня частина фронтального розділу, тому верхній потік обганяє фронт, а висхідне ковзання теплого повітря вздовж фронтальної поверхні розповсюджується тільки до висоти 2-3 км (рис. 6.9.). Вище за цей рівень відбувається низхідний його рух. Підйом повітря здійснюється тут в порівняно вузькій смузі поблизу лінії фронту. Тому система хмар холодного фронту другого роду теж є досить вузькою смугою. Стрілки на рис. 6.9. показують рух повітря щодо фронту, що рухається. На лінії фронту утворюються купчасто-дощові хмари, розтягнуті у вигляді

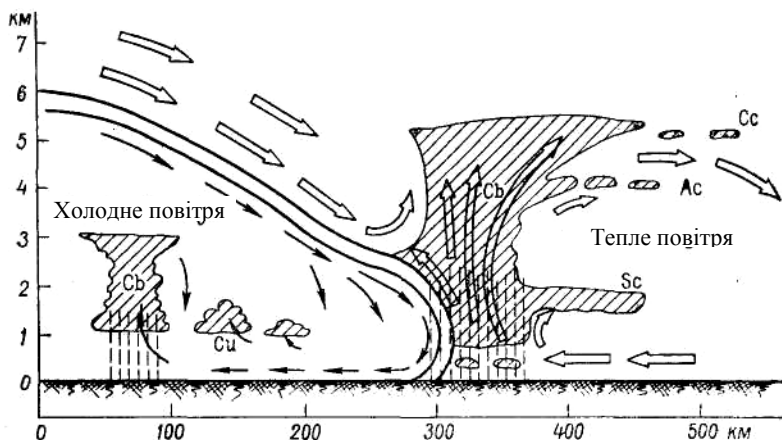


Рис. 6.9. Хмари холодного фронту другого роду

могутнього валу на сотні кілометрів. Вони супроводжуються грозами і шквалами. Верхня частина цих хмар захоплюється загальним потоком теплого повітря і витягується на велику відстань перед фронтом у вигляді перисто-шаруватих і перисто-купчастих хмар.

Холодний фронт першого роду характеризується повільним переміщенням лінії фронту, спокійним,

плавним висхідним ковзанням теплого повітря по фронтальній поверхні наступаючого холодного повітря до великих висот. Система хмар такого фронту аналогічна системі хмар теплого фронту, але проходить в зворотному порядку (рис.19). Безпосередньо перед фронтальною поверхнею в результаті значної її крутизни виникають бурхливі висхідні рухи повітря. Внаслідок цього передня частина хмарності холодного фронту першого роду складається з купчасто-дощових хмар. За лінією фронту є купчасто-дощові хмари (Ns), а потім з віддаленням від фронту з'являються високо-шаруваті (As) і перисто-шаруваті (Cs) (рис. 6.8.).

У середньому ярусі формується покрив висококупчастих хмар, які під впливом низхідних потоків попереду розриваються на окремі чечевицеподібні хмари.

6.11. СТРАТОСФЕРНІ І МЕЗОСФЕРНІ ХМАРИ

Сріблясті хмари. Ці хмари утворюються на висоті близько 80 км. На вигляд за дуже тонкою структурою вони нагадують перисті або перисто-шаруваті хмари, проте відрізняються від них великою яскравістю і характерним голубувато-білим (сріблястим) кольором. Зірки і Місяць просвічують крізь них, не втрачаючи яскравості. Сріблясті хмари спостерігаються тільки в сутінках під час освітлення їх променями сонця, яке опустилось за лінію горизонту на 5-18°. Найбільш сприятливі умови видимості сріблястих хмар в літній час на широтах 55-60°. Сріблясті хмари утворюються під інверсійним шаром в результаті перенесення водяної пари з нижніх шарів атмосфери. Складаються вони з льодяних кристалів.

Перламутрові хмари. Ці хмари утворюються на висотах 22-30 км. Спостерігаються вони у сутінках і здаються такими, що світяться на тлі темного неба. Формою вони нагадують сочевицеподібні хмари. Перламутрові хмари мають яскраве веселкове забарвлення, що нагадує перламутр. Найбільш яскравим колір цих хмар буває безпосередньо перед заходом сонця і відразу після сходу, що пояснюється дифракцією світла на хмарних частинках. Це дає підставу припускати, що такі хмари складаються з переохолоджених водяних крапель. Товщина перламутрових хмар складає 2-3 км. Перламутрові хмари з'являються вельми рідко. Їх спостерігали в Скандинавії, Фінляндії, на Алясці і на Кавказі. Метеорологічні умови, необхідні для утворення перламутрових хмар, ще повністю не з'ясовані.

6.12. ВИСОТА І ПОТУЖНІСТЬ ХМАР

Під висотою хмар мається на увазі висота їхньої нижньої межі над поверхнею землі. Висота хмар різних ярусів змінюється в широких межах. Для метеорологічного обслуговування авіації та для інших практичних потреб необхідно з великою точністю визначати висоту хмар, особливо хмар нижнього ярусу. Систематичні спостереження за висотою хмар проводяться за допомогою наземних приладів та аерологічних засобів.

Середня висота хмар верхнього ярусу залежить від пори року і широти місця: влітку вона більша, ніж взимку, а із зменшенням широти місця вона також збільшується. Наприклад, висота перистих хмар в помірних широтах становить в середньому 8 км, але в окремих випадках вона може бути нижче 6 км або вище 12 км. У тропічних широтах середня висота перистих хмар досягає 17-18 км.

Висота хмар нижнього ярусу в помірних широтах, як правило, становить 0,8-1,5 км. Проте в окремих випадках висота цих хмар може істотно відрізнятися від приведених значень. Вона тим більша, чим менша відносна вологість біля землі.

Висота конвективних хмар має добовий хід. В ранкові години, коли рівень конденсації знаходиться низько, висота хмар мінімальна. У післяполуденні години, коли рівень конденсації розташований найвище, висота хмар максимальна.

Потужність хмар різних форм також змінюється в широких межах. З хмар основних форм найбільшу потужність мають купчасто-дощові (до 14 км) і шарувато-дощові (до 4 км) хмари. Найменш потужними є перисто-купчасті і високо-купчасті хмари. Розірвано-шаруваті і розірвано-дощові хмари можуть мати потужність 50-100 м. Потужність перистих і перисто-шаруватих хмар змінюється від 100 м до 1-1,5 км. Висоту верхньої і нижньої меж цих хмар під час зондування літаком визначити візуально досить складно зважаючи на їх сильну розрідженість.

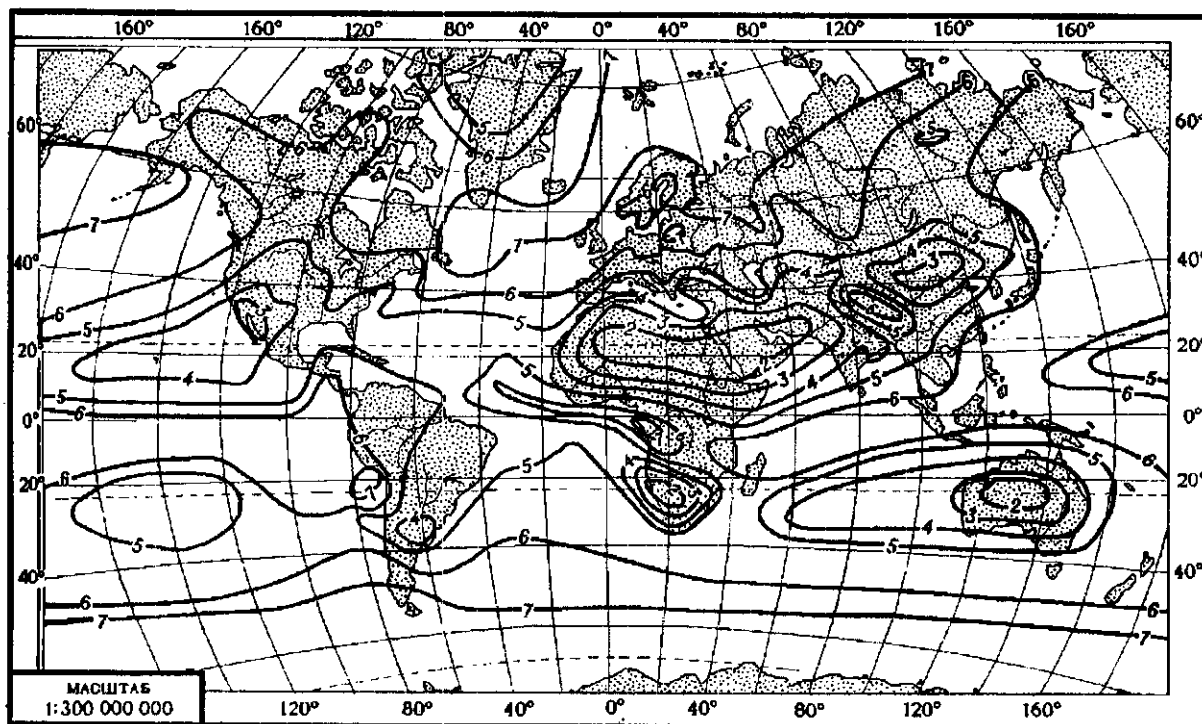


Рис. 6.10. Розподіл пересічної хмарності на Землі в балах

Завдання для самостійного розв'язання

1. Опишіть хмари за Міжнародною класифікацією, попередньо ознайомившись з їх зображенням в «Атласі хмар»:

- а) визначте основні форми хмар за ярусами і родами;
- б) користуючись посібниками, складіть таблицю хмар,
- в) ознайомтеся з умовними символами зображення різних родів хмар і хмарності згідно Коду КН-01 на синоптичних картах.

2. Охарактеризуйте письмово карту пересічної хмарності Земної кулі (рис. 6.10):

- а) виявіть райони з найбільшою і найменшою середньорічною хмарністю і поясніть причини їх виникнення;
- б) порівняйте умови формування хмарності в полярних і екваторіальних районах;

3. За таблицею 6.3 побудуйте річний хід хмарності (в балах) для північної і південної півкуль над океанами і сушею. На горизонтальній осі відкладіть місяці (1 см - 1 місяць), на вертикальній - хмарність в балах (1 см - 1 бал). Порівняйте умови формування хмарності над океаном і сушею на Земній кулі.

4. Визначте хмарність (загальну і нижню) та рід хмар у своєму населеному пункті (на географічному майданчику). Нанесіть одержані спостереження згідно коду КН-01 в зошит.

5. Побудуйте графік річного ходу хмарності (загальної і нижньої) для Вінниці, Одеси та Ялти (табл. 6.4). Порівняйте умови її формування в цих пунктах. На горизонтальній осі графіку відкладіть місяці року (1 см - 1 місяць), а на вертикальній загальну (синім кольором) і нижню (червоним кольором) хмарність в балах (1 см - 1 бал).

Таблиця 6.3

Середні місячні значення кількості хмар в балах

Місяці	Північна півкуля			Південна півкуля			Земна куля		
	О	С	В	О	С	В	О	С	В
I	5,8	4,0	5,1	6,7	4,7	6,2	6,3	4,2	5,7
II	5,6	4,0	5,0	6,5	4,5	6,1	6,1	4,3	5,6
III	5,4	4,2	4,9	6,7	4,5	6,2	6,1	4,3	5,6
IV	5,6	4,7	5,5	6,7	4,4	6,2	6,2	4,6	5,7
V	5,3	4,9	5,4	6,7	4,1	6,1	6,4	4,6	5,8
VI	6,1	4,9	5,6	6,7	3,7	6,0	6,4	4,5	5,8
VII	6,0	4,9	5,5	6,7	3,5	6,0	6,5	4,4	5,8
VIII	5,9	5,0	5,5	6,9	3,7	6,2	6,5	4,6	5,9
IX	6,9	4,9	5,5	7,0	4,0	6,3	6,5	4,6	5,9
X	6,0	4,5	5,4	6,9	4,3	6,3	6,5	4,4	5,8
XI	5,9	4,2	5,2	6,9	4,3	6,3	6,5	4,2	5,8
XII	6,0	4,1	5,2	6,9	4,6	6,4	6,5	4,3	5,8
Рік	5,8	4,5	5,3	6,8	4,2	6,2	6,4	4,4	5,8

О – океани, С – суша, В – в цілому.

Таблиця 6.4

Річний хід загальної (з) і нижньої (н) хмарності (в балах) в 2010 р.

Вінниця												
З	8,0	8,3	7,8	6,3	6,3	7,1	5,6	4,8	6,2	3,9	7,2	8,9
Продовження табл. 6.4												
Н	4,3	3,8	3,5	3,6	3,2	5,5	2,8	2,0	3,4	2,1	5,1	6,6
Одеса												
З	8,6	7,2	8,4	6,9	6,9	6,8	5,2	3,6	6,0	5,5	7,9	8,1
Н	6,9	4,5	4,5	2,5	2,5	3,1	2,0	1,3	2,9	3,2	4,0	4,6
Ялта												
З	8,9	6,6	8,1	5,9	5,9	5,1	2,9	2,3	4,9	5,8	7,9	8,0
Н	7,9	4,2	6,9	3,3	3,1	3,1	2,1	1,6	3,5	4,2	6,1	5,8

Запитання для самоперевірки

1. Що таке випаровування та випаровуваність?
2. Які характеристики вологості ви знаєте?
3. Який добовий та річний хід парціального тиску водяної пари та відносної вологості?
4. Що таке конденсація та сублімація?
5. Як утворюється туман? Які типи туманів існують?
6. Що таке серпанок, як він утворюється?
7. Які метеорологічні умови утворення роси, інею, ожеледиці, кристалічної паморозі?
8. Що таке хмара? Які процеси зумовлюють утворення хмар?
9. Як класифікують хмари?
10. Що зумовлює утворення різних форм хмар?
11. Яка існує класифікація за складом хмар?
12. Який добовий та річний хід хмарності на Земній кулі?
13. Що таке водність хмари?
14. Як змінюється хмарність з широтою?
15. Які хмари зустрічаються в стратосфері та мезосфері?



Р о з д і л 7

Атмосферні опади

7.1. КЛАСИФІКАЦІЯ ОПАДІВ

Атмосферними опадами називають краплі води і кристали льоду, що випадають з атмосфери на земну поверхню. Розрізняють такі види опадів:

Тверді опади. Сніг – льодяні або снігові кристали (сніжинки), що часто мають форму зірочок або пластівців. Останні утворюються з декількох злиплих між собою зірочок.

Снігова крупа – непрозорі сферичні снігоподібні крупинки білого або матово-білого кольору діаметром від 2 до 5 мм.

Снігові зерна – непрозорі матово-білі частинки або крупинки діаметром менше 1 мм.

Льодяна крупа – льодяні прозорі крупинки, в центрі яких є непрозоре ядро. Діаметр крупинок до 3 мм.

Льодяний дощ – тверді прозорі льодяні кульки розміром від 1 до 3 мм.

Град – шматочки льоду різних форм і розмірів, що складаються з непрозорого ядра, оточеного декількома прозорими і непрозорими льодяними оболонками, що чергуються. Розміри градин змінюються в широких межах. Найчастіше їхній діаметр складає 5 мм, але в окремих випадках може перевищувати 10 см і більш.

Рідкі опади. Дощ - краплі діаметром від 0,5 до 6,0 мм.

Мряка - краплі діаметром 0,05-0,5 мм, що знаходяться як би в зваженому стані, так що їхнє падіння майже непомітне.

Змішані опади. Сніг, що розтає.

За фізичними умовами утворення та характером випадання розрізняють опади облогові та зливові.

Облогові опади випадають, як правило, з системи фронтальних шарувато-дощових і високошаруватих хмар, а іноді і з шарувато-купчастих та шаруватих хмар. Вони характеризуються помірною, мало змінною інтенсивністю, охоплюють одночасно великі площі і можуть безперервно або з короткими перервами тривати протягом декількох годин і навіть днів.

Зливові опади випадають з купчасто-дощових хмар. Вони відрізняються раптовістю початку і кінця випадання, різкими змінами інтенсивності і порівняно малою тривалістю, як правило, вони охоплюють невелику площу. Влітку так випадає дощ з великими краплями, іноді разом з градом. Літні зливові опади часто супроводжують грозу. Взимку зливовим буває рясний снігопад, що складається з великих сніжинок. В перехідні пори року може спостерігатися злинове випадання снігової або льодяної крупи одночасно із зливовим снігом або дощем. Зливові опади відрізняються великою інтенсивністю, але можуть бути і малоінтенсивними, наприклад, складатися з невеликої кількості великих крапель, випадаючих з окремої купчасто-дощової хмари.

Мряка – опади, що випадають з шаруватих і зрідка з шарувато-купчастих хмар у вигляді найдрібніших сніжинок або снігових зерен.

За синоптичними умовами утворення розрізняють опади внутрішньомасові і фронтальні.

Внутрішньомасові опади утворюються всередині однорідних повітряних мас. Для стійкої тепло-повітряної маси характерні опади у вигляді мряки з шаруватих хмар або у вигляді слабкого обложного дощу з щільних шарувато-купчастих хмар.

У нестійкій холодній повітряній масі випадають зливові опади.

Фронтальні опади пов'язані з проходженням фронтів. Для теплового фронту типові облогові опади, для холодного фронту – зливові, але при проходженні холодного фронту першого роду опади, що мають спочатку зливовий характер, переходять в облогові.

Кількість опадів виражається висотою шару води в міліметрах, що утворилося в результаті випадання опадів на горизонтальну поверхню за відсутності випаровування, просочування і стоку.

Однією з найважливіших характеристик опадів є їхня *інтенсивність* (i), тобто кількість опадів в міліметрах (r), які випали за 1 хв (t):

$$i = r/t \quad (7.1)$$

За інтенсивністю опади поділяються на *слабкі, помірні і сильні*.

Найменшу інтенсивність має мряка, найбільшу – зливи.

Опади, інтенсивність яких перевищує 1 мм/хв, прийнято називати зливами. Досить часто спостерігаються зливи інтенсивністю 1-2 мм/хв. В окремих районах земної кулі, зокрема в Індії, інтенсивність досягає понад 20 мм/хв.

7.2. ПРОЦЕСИ ЗБІЛЬШЕННЯ ХМАРНИХ ЕЛЕМЕНТІВ

Хмарні елементи перетворюються на опади тоді, коли стають настільки важкими, що опір повітря і його висхідні рухи не можуть утримувати їх в зваженому стані. Для цього вони повинні збільшитися настільки, щоб швидкість їхнього падіння перевищила швидкість висхідних потоків повітря і щоб рухаючись від хмари до поверхні землі, вони не встигли випаруватися. Якщо опади випаровуються, не досягнувши поверхні землі, то під хмарою можна спостерігати смуги падіння, іноді достатньо чітко виражені.

Дослідним шляхом встановлено, що чим більші розміри крапель, тим більша швидкість їхнього падіння. Із збільшенням радіусу крапель від 0,05 до 3,0 мм швидкість їхнього падіння зростає від 27 до 918 см/с. Сніжинки, що мають ту ж масу, що і краплі, падають з меншою швидкістю. Швидкість падіння сніжинок становить від 0,1 до 100 см/с.

Рідкі і тверді елементи хмар мають дуже малі розміри і масу. Швидкість падіння цих частинок у хмарі також незначна (менше 1 см/с). Під впливом навіть слабких висхідних потоків такі крапельки або кристали підтримуються в зваженому стані або підносяться вгору, а за наявності сильних висхідних потоків піднімаються вгору навіть великі краплі. Так, наприклад, коли швидкість висхідних потоків становить 7 м/с, з хмари можуть випадати краплі діаметром тільки понад 3 мм.

Щоб досягти розмірів, достатніх для випадання з хмари, хмарні частинки повинні збільшуватися.

Збільшення хмарних елементів може відбуватися, по-перше, в результаті конденсації, по-друге, шляхом злиття крапель або з'єднання кристалів між собою під час їхнього зіткнення. Процес збільшення зважених частинок, викликаний їхнім злиттям, носить назву *коагуляції*.

Конденсаційне зростання хмарних елементів може відбуватися в хмарах, що складаються з крапельок води різного розміру. Тиск насиченої пари над дрібними краплями більший, ніж над великими. Тому за одних і тих же умов вологості повітря може бути не насичене водяною паром над поверхнею більших крапель. У такому разі створюються умови для випаровування найдрібніших крапельок і конденсації водяної пари на великих краплях. Хмарні краплі за рахунок конденсації спочатку зростають порівняно швидко; за декілька секунд їхній радіус зростає в 2-3 рази; із збільшенням розміру крапель їхнє зростання сповільнюється і для утворення великих крапель за звичайних умов, що спостерігаються в хмарах, потрібен час близько декількох годин. Оскільки з часом краплі, що збільшились, зростають дуже поволі, то в результаті конденсаційного зростання в хмарах повинні утворитись порівняно дрібні краплі, досить однорідного розміру.

Таким чином, конденсація водяної пари відіграє основну роль в період утворення зародкових крапель і значно впливає на зростання найдрібніших крапель. Але конденсаційне зростання крапель не може призвести до утворення крапель дощових розмірів.

У змішаних хмарах, що складаються з водяних крапель і крижаних кристалів, різниця тиску насиченої пари над кристалами і краплями більша відповідної різниці над

краплями різних розмірів в чисто водяних хмарах. Тому в таких хмарах перенесення водяної пари з крапель на кристали відбувається в декілька десятків разів інтенсивніше, тобто має місце *зростання кристалів за рахунок сублімації*. Краплі при цьому можуть навіть повністю випаруватися, а тверді елементи хмари зростатимуть за рахунок випаровування рідких. В цьому випадку створюються сприятливі умови для збільшення хмарних елементів і утворення опадів.

Коагуляція хмарних елементів обумовлюється різними чинниками. Найдрібніші краплі можуть зливатися в результаті безладних молекулярно-теплових рухів (броунівська коагуляція). Проте розрахунки показали, що злиття хмарних елементів під дією броунівського руху відбувається вельми поволі.

Турбулентні рухи в хмарах також призводять до зіткнення окремих крапель між собою, злиття їх і утворення більших. В цьому випадку процес коагуляції відбувається значно швидше, ніж під дією броунівського руху (турбулентна коагуляція).

Коагуляція в хмарах відбувається також в результаті неоднакової швидкості падіння крапель. Великі краплі під дією сили тяжіння падають з більшою швидкістю, ніж дрібні. Велика крапля наздоганяє дрібнішу, зустрічається з нею і захоплює її. Коагуляція, що відбувається таким чином, називається *гравітаційною*. Гравітаційна коагуляція відіграє найбільшу роль в зростанні великих крапель.

Розміри, до яких можуть вирости краплі у хмарі, залежать від інтенсивності висхідних потоків, які отримують їх у зваженому стані. У *Cb*, де висхідні потоки найпотужніші (до 40 м/с), краплі можуть вирости не більше ніж до 5-6 мм. Дослідження показали, що краплі більших розмірів не зустрічаються – вони сплющуються і розбиваються на дрібніші.

На початковій стадії розвитку хмар основну роль в укрупненні крапель відіграє процес конденсації водяної пари. В другій стадії, після того як краплі і льодяні кристали виростають до розмірів 20-60 мкт, починають переважати процеси їх коагуляції (злиття). Найбільше значення має гравітаційна коагуляція, яка спричинюється різною швидкістю падіння крапель різних розмірів. Краплі, падаючи під дією сили тяжіння з різною швидкістю, зіштовхуються між собою. Зіткнення дрібних крапель малоімовірне. Чим більший розмір крапель, тим більша швидкість їхнього падіння і злиття. Теоретичні дослідження показали, що швидкість збільшення крапель за рахунок коагуляції прямо пропорційна квадрату радіуса, а швидкість конденсаційного зростання зворотно пропорційне радіусу краплі.

7.3. УТВОРЕННЯ ОПАДІВ

Хмару можна порівняти з колоїдним розчином, розчинником в якому є повітря. Якщо в такому розчині частинки довго знаходяться в зваженому стані, то такий колоїдний розчин стійкий. Якщо ж частинки збільшуються і випадають з розчину у вигляді опадів, то його колоїдна стійкість порушується. Таким чином, випадання опадів з хмари залежить від ступеня його колоїдної стійкості, пов'язаної з характером хмарних елементів, з яких складається хмара.

Однорідні хмари, тобто такі, що складаються тільки з одних крапельок або тільки з льодяних кристалів, колоїдно стійкі. Особливо велика стійкість такої хмари, в якій всі хмарні елементи мають однакові розміри.

Хмари *Ci*, *St*, *Sc*, *Ac* найчастіше складаються з найдрібніших крапельок води і в такому разі опадів не дають. Проте за певних умов колоїдна стійкість цих хмар порушується і з них можуть випадати опади.

Сніжинки утворюються в результаті сублімації водяної пари на льодяних кристалах, що мають форму шестикутних плоских пластинок або паличок. З віддаленням від поверхні такого кристалу концентрація водяної пари в повітрі зростає, оскільки поблизу кристалу частина пари переходить на його поверхню. Молекули водяної пари прагнуть переміщуватися з місць з більшою концентрацією до місць з меншою

концентрацією, тобто з навколишнього простору до кристалу. В першу чергу вони осідають на променях кристалу, внаслідок чого крижана пластинка набирає форми шестипроменевої зірочки. Подальша сублімація відбувається на променях цієї зірочки. Утворюються розгалуження цих променів і кристал перетворюється на сніжинку. Сніжинки, зіткнувшись, зчіплюються між собою, і утворюють більші за розмірами сніжинки і пластівці.

До найбільш колоїдно-нестійких хмар відносяться змішані хмари *Cb*, *Ns*. Ці хмари, як правило, мають значну вертикальну потужність. У верхніх своїх частинах вони складаються з льодяних кристалів, а в нижніх – з водяних крапельок. Між рівнем нульової ізотерми і верхньою зледенілою частиною хмари знаходиться могутній перехідний шар, в якому є переохолоджені краплі, і льодяні кристали.

Якщо переохолоджених крапель в хмарі більше, ніж кристалів льоду, то для останніх створюються особливо сприятливі умови їхнього зростання під час сублімації. Падаючи в хмарі, сніжинки потрапляють в область, зайняту переохолодженими краплями, починають швидко зростати за рахунок перенесення на них пари з рідких елементів хмари і падати швидше. При взаємному зіткненні вони злипаються у великі сніжинки. Такі сніжинки мають більші поперечні розміри, ніж краплі тієї же маси. Тому вони захоплюють на своєму шляху велику кількість частинок. Опускаючись в шар з позитивними температурами, сніжинки тануть і перетворюються на великі краплі, випадають на земну поверхню у вигляді дощу.

Таким чином, в змішаних хмарах опади, завдяки льодяним кристалам, можуть утворюватися у вигляді твердих елементів, які під час падіння і танення перетворюються на дощові краплі. За від'ємних температур повітря між хмарами і земною поверхнею із змішаних хмар опади випадають на земну поверхню у вигляді снігу.

Снігова крупа утворюється в результаті інтенсивної сублімації водяної пари. Умови для такого процесу виникають в змішаних хмарах тоді, коли повітря насичене водяною парою стосовно до поверхні води, але значно перенасичене стосовно до поверхні льоду.

Якщо кристали або сніжинки падають з верхньої частини хмари і потрапляють в зону з великим вмістом дрібних переохолоджених крапельок, то останні починають безладно наростати на них і перетворюють їх в сферокристали у вигляді снігової крупы.

У разі коли частинки снігової крупы потрапляють в нижню частину хмари з великим вмістом великих переохолоджених крапель, утворюється льодяна крупа. Виникнення її відбувається в результаті розтікання і замерзання переохолоджених крапель по поверхні сферокристалу. При цьому снігова крупа покривається прозорою крижаною оболонкою. Утворення льодяної крупы можливе також в результаті інтенсивної конденсації водяної пари і швидкого замерзання утворених на поверхні сферокристалів крапельок. Льодяна крупа є перехідною формою від снігової крупы до граду і спостерігається лише восени чи весною.

Град утворюється в найбільш потужних купчасто-дощових хмарах під час сильних висхідних потоків повітря в хмарі. Льодяна крупинка піднімається у верхню частину хмари, де переважають льодяні кристали і дрібні переохолоджені краплі. Розмір граду зростає за рахунок захоплення переохолоджених крапель. Дрібні краплі намерзають не танучи і утворюють непрозорий лід. Падаючи знову вниз, градина потрапляє в зону великих переохолоджених крапель води, які розсікаються і покривають її прозорою крижаною оболонкою. Потім вона знову може бути піднята вгору, і процес повторюється. Такі підняття і опускання градини здійснюються декілька разів, залежно від швидкості висхідних потоків, і при цьому градина може вирости до великих розмірів.

Вказаний процес утворення градини доведений її будовою. Якщо розглядати градину в розрізі, то видно, що вона складається з матово-білого ядра, покритого кількома прозорими і непрозорими оболонками. Форма градин найчастіше сферична. Проте іноді зустрічаються градини неправильної форми. Розміри градин різні. Найчастіше спостерігаються градини

діаметром від 6 до 20 мм. Однак, в деяких випадках градини досягають значно більших розмірів. Відомі випадки випадання градин діаметром понад 10 см.

Незвичайні опади. Опади, випадаючи з хмар, часто містять в собі сторонні домішки, які або зафарбовують краплі дощу і сніжинки, або випадають разом з дощем. При цьому утворюються незвичайні дощі. До них можна віднести „червоні”, або „криваві”, „чорні”, „молочні” тощо. Найчастіше спостерігались випадки випадання кривавих дощів. Ці дощі привертали до себе увагу з давніх часів.

Перша спроба наукового обґрунтування кривавого дощу була зроблена італійським ученим Сементіні. Він виконав простий аналіз пилу, який залишився після дощу, і встановив, що в ній знаходилися окисел хрому, заліза і значна кількість жовтої смолянистої речовини. Аналіз іншого випадку червоного дощу, що випав у Франції, показав, що в краплях знаходилися дрібні мікроорганізми, властиві Південній Америці. Ці речовини разом з хмарами подолали велику відстань і випали у Франції.

Крім випадання червоних дощів, відомі випадки червоних снігопадів. Такі снігопади неодноразово спостерігали моряки поблизу Гренландії. Надалі було встановлено, що сніг забарвлюється в червоний колір частинками водоростей.

Іноді можна спостерігати опади, забарвлені в чорний колір. Їхнє виникнення пов'язане з вулканічними виверженнями, лісовими пожежами або з чорними бурями.

Радіоактивність опадів. Опади у вигляді дощу або снігу часто містять продукти розпаду радіоактивних елементів, головним чином еманацию радію. Це спостерігається у тому випадку, коли ядра конденсації є частинками розпаду радіоактивних ізотопів і у разі механічного збагачення опадів продуктами радіоактивного розпаду під час випадання.

До найбільш радіоактивних відносяться опади, які випадають під час гроз і шквалів. Сніг має більшу радіоактивність, ніж дощ.

7.4. АКТИВНИЙ ВПЛИВ НА ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ (ХМАРНІСТЬ, ОПАДИ, ТУМАНИ)

Проблема активного впливу на хмари і викликання з них опадів тривалий час займає значне місце в роботах з метеорології.

Для утворення інтенсивного і тривалого дощу необхідні певні умови в атмосфері. До них відносяться могутні висхідні потоки повітря, велика водність і потужність хмари, поява в ній твердої фази води. Вивчивши ці чинники, що сприяють укрупненню хмарних елементів і випаданню опадів, були розроблені ефективні методи впливу на хмари і доведено можливість викликати дощ штучним шляхом. Утворення дощу при стійкому стані атмосфери вимагає витрат величезної кількості енергії, що практично недоцільно.

Проте в атмосфері часто спостерігається такий стан, коли більшість з необхідних умов для утворення опадів є, лише бракує тільки одного якого-небудь чинника, що впливає на зміну структури хмарних елементів. Наприклад, при нестійкому стані атмосфери розвиваються могутні купчасті хмари. Вершини їх складаються з переохолоджених крапель. Якщо відсутні льодяні кристали, то з такої хмари опади звичайно не випадають. Для того, щоб хмарні елементи могли випасти з хмари, достатньо штучним шляхом ввести в неї охолоджуючу речовину, яка сприятиме появі в хмарі твердої фази води – льодяних ядер.

Фізичні принципи впливу на хмари з метою викликання опадів не відрізняються від принципів штучного розсіювання хмар і туманів.

Варто зазначити, що досягнуто значно менших успіхів під час розсіювання теплих хмар та туманів. В Україні до 80 % туманів – це теплі тумани. Для їх розсіювання застосовують гігроскопічні речовини: NaCl, CaCl₂, NH₄Cl тощо. В тумані чи хмарі розсіюють певну кількість гігантських гігроскопічних ядер з діаметром 5-50мкм у вигляді порошку або крапель концентрованих розчинів. Оскільки тиск насиченої водяної пари над краплями розчину солей гігроскопічних речовин нижчий від її тиску над краплями

туману, то краплі туману випаровуються, а краплі розчину швидко збільшуються у розмірі.

Збільшені краплі розчину, досягши розміру 30-70 мкм за рахунок перегонки пари, падають під дією сили тяжіння, захоплюючи на своєму шляху дрібні краплини. У результаті гравітаційної коагуляції краплі швидко зростають у розмірах і випадають на землю у вигляді мряки. За рахунок цього дальність видимості в тумані може збільшитись на 50-60 %. Для підтримання зони покращеної видимості реагент слід розсіювати безперервно протягом необхідного часу.

Варто зазначити, що використання гігроскопічних речовин для розсіювання туманів на аеродромах супроводжується значним посиленням корозії металевих конструкцій.

Теплові методи передбачають безпосереднє нагрівання повітря, у якому утворився туман, до температури, за якої відбудеться випаровування крапель туману, а відносна вологість повітря зменшиться наближено до 90 %. Але для нагрівання 1м³ ізольованого об'єму повітря потрібно 6 кДж тепла, а в реальних умовах атмосфери навіть при дуже слабкому вітрі витрати багаторазово збільшуються. Стаціонарні установки на аеродромах споживають 400 тис.л пального за 1 год, що дуже дорого.

Теплові методи включають і використання спеціальних метеотронів, за допомогою яких створюють локальні вертикальні конвективні потоки повітря, що дозволяють впливати на хмари.

Дією на хмари можна запобігти небезпечним зливам, що викликають повені, селі і паводки. Для цього потрібно викликати штучний дощ невеликої інтенсивності, внаслідок чого припиняється зростання хмари до розмірів, при яких випадають небезпечні зливи. Можна також, впливати на переохолоджену частину хмари великою кількістю льодоутворюючих реагентів, забезпечити повну її кристалізацію. При цьому якщо у верхній частині хмари з'явиться велика кількість дрібних частинок, то під час їхнього випадання може утворитися лише сніг.

Градобій завдає істотних збитків сільському господарству. У США в одному лише штаті Колорадо щорічний збиток від градобію перевищує 6 млн. доларів. В багатьох країнах застосовуються різні способи впливу на градові хмари з метою запобігання градобиття, зокрема, в Аргентині, Болгарії, Молдові, Росії, Україні.

В основу методики дії на градові хмари покладений принцип запобігання процесу утворення великих градин на природних льодяних зародках. Робиться це шляхом введення штучних ядер кристалізації в зону акумуляції (великих крапель) переохолоджених крапель. Це призводить до розосередження переохолодженої води на більшу кількість льодяних ядер, внаслідок чого зменшується можливість утворення градин діаметром понад 0,5 см.

7.5. ДОБОВИЙ І РІЧНИЙ ХІД ОПАДІВ. ГЕОГРАФІЧНИЙ РОЗПОДІЛ ОПАДІВ

Виділяють два основних типи добового ходу опадів: континентальний і морський, або береговий.

У першому типі спостерігається два максимуми і два мінімуми в ході випадання опадів. Головний максимум опадів спостерігається в післяполуденний час, коли найбільш розвинена конвективна хмарність. Вторинний максимум (менш різко виражений) припадає на ранковий час, коли найбільшого розвитку досягають хмари шаруватих форм. Головний мінімум опадів спостерігається вночі, а вторинний - перед полуднем.

У морському типі (на берегових станціях) добовий хід опадів простий: мінімум опадів припадає на денний час, максимум – на нічний час, коли над морями і океанами збільшується вертикальний температурний градієнт, внаслідок чого створюється нестійкий стан атмосфери і пов'язане з цим хмароутворення.

Річний хід опадів характеризується великою різноманітністю і значною мірою залежить від кліматичних чинників. У *екваторіальній* зоні між 10° пн.ш. і 10° пд.ш.

спостерігається подвійний річний хід опадів. Максимуми припадають на якийсь час після весняного і осіннього рівнодення (кінець березня і кінець вересня), коли мають місце найбільші полуденні висоти Сонця і тому найінтенсивніше розвинені висхідні потоки повітря та пов'язана з ними конвективна хмарність. Мінімуми мають місце після літнього і зимового сонцестояння (кінець червня і кінець грудня). У ці періоди полуденні висоти Сонця найменші, і висхідні потоки найменше розвинені.

В *субекваторіальних* областях по обидві сторони від екватора спостерігається один дощовий період, який охоплює чотири літні місяці; протягом решти місяців тут панує посушливий період.

В *тропічних* зонах по обидві сторони від екватора опадів випадає мало, особливо в літню пору року. Посушливе літо в тропічних широтах обумовлюється наявністю області підвищеного атмосферного тиску, в якій панують низхідні рухи повітря.

У *помірних* широтах випадання опадів пов'язане переважно з циклонічною діяльністю. Переважна кількість циклонів в середніх широтах проходить в зимовий час. Переміщуючись над океанами, вони обумовлюють випадання там великої кількості опадів. Над суходолом в літній час формуються конвективні потоки, внаслідок чого при достатньому вмісті водяної пари випадають рясні зливові опади. Завдяки вказаним причинам над океанами максимум опадів спостерігається в зимовий час, а над континентами - влітку.

Мінімум опадів над океанами припадає влітку, коли циклонічна діяльність слабшає. В середній частині материків мінімум опадів спостерігається взимку, оскільки в цей час найменше розвинена конвекція.

Вздовж *екватора* розташована смуга, найбільш багата опадами. Тут річні суми опадів складають 1000-2000 мм і більше. У цій же зоні на островах Тихого океану випадає навіть 5000-6000 мм опадів. В Індії (Черепунджі) випадає близько 10000 мм опадів.

На північ і південь від екваторіальної зони кількість опадів зменшується і досягає мінімуму в *тропічному* поясі між 20-35° північної і південної широти. Середня річна кількість опадів в цій області не більше 500 мм. Тут розташовано більшість пустель земної кулі. У пустелі Сахара, пустелях Перу, Чилі зустрічаються місця, де опади взагалі не випадають протягом декількох років.

У *помірній* зоні кількість опадів знову зростає і складає 500-1000 мм на рік.

У полярних областях кількість опадів зменшується і не перевищує 300 мм на рік.

В *екваторіальній* зоні випадання великої кількості опадів пояснюється наявністю значної кількості вологи і висхідними рухами повітряних мас. У тропічній зоні панують низхідні рухи повітря, що перешкоджають утворенню хмар. У помірних зонах зростання кількості опадів зумовлене циклонічною діяльністю, з якою завжди пов'язане утворення фронтальних хмар і випадання опадів. У полярних областях мала кількість опадів спостерігається завдяки низьким температурам і незначному вмісту в повітрі водяної пари.

На території України річна кількість опадів варіюється від 1500 мм у Карпатах до 300 мм у Степовому Криму.

7.6. МІНЛИВІСТЬ УМОВ ЗВОЛОЖЕННЯ. ПОСУШЛИВІ ЯВИЩА

Як кількість атмосферних опадів, так і показники зволоження території із року в рік змінюються у великих межах. Так, протягом вологого року в Середній Європі випадає втричі більше опадів, ніж протягом сухого. У Центральному Придніпров'ї протягом 1975 р. (сухий рік) випало менше 280 мм, а в 1978 р. (вологий рік) – близько 600 мм. Мінливість місячних сум ще більша. Так, у районі Одеса-Херсон протягом червня випадає в середньому 46-47мм, але в окремі роки їх випадає 113-129 мм, а сухого року 0-2 мм. Подібний розмах коливання опадів характерний для усіх місяців.

Показником нерівномірності опадів є тривалість бездощових періодів. За тривалої відсутності дощів, у середньому на десятий день, формується сталий режим підвищеної

температури та низької відносної вологості повітря. З цього часу період бездощів'я вважається посушливим, бо стан атмосфери починає негативно впливати на рослини. Середня тривалість окремого посушливого періоду в Україні в Лісостепу становить 9-11 днів, а в зоні Степу 12-16 днів, а максимальна тривалість відповідно 53-55 днів і 61-100 днів. Посухи у Східній Європі в 1972 та 1975 рр. за метеорологічними показниками перевершили усі попередні посухи ХХ ст. Катастрофічна посуха 1976 р. у Західній Європі не спостерігалась протягом останніх 700 років. Сильні посухи у сахельській зоні Африки на південній межі Сахари можуть повторюватись кілька років підряд, як це було з 1968 до 1973 рр. У цей час голод охопив одночасно кілька держав цього регіону.

За дослідженням І.В. Кошеленка з часом кількість посух збільшується. Так у XVI ст. їх було 5, у XVII ст. – 7, у XVIII – 10, у XIX – 17, у XX – 23. За його дослідженням за останні 50 років ХХ ст. посухи в Україні спостерігались у різних регіонах через кожні 3-4 роки. Отже посухи – це не виняток, а нормальне кліматичне явище для умов континентального клімату.

До посушливих явищ відносять ще *суховії*. Це сухі вітри зі швидкістю вітру ≥ 5 м/с при температурі $\geq 25^{\circ}\text{C}$ та відносній вологості повітря $\leq 30\%$. Суховії бувають при посухах і можуть бути як самостійне явище. Кількість днів з суховіями в Україні збільшується від 20 на північному заході до 70 днів на південному сході. На Прикаспійській низовині кількість днів з суховіями досягає 100, а в пустелях Середньої Азії 250 днів.

Наукою та практикою встановлено, що коли у ґрунті є достатньо вологи, то посіви без пошкодження можуть перенести слабкі суховії протягом 5 днів, 4 дні – середні суховії, 3 дні – сильні та 1-2 дні дуже сильні суховії. Коли суховії продовжуються більше цих термінів, то посіви пошкоджуються чи зовсім гинуть.

Пилові (чорні) бурі також можна віднести до посушливих явищ. Це перенесення сильним вітром пилу при посушливій погоді. Поширенню пилових бур сприяє суцільне розорювання полів. За добу пилова буря може винести з поля шар ґрунту товщиною 1-5 см, а для утворення шару ґрунту товщиною 1 см в природних умовах потрібно близько 250-300 років. В Україні найчастіше пилові бурі спостерігаються в районі між Херсоном-Новою Каховкою-Запоріжжям-Мелітополем, де щорічно в середньому їх буває понад 10 днів. У північній і північно-західній частинах території пилові бурі спостерігаються раз кожної 10-ти річки. В окремі роки в Запорізькій та Херсонській областях може бути понад 40 днів з пиловою бурею.

Методи зменшення негативного впливу посушливих явищ повинні включати полезахисні смуги, затримання снігу та талих вод на полях, а також цілу систему обробки ґрунту, своєчасність посівів, зміну співвідношення посівів озимих та ярих культур залежно від умов зволоження конкретного року.

7.7. ВОДНИЙ БАЛАНС ЗЕМНОЇ КУЛІ

Кругообіг води в природі враховує усі ресурси води Землі. Це поверхневі, підземні, ґрунтові води та волога в атмосфері. За останні роки вчені уточнили усі складові водного балансу планети як для всієї земної кулі, так і для Світового океану, суходолу, окремих континентів, країн, річкових басейнів та інших водойм.

Таблиця 7.1.

Річний водний баланс земної кулі та окремих її компонентів.

Елементи водного балансу	Об'єм, тис. км ³ /рік	Шар, мм/рік	%
Світовий океан (Площа $361 \cdot 10^6 \text{ км}^2$)			
Опади	458	1270	90,7
Перенесення повітряними течіями на суходіл	46,8	130	9,3
Випаровування	504,8	1400	100

Продовження табл. 7.1

Суходіл (площа $149 \cdot 10^6 \text{ км}^2$)			
Опади	119,1	800	100
Стік	46,8	315	39,3
Випаровування	72,3	485	60,7
Земна куля (площа $510 \cdot 10^6 \text{ км}^2$)			
Опади	577,1	1130	100
Випаровування	577,1	1130	100

Щорічно з поверхні земної кулі випаровується понад 577 тис. км^3 води, основна частина якої випаровується з поверхні Світового океану (505 тис. км^3) і лише 72 тис. км^3 з поверхні суходолу. Уся ця водяна пара конденсується в атмосфері і випадає у вигляді атмосферних опадів. Середня кількість опадів на поверхню океану становить 1270 мм, на поверхню суходолу 800 мм і середня кількість опадів у цілому на земній кулі 1130 мм (табл. 7.1.).

Річна кількість опадів на поверхню океану менша, ніж випаровування. Решта вологи 46,8 тис. км^3 повітряними течіями переноситься з океану на суходіл і поповнює річки, озера, льодовики та підземні води. Цих же 46,8 тис. км^3 води щорічно стікає з суходолу в океан. Отже, з суходолу випаровується води менше, ніж випадає у вигляді опадів. Наведені дані про складові величини водного балансу у майбутньому можуть уточнюватись, але суттєвих змін уже не буде.

Щорічно на земній кулі випаровується води майже в 7 разів більше, ніж є її у Чорному морі. Річковий стік з суходолу становить близько половини води Чорного моря. Ці величезні об'єми води постійно подорожують в атмосфері та на земній поверхні.

7.8. СНІГОВИЙ ПОКРИВ

Випавший на земну поверхню сніг в холодну пору року формує в середніх і високих широтах сніговий покрив. Цей покрив відіграє велику роль в тепловому балансі і в режимі зволоження ґрунту і повітря. На важливість вивчення снігового покриву вперше вказав російський кліматолог А.І.Воейков, засновник вчення про сніг.

Тривалість залягання снігового покриву різна в різних кліматичних зонах. У низьких широтах сніг відразу ж тане, а в помірних і високих широтах зберігається у вигляді снігового покриву більш менш тривалий час.

Стан снігового покриву в метеорології характеризується його висотою і щільністю.

Щільність снігового покриву (d) визначається відношенням маси снігу до його об'єму, або щільність снігу визначається снігоміром. Також за лінійкою терезів визначається маса снігу ($50 \cdot n$) в грамах, за заглибленню циліндра (h) в сантиметрах – об'єм снігу ($50 \cdot h$) в куб. см. Щільність снігу розраховується за формулою:

$$d = \frac{5n}{50h} = \frac{n}{10h}, \quad (7.2)$$

де

d – щільність снігу, г/см³;

n – число поділок на шкалі терезів снігоміра;

h – висота снігового покриву, см.

Щільність снігу змінюється в широких межах. Свіжий пухкий сніг при слабкому вітрі і низькій температурі має щільність 0,04-0,1 г/см³. Весною під час відлиги, щільність снігу збільшується і може досягати 0,6-0,7 г/см³. Середня щільність снігу складає 0,2-0,25 г/см³.

Висота снігового покриву залежить від кількості випавшого снігу на одиницю площі, його щільності і рельєфу місцевості. На висоту снігового покриву впливає рослинність і вітер.

Найбільша висота снігового покриву спостерігається в середній течії Єнісею (до 100 см), на узбережжі Далекого Сходу (Камчатка), а також на західних схилах Уралу (до 90 см). У помірних широтах середня висота снігового покриву складає 30-50 см.

Значної потужності досягає сніговий покрив в горах. Так, наприклад, на деяких перевалах Кавказу взимку висота снігового покриву досягає декількох метрів. У Карпатах середня висота снігового покриву сягає 50 см.

Характер залягання снігового покриву залежить від умов погоди під час випадання снігу і рельєфу місцевості. У відкритих для вітру степових областях, коли вітер слабкий, залягання снігу, як правило, рівномірне. За наявності сильного вітру сніг переноситься з одного місця на інше.

До характеристик снігового покриву належить також теплопровідність снігу, його відбивна і випромінювальна здатність та інші властивості.

Теплопровідність снігу залежить від його щільності: чим більша щільність, тим більша і теплопровідність. Теплопровідність снігу приблизно в 10 разів більша, ніж у нерухомого повітря, але в 10 разів менша, ніж у ґрунту.

Відбивна здатність чистого снігу для короткохвильової радіації (альbedo) складає 90-95%, а ущільненого, такого, що злежався - 30%. В середньому альbedo снігу становить 70-80%, що в 2-3 рази вище, ніж для поверхні ґрунту, не покритого снігом.

Також значна відносна *випромінювальна здатність* снігу. Сніговий покрив випромінює довгохвильову радіацію майже як абсолютно чорне тіло (як і вся Земля загалом).

Снігова лінія. Сніговою лінією або сніговою межею в горах називають лінію, вище за яку сніговий покрив зберігається цілий рік. Вище за цю лінію річне надходження твердих опадів перевищує їхню витрату за рахунок танення і сповзання льодовиків. Висота снігової лінії залежить від температури повітря і від кількості випадання твердих опадів. Чим вища температура повітря, тим вище лежить і снігова лінія. Чим більше випадає твердих опадів, тим нижче розташована снігова лінія.

Хуртовини. Перенесення снігу вітром з поверхні Землі називається хуртовиною. Виникають хуртовини при різних швидкостях вітру. Легкий сипкий сухий сніг може переноситися вже при вітрі 4 м/с. Проте за наявності льодяної кірки сніг не переноситься навіть при великих швидкостях вітру. Розрізняють такі види хуртовин.

Хуртовина (завірюха, буран, заметіль) – перенесення снігу сильним вітром майже в горизонтальному напрямі. Під час загальної завірюхи неба не видно і не можна встановити, чи випадає сніг з хмар або тільки піднімається вітром з поверхні снігового покриву. Хуртовина супроводжується вихровими рухами сніжинок на висотах до декількох метрів над землею поверхнею.

Низова хуртовина – перенесення снігу снігового покриву, що піднімається вітром з поверхні, на висоту понад 2 м. При цьому можна встановити стан неба.

Поземок – перенесення снігу вітром тільки над поверхнею Землі до висоти 1,5 м.

Слабка хуртовина має швидкість вітру до 8 м/с та видимість не менше 6 км. Найчастіше вона пов'язана з фронтальною хмарністю. Низова хуртовина часто спостерігається на периферії антициклону. Сильна хуртовина має швидкість вітру понад 10 м/с і видимість менше 4 км.

Основна маса снігу (до 95 %) під час хуртовин переноситься в шарі повітря 0-2 м над поверхнею снігового покриву. Кількість перенесеного снігу залежить від його щільності і швидкості вітру.

Хуртовини погіршують видимість і призводять до утворення снігових заметів на дорогах. Якщо хуртовина зі швидкістю вітру 15 м/с і більше, то за видимості 2 км і менше триває понад 12 годин, її відносять до небезпечних атмосферних явищ. Вони завдають великих збитків сільському господарству, утрудняють нормальну роботу наземного транспорту.

Кліматичне значення снігового покриву досить значне. Завдяки порівняно низькому коефіцієнту теплопровідності сніговий покрив вберігає ґрунт від глибокого промерзання і від різких коливань температури, оскільки теплообмін між його поверхнею

і ґрунтом незначний. Промерзання ґрунту, покритого сніговим покривом, поширюється на значно меншу глибину, ніж ґрунту без снігу. Особливо добре захищає ґрунт від охолодження пухкий сніг, який щойно випав. Із збільшенням щільності снігу його коефіцієнт теплопровідності зростає і тим самим зменшується ізолююча роль.

Велика відбивна і відносна випромінювальна здатність снігового покриву перешкоджає прогріванню його поверхні, а низький коефіцієнт теплопровідності зменшує притік тепла від ґрунту. Тому радіаційний баланс поверхні снігу завжди від'ємний, а температура завжди нижча за температуру повітря і поверхні ґрунту, не покритого снігом. Таким чином сніговий покрив сприяє зниженню температури нижніх шарів атмосфери. Це, як правило, відбувається ясної погоди, коли ефективне випромінювання набуває найбільших значень. Танення і сходження снігового покриву зумовлені такими чинниками:

- адвективним притоком теплого повітря;
- дією променистої енергії;
- випаданням дощу за позитивної температури повітря.

З.І. Савінов дослідним шляхом та за допомогою обрахунків дійшов висновку, що основною причиною весняного танення снігу є адвективне надходження теплого повітря, також за ясної погоди таненню снігу значно сприяє сонячна радіація. Завдяки її впливу розтає близько 30 % снігового покриву. Вплив дощу на процес танення менш ефективний. Основна кількість тепла, що витрачається на танення снігу (близько 70 %) надходить з атмосфери.

Чималу роль в процесі сніготанення відіграє рельєф місцевості. Так, наприклад, південні схили горбів, які більше освітлюються Сонцем, звільняються від снігового покриву набагато раніше, ніж північні.

Талі води проникають в ґрунт і створюють сприятливі умови для успішного зростання і розвитку рослин. Частина талих вод стікає в струмки і річки, викликаючи їх розлив. Якщо ґрунт до початку сніготанення мерзлий, багато води стікає в річки і струмки, якщо ж, навпаки, до цього періоду ґрунт відтанув на глибину активного шару, вода легко просочується в нього.

При снігових зйомках вимірюють висоту і щільність снігового покриву, запас води в ньому, товщину льодової кірки і шару води в ньому, стан поверхні ґрунту, ступінь покриття ґрунту снігом та характер залягання снігового покриву.

Запасом води (S) в сніговому покриві вважається висота шару води, який буде отриманий після танення снігу за відсутності стоку, просочування і випаровування. Запас води (у міліметрах) залежить від висоти і щільності снігового покриву і виражається формулою:

$$S=10hd \quad (7.3.),$$

де h – висота снігового покриву в сантиметрах, d – його щільність.

Сніговий покрив має велике значення для багатьох галузей національного господарства. Особливо значна його роль в сільському господарстві. В зимовий час він оберігає ґрунт від промерзання, запобігає загибелі озимих культур, плодоягідних насаджень і інших зимуючих рослин. Весною сніготанення є одним з основних джерел зволоження ґрунту. За відсутності снігу або пізньому його випаданні рослини гинуть від вимерзання.

Завдання для самостійного розв'язання

1. Вивчити будову приладів, з допомогою яких вимірюють опади та методику їх вимірювання, користуючись рекомендованою літературою.

2. Ознайомтесь з умовними символами зображення опадів в синоптичному коді *КН-01*.

3. Побудуйте графік річного ходу опадів у вигляді гістограми, використавши дані табл. 7.2., 7.3. На горизонтальній осі графіка відкладіть місяці року (1 см = 1 місяць), а на вертикальній – суми опадів (1 см = 10 мм) (пункти вказує викладач). Обчисліть кількість опадів за рік.

Таблиця 7.2

Середня місячна кількість атмосферних опадів, мм

Станція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Салехард	20	14	20	25	27	41	56	57	41	27	26	20	
Єкатеринбург	16	13	16	21	47	64	82	72	43	29	23	22	
Верхоянськ	7	5	5	4	5	25	33	30	13	11	10	7	
Москва	31	28	33	35	52	67	74	74	58	51	36	37	
Рига	36	32	31	37	45	65	87	83	62	58	54	44	
Сочі	145	126	99	92	71	78	94	84	127	127	143	170	
Омах	10	8	10	20	30	50	68	46	32	24	19	13	
Батумі	237	205	136	138	82	165	178	333	315	216	294	200	
Белен	317	413	436	436	382	265	164	160	119	106	94	201	
Рангун	3	5	8	51	307	460	582	528	394	180	69	10	
Хартум	0	0	0	1	5	7	48	72	27	4	0	0	
Кардоба	103	100	90	45	29	9	10	12	25	67	94	113	
Сідней	89	102	127	136	127	17	117	76	74	71	74	74	
Чурапунджі	19	47	225	728	1428	2602	2464	1760	П42	489	62	9	
Мадрид	38	34	45	44	44	27	11	114	31	53	47	48	
Контон	27	65	101	185	256	291	284	249	149	49	51	34	
Барроу	5	3	3	3	3	8	23	20	13	13	8	7	
Мирний	4	9	32	33	105	66	106	78	103	49	13	28	

4. Упродовж 10 хв. на земну поверхню випадає 6 мм. опадів. Скільки води випадає на площину 1 га, яка їх інтенсивність?

5. Одна з найбільш сильних злив пройшли в Порто-Бело в Панамі 29 листопада 1911 року, інтенсивність зливи склала 12,6 мм/хв. Скільки води вилилось в тонах на площину в 1 га?

6. Визначте запаси води в сніговому покриві за відомими значеннями його висоти і густини:

- а) $h = 30$ см, $d = 0,27$ г/см³,
 б) $h = 68$ см, $d = 0,48$ г/см³,
 в) $h = 10$ см, $d = 0,21$ мг/см³.

Таблиця 7.3

Середня місячна кількість атмосферних опадів (мм) на Україні

Гідрометеостанція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Ужгород	150	47	48	53	65	102	8	77	63	76	58	60	
Львів	29	29	36	49	68	93	98	78	54	49	42	35	
Луцьк	31	31	31	41	58	77	84	72	56	43	38	38	
Київ	39	38	41	45	56	72	74	66	46	44	48	41	
Чернігів	32	28	30	39	47	75	83	59	47	43	40	36	
Тернопіль	29	24	28	48	68	93	89	72	50	44	38	30	
Шепетівка	22	22	26	38	60	83	88	63	59	47	36	26	

Продовження табл. 7.3

Житомир	27	25	29	40	55	70	81	64	53	40	40	33	
Вінниця	38	34	30	46	64	77	93	76	47	43	43	39	
Одеса	24	17	20	26	32	50	35	31	27	35	27	27	
Полтава	25	21	2	34	44	69	63	51	33	38	38	36	
Харків	34	26	32	39	49	69	62	55	35	43	40	38	
Донецьк	30	24	30	34	49	61	58	40	34	31	37	38	
Луганськ	23	26	30	34	50	57	59	45	34	34	38	34	
Сімферополь	38	30	28	30	30	50	70	30	40	30	40	40	
Ялта	70	62	40	28	20	40	50	25	30	45	46	90	

7. Обчисліть за табл. 7.4. щільність снігу в кожній пробі, середню висоту і щільність снігового покриву та середні запаси води в ньому.

Таблиця 2.13

Результати снігомірної зйомки

Проба	Висота снігового покриву	Відлік на терезах	Густина	Запаси води	Проба	Висота снігового покриву	Відлік на терезах	Густина	Запаси води
1	29	57			6	31	80		
2	51	142			7	40	93		
3	33	93			8	39	82		
4	45	100			9	43	82		
5	21	50			10	38	78		

Запитання для самоперевірки

1. Які умови необхідні для випадання опадів з хмар?
2. У яких районах Землі найбільше і найменше опадів за рік? Яка причина цього явища?
3. Чи можна за хмарах завбачити опади? Які хмари віщують грози?
4. Якими приладами вимірюються опади?
5. Як поділяються опади за походженням та інтенсивністю?
6. Який зв'язок існує між опадами і випаровуванням; температурою повітря; опадами та сніговим покривом?
7. Які процеси збільшують хмарні елементи?
8. Що впливає на гідрометеорологічні процеси?
9. Як змінюються кількість опадів протягом доби, року?
10. Як змінюються опади на Земній кулі?
11. Що таке суховії та пилові бурі? Де вони утворюються на території України?
12. Чим характеризується сніговий покрив?
13. Що таке поземок, хуртовина?



Р о з д і л 8

Атмосферний тиск

8.1. ТИСК І ЩІЛЬНІСТЬ ПОВІТРЯ. ВІРТУАЛЬНА ТЕМПЕРАТУРА

Атмосфера, що оточує земну кулю, чинить тиск на поверхню землі і на всі предмети, що знаходяться над землею. В спокійній атмосфері тиск в будь-якій точці рівний вазі одиничного стовпа повітря, що тягнеться до зовнішньої периферії атмосфери і має перетин 1 см².

Атмосферний тиск вимірюється висотою ртутного стовбчика в барометрі, що врівноважує цей тиск. Але висота ртутного стовбчика при одному і тому ж тиску залежить від температури повітря і від прискорення вільного падіння, яке змінюється залежно від географічної широти місцевості і висоти над рівнем моря. Щоб врахувати залежність висоти ртутного стовпчика в барометрі від його температури і прискорення вільного падіння, приводять зміряний тиск до температури 0°C і до прискорення вільного падіння на широті і висоті місця. Щоб тиск, виміряний на різних станціях, можна було порівнювати, його приводять до рівня моря.

У метеорології тиск виражають в гектопаскалях (гПа з точністю до десятих). До недавнього часу в метеорології як одиниця тиску використовувався мілілібар (мб). Оскільки атмосферний тиск вимірюється висотою ртутного стовбчика, що врівноважує цей тиск, то застосовується ще і позасистемна одиниця - міліметр ртутного стовпа (мм рт. ст.): 1 мм рт. ст. = 1,33 гПа.

Співвідношення між одиницями тиску:

1 гПа = 1 мб = 0,75 мм рт. ст.; 1 мм рт. ст. = 1,33 мб = 1,33 гПа.

Нормальним атмосферним тиском називається атмосферний тиск, рівний вазі стовпа ртуті заввишки 760 мм при температурі 0°C на широті 45° і на рівні моря. Цей тиск становить 1013,25 гПа.

Щільністю повітря називається маса одиниці його об'єму. Найбільшу щільність повітря має біля земної поверхні, оскільки нижні шари повітря знаходяться під найбільшим тиском. Щільність повітря безпосередньо не вимірюється. Вона обраховується за допомогою рівняння стану за відомих значень температури і тиску:

$$\rho = \frac{P}{RT} \quad (8.1.),$$

де P – тиск повітря, T – температура повітря, R – питома газова постійна сухого повітря.

З метою використання рівняння стану сухого повітря для реального атмосферного повітря, де майже завжди є водяна пара, вводиться поняття віртуальної температури. *Віртуальною температурою* називають таку температуру, яку повинне мати сухе повітря, щоб щільність його дорівнювала щільності вологого повітря при тому ж тиску.

Користуючись віртуальною температурою, можна застосовувати до вологого повітря рівняння стану і інші співвідношення, характерні для сухого повітря.

8.2. ЗМІНА АТМОСФЕРНОГО ТИСКУ З ВИСОТОЮ

З підняттям над земною поверхнею стовп повітря зменшується, і тому атмосферний тиск і щільність повітря знижуються.

В зв'язку з тим, що щільність повітря залежить від тиску і температури, можливі випадки, коли щільність не зменшується з висотою, а залишається постійною або зростає. В останньому випадку атмосфера дуже нестійка. Проте, такий її стан не може зберігатися довго, оскільки верхнє, щільніше повітря прагне вниз, а нижнє, легше спливає вгору.

Тиск повітря завжди знижується з висотою. Закон зміни тиску повітря з висотою в реальній атмосфері виявляється складнішим.

Як правило в метеорології розглядають такі окремі випадки:

1. *Однорідна атмосфера*, в якій щільність повітря з висотою не змінюється.

Розрахунки показують, що висота однорідної атмосфери становить приблизно 8000 м. Тиск в такій атмосфері знижується за лінійним законом. Температура в ній знижується приблизно на 3,42 °С на кожні 100 м висоти.

2. *Ізотермічна атмосфера*, в якій температура повітря з висотою не змінюється.

Тиск в такій атмосфері змінюється за експоненціальним законом.

3. *Політропна атмосфера*, в якій температура з висотою змінюється лінійно, з однаковим вертикальним градієнтом температури.

4. *Стандартна атмосфера*, в якій вертикальний розподіл метеорологічних елементів наближається до їхнього дійсного середнього розподілу.

Приведемо деякі параметри Міжнародної стандартної атмосфери.

За початковий рівень прийнятий рівень моря, де тиск вважається рівним 1013,25 гПа, температура повітря 15°С. До висоти 11 км стандартна атмосфера політропна і має температурний градієнт 0,65°С/100 м; від 11 до 20 км вона є ізотермічною і має температуру - 56,5°С.

Перераховані окремі випадки розподілу метеорологічних елементів з висотою використовуються для виконання деяких метеорологічних розрахунків у прогностичних моделях, головним чином для потреб авіації, а також для інших галузей господарства.

Важливе значення для цих і інших розрахунків мають вертикальний баричний градієнт і баричний ступінь.

Вертикальний баричний градієнт є зміною тиску під час переміщення на одиницю висоти, виражають в гПа/100 м.

Зміну тиску з висотою визначають за так званим барометричним рівнянням Бабіне, найпростіша форма якого має такий вигляд:

$$\Delta h = 16000(1 + \alpha t_m) \cdot \frac{P_0 - P_1}{P_0 + P_1}, \quad (8.2)$$

де

Δh – різниця висоти між двома точками, в м;

P_0, P_1 – атмосферний тиск у гектопаскалях відповідно на нижньому і верхньому рівнях;

α – коефіцієнт теплового розширення (0,0036);

t_m – середня барометрична температура стовпа повітря між двома рівнями, в °С.

Прийнявши $P_0 = P_1 = 1$, а $P_0 + P_1 = 2P$, можна визначити баричну ступінь (Δh) – це висота в метрах, на яку треба піднятися, щоб атмосферний тиск на 1 гПа/1 мб зменшився:

$$\Delta h = (8000/P) (1 + \alpha t_m) \quad (8.3)$$

Як видно з формули (8.2) та табл. 8.1 барична ступінь залежить від зміни температури повітря. При $t_m = 0$ °С, $\Delta h = \frac{8000}{P}$, [м/гПа].

Формули (8.2) і (8.3) застосовують також для приведення атмосферного тиску до рівня моря.

Наприклад. Привести до рівня моря тиск 1 000 гПа при температурі повітря 14°С на висоті 210 м і 16°С біля поверхні Землі.

Розв'язання: Спочатку обчислюємо середню температуру стовпа повітря:

$$t_m = \frac{(t_1 + t_2)}{2} = \frac{(14 + 16)}{2} = 15^\circ \text{C}$$

Баричний ступінь одержуємо за формулою (3.11):

$$\Delta h = \frac{8000}{1000} - (1 + 0,004 \cdot 15) = 8,48 \text{ м / гПа}$$

Для визначення зміни тиску при опусканні з висоти 210 м складаємо пропорцію:

$$\begin{array}{l} 8,48 \text{ м} - 1 \text{ гПа} \\ 210 \text{ м} - x \end{array}$$

$$x = 210 \cdot 1/8,48 = 24,7 \text{ (гПа)}.$$

Відомо, що при зменшенні висоти тиск зростає, тому біля поверхні Землі:

$$P_0 = 1000 + 24,7 = 1024,7 \text{ гПа, або}$$

$$P_0 = 1000 + 2,10/8,5 = 1024,7 \text{ гПа}$$

Таблиця 8.1

Барична ступінь (Δh) при різній температурі і тиску повітря

Тиск, гПа	Температура, °C		
	-40	0	40
1 000	6,7	8,0	9,3
500	13,4	16,0	18,6
100	67,2	80,0	92,8

Формула Бабіне має цілий ряд практичних застосувань. За її допомогою можна:

1. Визначити висоти окремих точок, якщо відомо величину P_0 і P , в цих точках;
2. Знайти тиск (P_0) на заданій висоті h , якщо відомий тиск (P_1) внизу і середню температуру шару атмосфери $t = (t_1 + t_2)/2$;

Визначити тиск на рівні моря P_1 , якщо відомий тиск на верхньому рівні, висота пункту над рівнем моря і середня температура.

8.3. РОЗПОДІЛ АТМОСФЕРНОГО ТИСКУ БІЛЯ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ

Просторовий розподіл атмосферного тиску називається баричним полем. Баричне поле можна наочно уявити за допомогою поверхонь, в усіх точках яких тиск однаковий. Такі поверхні називаються *ізобаричними*. Внаслідок зміни температури і тиску в горизонтальному напрямі ізобаричні поверхні не паралельні одна одній біля земної поверхні, а нахилені до останньої під різними кутами і за своєю формою дуже різноманітні. У одних місцях ізобаричні поверхні прогинаються донизу, утворюючи великі, але неглибокі „улоговини”, в інших вони вигинаються вгору, утворюючи розтягнуті „горби”.

Якщо уявно перетнути ізобаричні поверхні поверхнею рівня моря або іншою горизонтальною площиною, то отримають криві лінії, що мають назву ізобар. *Ізобари* – це лінії, що сполучають точки з однаковим тиском на даній площині.

На рис. 8.2. приведені вертикальний і горизонтальний розрізи баричного поля.

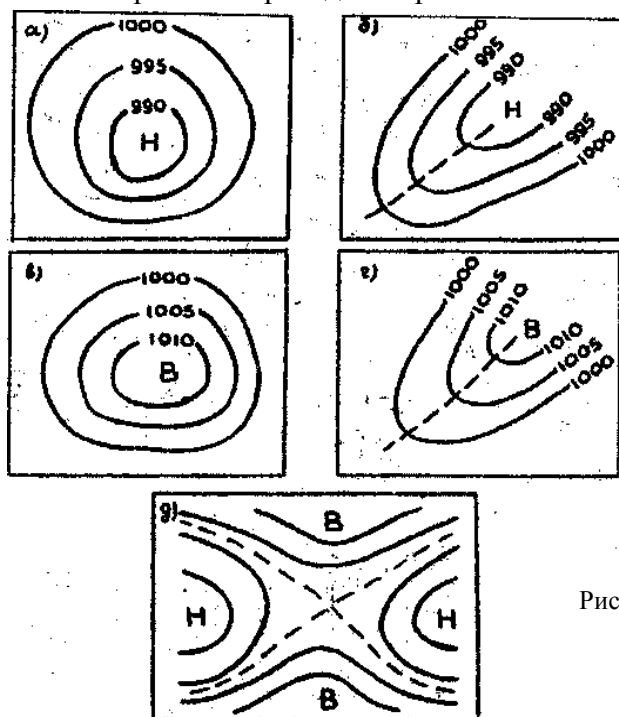


Рис. 8.1. Форми баричного рельєфу: а) циклон; б) уловина; в) антициклон; г) гребінь; д) сідловина

На вертикальному розрізі баричне поле представлено лініями перетину ізобаричних поверхонь з вертикальною площиною. Ці лінії характеризують розподіл тиску по висоті в даній площині. На горизонтальному розрізі баричне поле представлено ізобарами – лініями перетину ізобаричних поверхонь з горизонтальною площиною. Ці лінії характеризують розподіл тиску по горизонталі на даному рівні.

Для наочного уявлення про розподіл тиску на земній поверхні будують карти ізобар на рівні моря. Для цього на географічну карту наносять атмосферний тиск, виміряний на метеорологічних станціях і приведений до рівня моря. Потім точки з однаковим тиском сполучають плавними кривими лініями. Ізобари проводять через певні інтервали тиску, як правило, через 5 гПа.

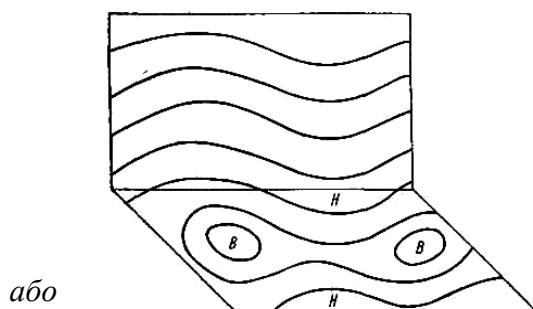


Рис.8.2. Вертикальний і горизонтальний розрізи баричного поля

Залежно від характеру розподілу тиску ізобари, подібно до горизонталей на топографічних картах можуть мати нарізноманітнішу конфігурацію. Залежно від форми ізобар і розподілу тиску розрізняють різні баричні системи або області баричного поля (рис. 8.1.). Області замкнутих ізобар із зниженим тиском в центрі носять назву *баричних мінімумів циклонів*. В області циклону тиск зростає від центру до периферії. Області замкнутих ізобар з підвищеним тиском в центрі носять назву *баричних максимумів або антициклонів*. В області антициклону тиск від центру до периферії

знижується. На периферії цих областей або між ними ізобари на деякій ділянці карти можуть мати вигляд прямих ліній. Окрім циклонів і антициклонів, в баричному полі часто спостерігаються проміжні баричні системи: *улоговини, гребені, сідловини*. *Улоговина* – це пов'язана з циклоном і витягнута від його центру до периферії смуга зниженого тиску, що вклинюється між двома областями підвищеного тиску. *Гребінь* – це пов'язана з антициклоном і витягнута від його центру смуга підвищеного тиску, розташована між двома областями зниженого тиску. *Сідловиною* називається барична область, розміщена між двома циклонами, розташованими в шаховому порядку. Горизонтальні розміри баричних систем змінюються від декількох сотень до декількох тисяч кілометрів. Їхня вертикальна потужність досягає декількох кілометрів. У циклоні ізобаричні поверхні ввігнуті вниз у вигляді воронок, а в антициклоні вигнуті вгору у вигляді куполів.

Розподіл тиску на земній кулі представлений картами ізобар, побудованими за середніми багаторічними значеннями тиску на рівні моря за певні місяці або сезони. На рис. 8.3. і 8.4.

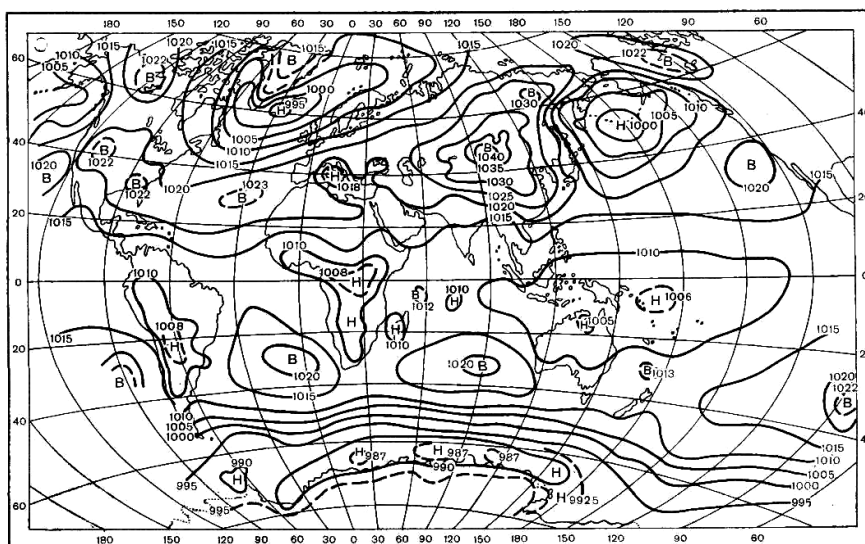


Рис. 8.3. Ізобари на рівні моря в січні (гПа)

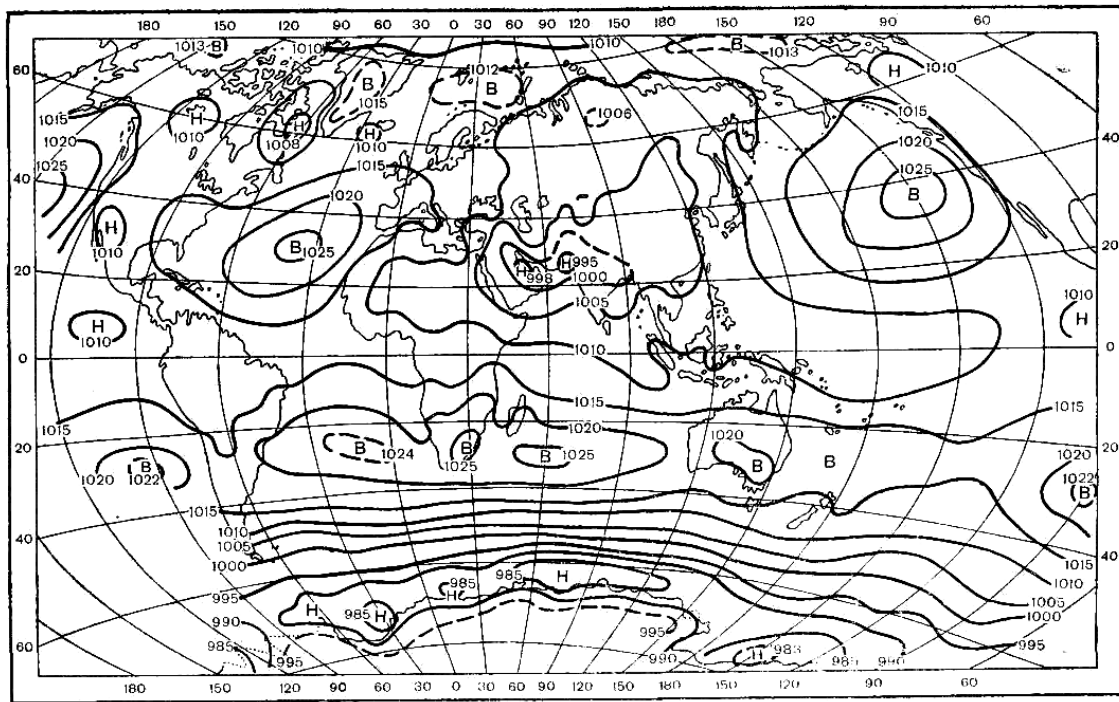


Рис. 8.4. Ізобари на рівні моря в липні (гПа)

приведені такі карти для січня і липня.

У січні вздовж сті з найнижчим тиском. Ця зона знаходиться на екваторі, а над нагрітими материками південної півкулі, де в цей час літо, - приблизно на 15° пд.ш. (у Південній Америці, Південній Африці і Австралії).

По обидві сторони зони низького тиску, на широтах $30-35^{\circ}$ обох півкуль, утворюються зони підвищеного тиску. Вони також розпадаються на окремі області. Це так звані тропічні баричні максимуми (антициклони). У північній півкулі до них відносяться *азорський* максимум, розташований в субтропічних широтах Атлантичного океану, біля Азорських островів, і *гавайський* максимум, розташований в субтропічних широтах Тихого океану, біля Гавайських островів. У субтропіках південної півкулі утворюються три баричних максимуми: у південній частині Індійського океану – *південно-індійський*, в південній частині Атлантичного океану – *південно-атлантичний* і в південній частині Тихого океану – *південно-тихоокеанський*. Всі ці баричні максимуми розташовані над океанами, тоді як над материками південної півкулі, які в січні тепліші за океани, тиск знижений. На північ від субтропіків в північній півкулі тиск над океанами знижується, утворюючи два баричних мінімуми: в Атлантичному океані біля Ісландії – *ісландський* мінімум і в Тихому океані біля Алеутських островів – *алеутський* мінімум. Над суходолом же північної півкулі тиск в глиб континентів сильно зростає, утворюючи два баричних максимуми: потужний *азіатський* антициклон над Азією, центр якого розташований над Монгольським плато і відгалуженням якого є Сибірський антициклон, і *канадський* антициклон в Північній Америці. У південній півкулі на південь від тропічних максимумів тиск теж знижується і між 60 і 65° пд.ш. знаходиться майже суцільний пояс зниженого тиску.

У Арктиці в напрямку до Північного полюса і в Антарктиці у напрямку до Південного полюса тиск зростає, утворюючи слабковиражені *полярні* баричні максимуми.

В липні екваторіальний пояс зниженого тиску зберігається, але дещо зміщується в північну півкулю, у бік термічного екватора.

Тропічні баричні максимуми над океанами також зберігаються і дещо посилюються, але зміщуються в північній півкулі на північ. У південній півкулі, де в

липні зима, тропічні максимуми розширюються і зливаються з областями високого тиску над холодними тепер материками.

Ісландський і алеутський мінімуми в липні різко ослаблені: у центрі ісландського мінімуму тиск підвищується, а алеутський мінімум на середніх картах навіть не виявляється. Над материками північної півкулі як в субтропічних, так і у вищих широтах тиск знижений. Особливо різко виражений баричний мінімум над Південно-східною Азією – *азіатський* мінімум. У Північній Америці виділяється *мексиканський* мінімум. В помірних і субполярних широтах навколо всієї північної півкулі утворюється зона зниженого тиску. На північ від неї тиск зростає.

У південній півкулі, як і в січні, зберігається зона низького тиску в субполярних широтах і антициклон над Антарктичним материком.

Таким чином, середній розподіл атмосферного тиску на рівні моря в цілому має зональний характер. Виділяються зони зниженого тиску – *екваторіальна, помірних і субполярних широт*, і зони підвищеного тиску – *субтропічні і полярні*. Проте повна зональність розподілу тиску порушується тим, що над материками тиск взимку підвищується, а влітку знижується.

Баричні області, які формуються на земній кулі, можна розділити на дві групи.

1. *Постійні баричні області*, що існують протягом всього року: екваторіальний пояс зниженого тиску, тропічні баричні максимуми, ісландський і алеутський мінімуми, субполярний пояс зниженого тиску в південній півкулі, а також антарктичний і арктичний максимуми.

2. *Сезонні баричні області*, в яких зимові максимуми змінюються літніми мінімумами: сибірський (азіатський) і канадський зимовий максимуми, азіатський літній мінімум тощо. Ці баричні області сильно впливають на повітряні течії, погоду і клімат значної території. Тому їх називають центрами дії атмосфери.

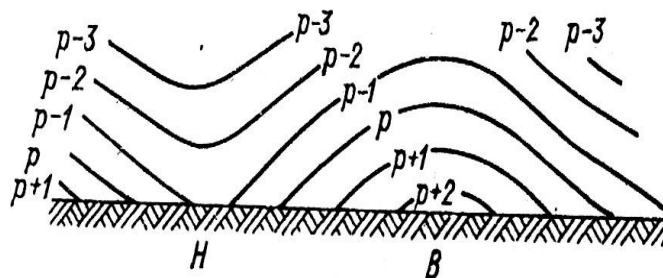
Виникнення баричних максимумів і мінімумів викликане термічними і динамічними причинами. Над охолодженими районами умови в нижніх шарах атмосфери сприятливі для підвищення тиску, а над нагрітими – для його зниження. Тому над термічним екватором утворюється пояс зниженого тиску, а над полюсами, де температури низькі, – області високого тиску. У холодну пору року над материками, які вихолоджуються сильніше, ніж океани, розвиваються баричні максимуми. У теплу пору року материки прогріваються сильніше за океани і над ними утворюються області зниженого тиску.

Утворення тропічних баричних максимумів пояснюється постійним вторгненням антициклонів в тропічні широти. Ісландський і алеутський мінімуми, а також субполярна зона зниженого тиску в південній півкулі пов'язані з циклональною діяльністю в цих широтах, тобто з формуванням і переміщенням циклонів.

8.4. КАРТИ БАРИЧНОЇ ТОПОГРАФІЇ

Синоптичні карти можна побудувати не тільки на рівні моря, а й на будь-якому іншому вищерозташованому рівні. Але в практику синоптичної служби увійшли так звані карти баричної топографії.

Можна уявити, що всю атмосферу пронизує ряд ізобаричних поверхонь, які огинають земну кулю. В різних місцях ізобаричні поверхні розташовані на різних висоті і всі вони перетинають поверхні рівня під дуже малими кутами, рівними кутовим мінутам. Так, ізобарична поверхня 1000 гПа проходить поблизу рівня моря, 850 гПа – на висоті близько 1,5 км, 700 гПа – на висоті близько 3 км,



200 гПа – на висоті 12 км, 100 гПа – поблизу 16 км. Точка перетину ізобаричної поверхні з рівнем моря є ізобарою, а точки перетину ізобаричних поверхонь з іншими рівнями є ізогіпсами, які й наносять на карти баричної топографії.

Точки перетину ізобаричної поверхні з поверхнями рівня в даний момент розташовані на різній висоті над рівнем моря. Так, ізобарична поверхня 700 гПа над одним районом може бути на висоті близько 2800 м, а над іншим – на висоті 3200 м. Це залежить від розподілу атмосферного тиску на рівні моря в даний час. Крім того висота ізобаричних поверхонь залежить від середньої температури шару повітря в різних місцях. Раніше ми бачили, що чим вища температура повітря, тим більший баричний ступінь, тобто тим повільніше зменшується тиск при піднятті угору. Тому якщо навіть на рівні моря тиск скрізь однаковий то вищеразташовані ізобаричні поверхні будуть опущені над холодними ділянками атмосфери та припідняті над теплими.

Просторовий розподіл атмосферного тиску постійно змінюється, тому для потреб служби погоди за аерологічними спостереженнями щоденно складають карти топографії ізобаричних поверхонь або карти баричної топографії. Є карти абсолютної та відносної баричної топографії.

На карти абсолютної баричної топографії наносять висоти певної ізобаричної поверхні над рівнем моря на всіх станціях у чітко встановлений час. Як правило, у службі погоди складають карти для ізобаричних поверхонь 850, 700, 500, 300, 200, 100, 50 та 25 гПа. Точки із рівними висотами поверхні з'єднують плавними лініями, які називаються ізогіпсами. Насправді, на карту наносять не висоту ізобаричної поверхні, а її геопотенціал. Геопотенціалом називається потенційна енергія одиниці маси у полі сили тяжіння, тобто це робота, яку необхідно витратити проти сили тяжіння, щоб підняти одиницю маси повітря від рівня моря на задану висоту. Геопотенціал дорівнює $F=gz$, де g – сила земного тяжіння, а z – висота точки над рівнем моря, м. Геопотенціал виражають в геопотенціальних метрах, а частіше в геопотенціальних декаметрах. Геопотенціальні метри за чисельною величиною близькі до висоти в метрах. Геопотенціал ще називають динамічною або геопотенціальною висотою. Ізогіпси проводять через кожні 4 декаметри, кратні 4.

Атмосферний тиск постійно змінюється. В циклонах атмосферний тиск найнижчий у його центрі. Тому ізобаричні поверхні в циклонах прогинаються від периферії до центру (рис. 8.5.). Це означає, що на картах абсолютної топографії навколо центру циклону будують замкнені ізогіпси. В антициклонах, навпаки ізобаричні поверхні над центром припідняті і нахилені на його периферію. Тому на картах абсолютної баричної топографії ізогіпси так само замкнені, але найбільша висота буде в центрі.

На карти відносної баричної топографії наносять висоти певної визначеної ізобаричної поверхні, але відраховані не від рівня моря, а від нижчерозташованої ізобаричної поверхні. В практиці служби погоди складають карту відносної баричної топографії 500 гПа над поверхнею 1000 гПа. Ці висоти називають відносними, а проведені ізогіпси – відносними ізогіпсами. Це записують у вигляді дробу 500 / 1000 гПа.

Відносна висота однієї ізобаричної поверхні над іншою залежить від середньої температури повітря між двома поверхнями. Я вже зазначалося, що величина баричного

Рис. 8.5. Вертикальний розріз ізобаричних поверхонь в циклоні (Н) та в антициклоні (В)

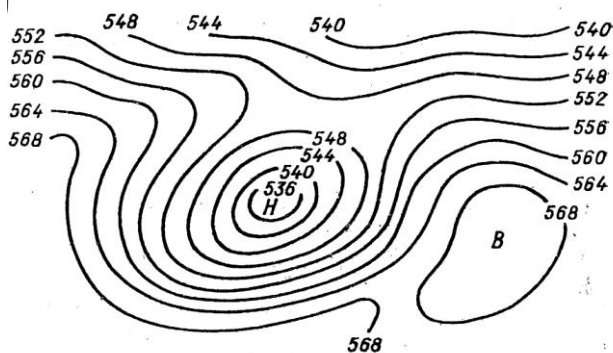


Рис.8.6. Циклон (Н) та антициклон (В) на карті АТ₅₀₀

ступеня залежить від температури. То баричний ступінь, тобто відстань між двома рівнями з тиском, який відрізняється на одиницю, по суті і є відносна висота однієї ізобаричної поверхні над іншою. Це значить, що за розподілом відносних висот на карті можна мати уяву про середні температури в шарі між двома ізобаричними поверхнями. Чим більша відносна висота, тим вища температура шару повітря. Значить карти відносної баричної топографії дають нам уяву про розподіл температури в атмосфері.

У центрі замкнених ізогіпс з найбільшими значеннями геопотенціалу ставлять літеру Т, тобто це центр області тепла, а з найменшими значеннями – Х, тобто це область холоду. Таким чином, карти абсолютної і відносної баричної топографії разом характеризують термобаричне поле атмосфери.

8.5. ГОРИЗОНТАЛЬНИЙ БАРИЧНИЙ ГРАДІЄНТ

Ми помічаємо, що на синоптичній карті та на картах баричної топографії в одному місці ізобари (ізогіпси) близько одна від одної, а в іншому далеко. Виходить, що у першому місці атмосферний тиск в горизонтальному напрямку змінюється більше, а в другому менше. Кількісно таку зміну можна виразити за допомогою горизонтального баричного градієнта або градієнта тиску. Горизонтальний баричний градієнт – це зміна атмосферного тиску в горизонтальному напрямку на одиницю відстані. За одиницю відстані беруть довжину градуса меридіана (111 км). Останнім часом замість градуса меридіана беруть відстань 100 км (Рис. 8.7.).

Напрямок горизонтального градієнта збігається з перпендикуляром до ізобар (ізогіпс) і спрямований у бік зменшення атмосферного тиску. Його величину визначають за виразом

$$G_r = d_p / d_n \cdot 111 \text{ км} \quad (8.4.),$$

де d_n – найкоротша відстань між двома сусідніми ізобарами (ізогіпсами),
 d_p – різниця тиску між ними (5 гПа або 4 дкм).

В усіх точках баричного поля напрямок та величина баричного градієнта різні. Наочно видно, що там де ізобари (ізогіпси) близько розташовані зміна тиску на одиницю відстані більша і відповідно більший горизонтальний баричний градієнт, тобто він обернено пропорційний відстані між ізобарами (ізогіпсами).

Коли в атмосфері є горизонтальний баричний градієнт, то ізобаричні поверхні нахилені по відношенню до поверхні рівня і відповідно перетинаючись з нею утворюють ізобари. Ізобаричні поверхні завжди нахилені у бік зменшення атмосферного тиску, тобто у напрямку градієнта тиску.

У практиці служби погоди вимірюють відстань між ізобарами у перпендикулярному до них напрямку на синоптичних картах або між ізогіпсами на картах баричної топографії і за формулою визначають величину горизонтального градієнта тиску. У більшості випадків горизонтальний баричний градієнт поблизу поверхні землі становить 1-3 гПа на кожен градус меридіану.

Горизонтальний баричний градієнт є горизонтальною складовою повного баричного градієнта, який у кожній точці ізобаричної поверхні спрямований вздовж перпендикуляра до цієї поверхні в бік поверхні з меншим атмосферним тиском. Повний баричний градієнт можна розкласти на вертикальну та горизонтальну складові, або на

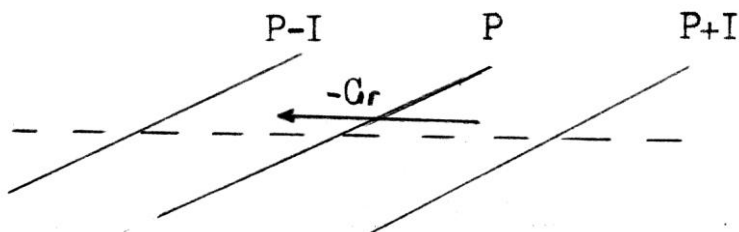


Рис. 8.7. Вертикальний розріз ізобаричних поверхонь та напрямок горизонтального баричного градієнта. Пунктирна лінія – рівень моря або будь-який інший рівень.

вертикальний та горизонтальний градієнти. Оскільки тиск змінюється догори значно більше, ніж в горизонтальному напрямку, то вертикальний баричний градієнт в десятки тисяч разів більший від горизонтального, але він зрівноважується силою земного тяжіння, яка спрямована протилежно йому. Це ми бачили при розгляді основного рівня статичної атмосфери. Головним у цьому відношенні є те, що вертикальний баричний градієнт не впливає на горизонтальний рух повітря.

В атмосфері при збільшенні висоти баричне поле змінюється, тобто змінюється форма ізобар та їх взаємне розташування. Тому при збільшенні висоти змінюється і напрямок та величина баричного градієнта. Причиною цих змін є нерівномірний розподіл температури в атмосфері. Це можна підтвердити таким прикладом. Уявимо, що на якійсь території тиск на рівні моря не змінюється, тобто горизонтальний баричний градієнт дорівнює нулю, але в одній частині території температура вища, ніж в іншій. Раніше ми бачили, що в холодному повітрі баричний ступінь менший, ніж у теплому. Тому кожна ізобарична поверхня, яка розташована вище, в теплому повітрі буде вище, а в холодному нижче, тобто ізобарична поверхня буде нахилена у бік холодного повітря. Цей нахил буде збільшуватись при збільшенні висоти поверхні, а значить і буде збільшуватись горизонтальний баричний градієнт. На значній висоті він наблизиться за напрямком до горизонтального градієнта середньої температури в шарі атмосфери. Це ще раз свідчить, що в теплих областях атмосфери тиск на висоті буде високим, а в холодних – низьким.

Якщо на рівні моря баричний градієнт спрямований проти температурного градієнта, то при піднятті догори він буде зменшуватись до нуля, а далі змінить напрямок на протилежний і буде збільшуватись.

Якщо ж горизонтальний градієнт температури дорівнює нулю, то баричний градієнт на висоті буде співпадати за напрямком з градієнтом на нижньому рівні і буде меншим від нього в стільки разів, в скільки разів тиск на верхньому рівні буде меншим від тиску внизу.

8.6. ДОБОВИЙ ТА РІЧНИЙ ХІД АТМОСФЕРНОГО ТИСКУ

Атмосферний тиск у будь-якому місці на земній кулі постійно змінюється. В основному ці зміни неперіодичні, тобто будь-коли протягом доби тиск може різко підвищитись або знизитись. Найбільші неперіодичні зміни бувають у високих та помірних широтах і значно менші в тропічних. Вони пов'язані в основному з неперіодичними зміщеннями основних баричних систем. За добу інколи тиск в одному пункті може змінитись на 20-30 гПа.

Періодичні, тобто добові зміни атмосферного тиску значно менші і відносно добре помітні лише в тропічних широтах. Тут добова амплітуда тиску досягає 3-4 гПа, причому спостерігається два максимуми і два мінімуми. Найвищий тиск буває близько 9-10 та 21-22 години, а найнижчий близько 3-4 та 15-16 год. (рис.8.8.). У напрямку до полюсів добова амплітуда тиску зменшується до десятих долей гПа на широті 60° і практично не помітна на фоні неперіодичних змін. Отже, у помірних та високих широтах добовий хід атмосферного тиску немає ніякого значення.

У зв'язку з річним ходом температури та сезонними змінами циклонічної діяльності річний хід атмосферного тиску має багато відмінностей. Найпростіший він над материками, де взимку він буває найвищим, а влітку найнижчим. Так, у Києві на рівні моря середній тиск у січні 1021 гПа, а в липні 1012 гПа, річна амплітуда 9 гПа. В Ташкенті

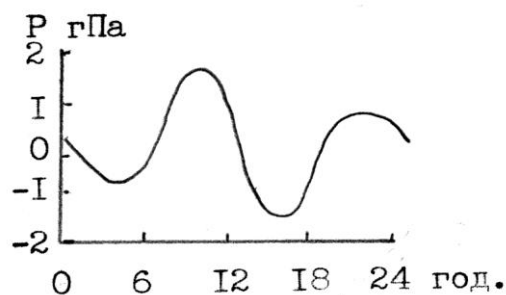


Рис. 8.8. Середній добовий хід атмосферного тиску в тропічних широтах Індійського океану моря або будь-який інший рівень.

річна амплітуда досягає 22 гПа, в пустелі Гобі майже 40 гПа. Абсолютна амплітуда річного ходу атмосферного тиску на рівні земної поверхні в Україні досягає 60-82 гПа. У субтропічній частині земної кулі протягом усього року тиск високий і тому амплітуда річного ходу дуже мала. Над океанами річний хід атмосферного тиску в загальних рисах протилежний.

Завдання для самостійного розв'язання

1. Ознайомитись із будовою ртутного станційного барометра, барометра-анероїда та барометричного самописця. Замалуйте їх зовнішній вигляд. Використовуючи рекомендовану літературу, визначте правила відліку і методику спостереження за атмосферним тиском.

2. Виміряйте атмосферний тиск на п-ному поверсі за допомогою барометра-анероїда. Результати спостережень запишіть в таблицю такої форми та зробіть відповідні обрахунки.

Прилади	Поверх		
	Перший	Четвертий	Восьмий
Барометр-анероїд (гПа)			
Тиск на рівні моря (гПа)			

3. Визначте баричний градієнт між пунктами А і В, якщо:

Пункт А	Пункт В	Відстань між пунктами
1) 1000 гПа	1015 гПа	350 км
2) 1025 гПа	1040 гПа	444 км
3) 753 гПа	1015 гПа	183 км

4. На висоті 900 м атмосферний тиск був 714,3 мм рт. ст. і температура повітря 10°C. Який був тиск (гПа) на рівні моря, якщо вертикальний градієнт температури – 0,6/100 м?

5. На вершині Марафонського перевалу (висота 5 000 м) спостерігається атмосферний тиск 940 гПа при температурі – 24,0°C. Визначте тиск на рівні моря при температурі -20,0°C.

6. Згідно табл. 8.2 побудуйте графіки річного ходу найбільшого (P_{max}), середнього ($P_{сер.}$) і найменшого (P_{min}) атмосферного тиску в Вінниці. Визначте місячні амплітуди (A) тиску та середні значення за рік.

Таблиця 8.2

Атмосферний тиск (гПа) на рівні метеостанції Вінниця-Гавришівка

Місяць	$P_{сер.}$	P_{max}	P_{min}	Амплітуда
I	983,2	1013,8	943,3	
II	982,8	1012,8	940,0	
III	982,9	1007,0	916,4	
IV	980,8	1003,4	939,7	
V	981,5	998,1	952,8	
VI	980,4	994,6	987,8	
VII	980,3	988,2	957,2	
VIII	981,2	994,8	958,1	

Продовження табл. 8.2

IX	983,5	1003,0	959,1	
X	986,0	1009,4	994,9	
XI	984,3	1012,3	941,3	
XII	982,7	1013,0	937,5	
Рік				

7. На основі рис.8.3 та рис. 8.4 (а,б) зробіть аналіз розподілу атмосферного тиску в січні і липні на земній поверхні.

Запитання для самоперевірки

1. Що таке атмосферний тиск, які його одиниці вимірювання?
2. Як змінюється атмосферний тиск з висотою?.
3. Як визначити вертикальний баричний градієнт та баричний ступінь?
4. Що таке ізобари і які форми баричного рельєфу вони утворюють?
5. Які існують карти баричної топографії?
6. Як визначити горизонтальний баричний градієнт?
7. Яких добовий та річний хід атмосферного тиску?



Розділ 9

Повітряні течії в атмосфері

9.1. ВІТЕР БІЛЯ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ

Вітер, тобто рух повітря щодо земної поверхні, виникає внаслідок неоднакового атмосферного тиску в різних точках атмосфери. Оскільки тиск змінюється по вертикалі і по горизонталі, то повітря, як правило, рухається під деяким кутом до земної поверхні. Але цей кут дуже малий. Тому *вітром* вважають горизонтальний рух повітря, тобто по суті розглядають лише горизонтальну складову цього руху. Це пояснюється тим, що вертикальна складова вітру, як правило, значно менша за горизонтальну і стає помітною тільки під час сильної конвекції або за наявності орографічних перешкод, коли повітря вимушене підніматися або стікати по схилах підвищень.

Вітер характеризується *швидкістю і напрямом*. Напрямок вітру визначається тією точкою горизонту, звідки вітер дме. Для позначення напрямку вітру в метеорології використовуються 16 точок горизонту, що носять назву румбів, або азимутом тієї точки, звідки дме вітер. Цей азимут виражається в кутових градусах. При цьому відлік градусів ведеться від півночі через схід, так що північному напрямку відповідає 0° , східному – 90° , південному – 180° , західному – 270° .

Швидкість вітру виражається в метрах за секунду (м/с), в деяких випадках в кілометрах за годину (км/год). Для візуальної оцінки швидкості вітру в морській практиці користуються балами за шкалою Бофорта. Вітри над великими просторами, що охоплюють також більшу або меншу товщу атмосфери, утворюють повітряні течії. *Повітряні течії* – це цілі системи вітрів, що мають певну стійкість в часі. Розподіл повітряних течій над землею, тобто поле повітряних течій, можна характеризувати векторами (стрілками), що вказують напрям і швидкість вітру в різних точках.

Поле вітру з часом змінюється. Із зменшенням площі перерізу повітряного потоку швидкість його, як правило, збільшується. При розширенні перетину повітряного потоку швидкість його зменшується.

Швидкість і напрям вітру характеризують загальний рух повітряного потоку як цілого. Але в рухомому повітрі внаслідок тертя об земну поверхню, а також нерівномірного її нагрівання завжди має місце турбулентність. Це означає, що всередині загального потоку окремі потоки, об'єми, порції повітря рухаються безладно, в різних напрямках, і з різними швидкостями. Тому в кожній точці простору відбуваються швидкі зміни як швидкості, так і напрямку вітру. Рух повітря в кожній точці складається ніби з окремих поштовхів або поривів, раптових посилень і ослаблень вітру, безперервно змінюючих один одного. Такий характер руху повітря називають *поривчастістю* вітру. Визначають середню швидкість вітру, за той або інший невеликий проміжок часу (за 2 чи 10 хв.), протягом якого проводиться її вимірювання. Дійсна ж швидкість окремих об'ємів повітря, швидко змінна в часі, називається *миттєвою* швидкістю. Вимірюють ще максимальну швидкість, тобто найбільшу швидкість, яка спостерігалась за певний період часу.

Різке короткочасне посилення вітру на обмеженій території, що, як правило, спостерігається під передньою частиною купчасто-дощової хмари, носить назву *шквалу*. Швидкість вітру під час шквалу збільшується до 30 м/с і більше, а тривалість шквалу досягає декількох хвилин. Шквали відносять до небезпечних метеорологічних явищ, оскільки вони часто завдають значного збитку народному господарству. Особливо небезпечні шквали для авіації.

9.2. ВПЛИВ ПЕРЕШКОД НА ВІТЕР

Нерівності земної поверхні і наземні предмети створюють в повітряному потоці різні перешкоди. Зустрічаючись з будовами, окремими деревами, лісовими масивами, горбами, горами тощо повітряний потік вимушений перетікати їх зверху або обтікати з боків. При цьому значно змінюється напрям і швидкість вітру, а також його структура: поблизу перешкод виникають завихрення, посилюється турбулентність. Зміни повітряного потоку під час зустрічі з перешкодами залежать від розмірів, форми і розташування перешкод, від швидкості вітру і стану атмосфери.

Якщо перешкода має велику горизонтальну протяжність (ліс, гірський хребет, ряд горбів або будов), то з її навітряної сторони виникає вихор з паралельною перешкоді горизонтальною віссю, що створює біля земної поверхні рух повітря убік від перешкоди (рис.9.1.). Ще до зустрічі з такою перешкодою повітря вже починає підніматися і потім перетікає її, де лінії потоку зближуються, внаслідок чого швидкість вітру над перешкодою зростає. На підвітряному боці лінії потоку поступово опускаються і лише на більш менш значній відстані за перешкодою досягають земної поверхні. Безпосередньо ж за перешкодою створюється „вітрова тінь”, тобто область, всередині якої швидкість вітру незначна. Тут також виникає вихор з горизонтальною віссю, оскільки із збільшенням швидкості над перешкодою відбувається як би підкачування повітря, що знаходиться за перешкодою. Дію подібних завихрень повітря можна спостерігати, наприклад, взимку по формі залягання снігу біля огорож. Під впливом вихорів в сніговому покриві біля перешкод утворюються глибокі виїмки, і лише на деякій відстані за перешкодою намітаються високі нові пагорби. Вплив перешкоди позначається з одного чи іншого боку на відстані, приблизно в 10-20 разів більшій, ніж висота самої перешкоди.

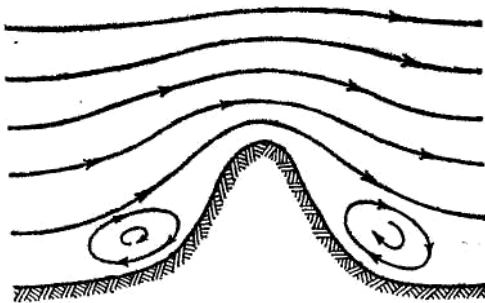


Рис. 9.1. Обтікання перешкод повітряним потоком

Зустрічаючись з окремими предметами (горбами, спорудами) повітряний потік огинає їх, і швидкість вітру з боків перешкод зростає, а за ними виникають вихори з вертикальною віссю. Якщо повітряний потік протікає через вузький прохід між двома горбами або через невисокий гірський перевал (рис. 9.2.), то переріз повітряного потоку зменшується. Лінії потоку зближуються і виникають сильні вітри (20-25 м/с) в той час як на сусідніх ділянках вітри мають меншу швидкість. Чималу роль при цьому відіграє термічна стратифікація. При стійкій

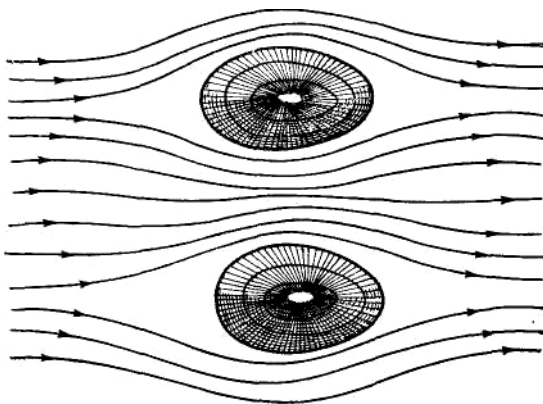


Рис. 9.2. Обтікання повітряним потоком двох пагорбів (вигляд згори)

стратифікації повітряний потік прагне обігнути перешкоду з боків, а при нестійкій розвиваються могутні висхідні рухи з навітряного боку і низхідні з підвітряного, тобто потік перевалює через перешкоду згори.

Якщо вітер дме уздовж долин і ущелин, то повітряний потік вільно переміщується по їхній осі. Якщо ж напрям вітру перпендикулярний осі долини або іншої западини, то рух повітря в ній ослаблений. На дні долини повітря знаходиться в спокійнішому стані, ніж над долиною. В результаті верхній потік з горизонтальною віссю підсмоктує повітря і примушує його поступово витікати з

долини вгору.

Вплив лісу на повітряні течії подвійний. По-перше, ліс уповільнює потік біля земної по-верхні. На відстані близько 50 м перед лісом швидкість вітру починає зменшуватися і дорівнює нулю всередині лісу, якщо він густий. За лісом, на відстані від 100 до 500 м, також спостерігається ослаблення вітру. По-друге, залежно від густоти лісу більша або менша частина повітряного потоку піднімається і протікає над лісом, а інша його частина проходить крізь ліс. Над лісом швидкість вітру і його поривчастість зростає. Це помітно до висоти 200-300 м. Всередині лісу спостерігається слабкий вітер або затишшя. Завдяки ослабляючій дії лісу на повітряні потоки велике значення в боротьбі із здуванням ґрунту, із пиловими бурями і сніговими заносами набувають лісозахисні лісові смуги. Захисний вплив суцільної лісової смуги розповсюджується на відстань 20-кратній висоті дерев, а не суцільної (ажурної) смуги – на відстань 10-кратній висоті дерев.

9.3. СИЛИ, ЩО ВИНИКАЮТЬ ПІД ЧАС РУХУ ПОВІТРЯ

Безпосередньою причиною виникнення вітру є нерівномірний розподіл атмосферного тиску над землею поверхнею. Різниця тиску повітря на одиницю відстані називається *горизонтальним* баричним градієнтом.

Сила баричного градієнту є тією силою, яка призводить в рух маси повітря, тобто викликає вітер. Під дією цієї сили повітря переміщується у бік низького тиску.

Істотне значення для руху повітря мають ще три сили: а) відхиляюча сила обертання Землі, б) сила тертя і в) відцентрова сила.

Оскільки вітер – це рух повітря щодо Землі, то необхідно враховувати, що сама Земля обертається навколо своєї осі з кутовою швидкістю ω .

Кутову швидкість зображають вектором і направленим вздовж осі обертання в той бік, звідки видно, що обертання відбувається проти годинникової стрілки.

Під час руху щодо обертальної системи координат, тіло відчуває додаткове, так зване поворотне, прискорення. Відчуває його і рухоме щодо Землі повітря, тобто вітер. Повітря, яке бере участь в обертальному русі Землі, прагне за інерцією зберегти напрям руху, доданий йому рушійною силою. Система ж координат (паралелі і меридіани), до якої ми відносимо цей рух, в процесі добового обертання Землі обертається під рухомим повітрям. Тому рух виявляється відхиленням від первинного напрямку. Поворотне прискорення викликане інерційною силою, тобто силою, що „здається”, насправді до повітря не прикладеною, а пов'язаною лише з „підвертанням” під нього Землі. Ця сила і називається *відхиляючою силою* обертання Землі, або силою Коріоліса. Відхиляюча сила направлена під прямим кутом до руху повітря, в північній півкулі вправо, а в південній – вліво. Тому вона не прискорює і не уповільнює рух, а тільки змінює його напрям.

На горизонтальний рух повітря діє горизонтальна складова відхиляючої сили, що дорівнює

$$A = 2V\omega \sin \varphi \quad (9.1.),$$

де V – швидкість вітру, ω – кутова швидкість обертання Землі, φ – географічна широта місця.

На екваторі, де $\sin \varphi = 0$, горизонтальна складова відхиляючої сили дорівнює нулю, а на полюсах, де $\sin \varphi = 1$, вона максимальна.

Оскільки надалі розглядається тільки горизонтальний рух повітря, то під відхиляючою силою скрізь матиметься на увазі тільки її горизонтальна складова.

Прямолінійний рівномірний рух повітря під дією сили Коріоліса і горизонтального градієнта тиску носить назву геострофічного вітру.

Відхиляюча сила має той же порядок, що і баричного градієнта. Наприклад, при швидкості вітру 20 м/с на широті 50° вона становить $0,22 \text{ см/с}^2$, а на полюсі – $0,29 \text{ см/с}^2$. Отже, відхиляюча сила може зрівноважити градієнтну силу.

Сила тертя гальмує рух повітря. Вона складається з сили зовнішнього тертя, пов'язаної з гальмуючою дією земної поверхні, і з сили внутрішнього тертя, пов'язаної з молекулярною і турбулентною в'язкістю повітря.

Сила зовнішнього тертя тільки гальмує рух, але не змінює його напрямку. Вона направлена у бік, протилежний руху повітря, і пропорційна його швидкості.

Дія внутрішнього тертя полягає в тому, що сусідні шари і об'єми повітря, які мають різну швидкість, впливають на рух одне одного, між ними виникає сила в'язкості, перешкоджаючого їхньому зміщенню. Постійне перемішування сусідніх шарів повітря призводить до згладжування відмінностей їхніх властивостей, зокрема швидкості і напрямку руху. Основна частина внутрішнього тертя обумовлена турбулентним перемішуванням і тому його часто називають *турбулентним* тертям. Воно в десятки тисяч разів перевищує молекулярне тертя. Причини, що обумовлюють посилення турбулентності, одночасно викликають і збільшення внутрішнього тертя. Тим самим вони збільшують загальну силу тертя в атмосфері, а також сприяють поширенню її впливу вгору, на вищі шари атмосфери.

Сила внутрішнього тертя не має визначеного, завжди однакового напрямку стосовно руху, зокрема, вона не співпадає з напрямом сили зовнішнього тертя. Тому загальна сила тертя біля земної поверхні, що є векторною сумою сил зовнішнього і внутрішнього тертя, не направлена строго протилежно руху, а відхилена ліворуч від цього напрямку на деякий кут. Аналіз даних показав, що цей кут становить приблизно 35° .

Із збільшенням висоти над земною поверхнею вплив зовнішнього тертя швидко слабшає. Вище приземного шару (60-70 м) послаблюється і турбулентність. На висотах понад 1000-1500 м її практично вже можна не враховувати. Шар атмосфери, в якому спостерігається вплив тертя називається *шаром тертя* або *пограничним шаром*, а висота, до якої розповсюджується цей вплив, називається *рівнем тертя*. В середньому рівень тертя лежить на висоті 1-1,5 км. Вище пограничного шару, де відсутній вплив тертя, вітер наближається до геострофічного.

Відцентрова сила виникає під час криволінійного руху повітря.

Відцентрова сила направлена по радіусу кривизни траєкторії руху від центру, тобто у бік опуклості траєкторії. Для атмосферних рухів відцентрова сила, як правило, дуже незначна, оскільки радіус кривизни їхньої траєкторій складає сотні і тисячі кілометрів. Тому відцентрова сила в десятки-сотні разів менша відхиляючої сили. Але на великих швидкостях і малих радіусах кривизни відцентрова сила у багато разів перевищує силу градієнта. Такі умови створюються в невеликих вихорах з вертикальною віссю, що виникають в жарку погоду, в смерчах і торнадо, де радіус траєкторії незначний, а швидкості руху дуже великі. В тропічних циклонах, де відхиляюча сила мала, відцентрова сила істотно впливає на рух повітря.

9.4. РУХ ПОВІТРЯ В РІЗНИХ БАРИЧНИХ СИСТЕМАХ

Розглянемо схеми переміщення повітря в основних формах баричного рельєфу.

Геострофічний вітер дме уздовж прямолінійних ізобар і можливий в однорідному баричному полі, де градієнтна сила скрізь однакова за значенням і напрямком. Рух повітря в такому полі буде рівномірним і прямо-лінійним. Такий рух повітря можливий в реальних умовах на деякій висоті, де тертя з земною поверхнею практично відсутнє. Такі умови мають місце в реальній атмосфері на висотах понад 1500 м.

Вітер, що дме уздовж круговий ізобар, називають *геоциклострофічним* вітром. При такому русі сила Коріоліса врівноважує силу градієнту і відцентрову силу.

Якщо рух відбувається за годинниковою стрілкою (у північній півкулі), такий рух носить назву *антициклонічного* руху. Якщо рух направлений проти годинникової стрілки, він носить назву *циклонічного* руху. У південній півкулі системи вітрів мають напрями, протилежні напрямкам у північній півкулі.

Описані вище випадки розглядають рух повітря біля земної поверхні без врахування сили тертя.

У реальних умовах сила тертя внутрішнього і зовнішнього тертя присутня завжди. Для спрощення вважається її напрям протилежний руху повітря.

В цьому випадку рух вже відбуватиметься не паралельно ізобарам, а відхилятиметься на деякий кут вправо від баричного градієнта (у північній півкулі).

У баричних системах, де тиск знижується до центру (циклони), повітряні маси переміщуються до центру області зниженого тиску (рис. 9.3.). У баричних системах, де тиск зростає до центру (антициклони) повітряні маси переміщуються від центру до периферії (рис. 9.4.). Такі системи вітрів називають *циклонічною* і *антициклонічною* циркуляцією. Повітря в цих системах розтікається від центру (у антициклонах) або до центру (у циклонах), відхиляючись в північній півкулі вправо, а в південній – вліво.

Повітряні течії, пов'язані з циклонічною і антициклонічною діяльністю нестійкі в часі, швидко змінюють напрям і швидкість і припиняють своє існування.

Якщо стати спиною до вітру, то область низького тиску буде розташована зліва і дещо попереду спостерігача, а область високого тиску буде справа і дещо позаду спостерігача (у північній півкулі). Це правило називають *баричним законом* вітру або *законом Бейс-Баллота*.

9.5. ЗМІНА ШВИДКОСТІ І НАПРЯМУ ВІТРУ З ВИСОТОЮ

З висотою сила тертя зменшується, тому швидкість вітру зростає. Одночасно змінюється і його напрям (він наближується до напрямку ізобар). У приземному шарі атмосфери швидкість вітру швидко зростає до висоти близько 30 м, а напрям його при цьому практично не змінюється. В шарі тертя швидкість вітру продовжує зростати з висотою, причому тут вже змінюється і його напрям. У північній півкулі вітер повертає вправо, а в південній – вліво, поки напрям його не наблизиться до напрямку градієнтного вітру.

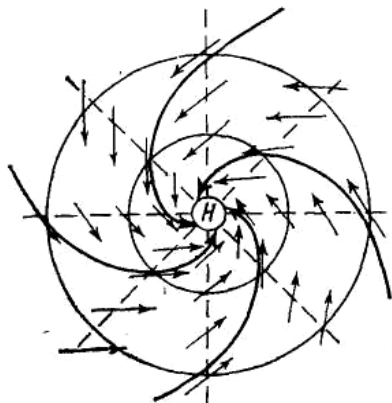


Рис. 9.3. Вектори швидкості і лінії руху повітря в циклоні (пн.півкуля)

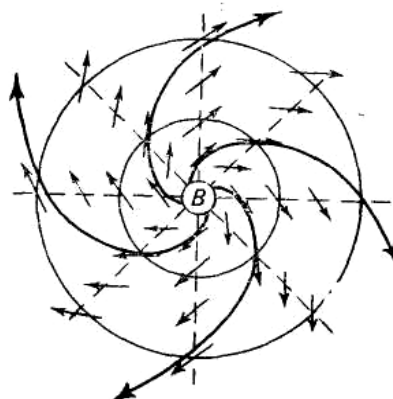


Рис. 9.4. Вектори швидкості і лінії руху повітря в анти циклоні (пн.півкуля)

Висота, з якої вітер приблизно можна вважати градієнтним, тобто товщина шару тертя, а також вертикальні градієнти швидкості вітру на різних висотах залежать від шорсткості підстильної поверхні, стратифікації атмосфери і від самої швидкості вітру.

Чим більша шорсткість підстильної поверхні, тим більша сила зовнішнього тертя і тим менша швидкість вітру внизу, тобто посилюється зміна швидкості вітру з висотою. При великій шорсткості спостерігається дуже швидке зростання швидкості вітру в приземному шарі атмосфери, особливо в самій нижній його частині, безпосередньо над підстилаючою поверхнею, а вище воно сповільнюється. Чим більша шорсткість, тим вище розповсюджується і її вплив, тобто тим потужніший шар тертя.

При великих швидкостях вітру зростає і сила тертя, що діє на зміну вітру з висотою так само, як і збільшення шорсткості.

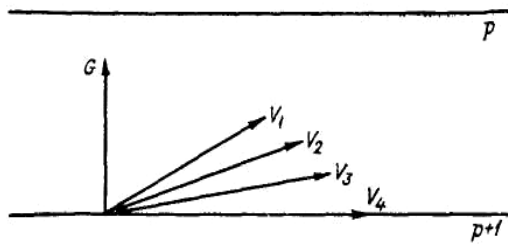


Рис.9.5. Зміна швидкості і напрямку вітру з висотою в шарі тертя

до висоти 2-3 км.

Приземний вітер відхиляється від горизонтального градієнта тиску в середньому на 60° управо (у північній півкулі) (рис. 9.5., вектор V). Вище за приземний шар цей кут збільшується з висотою і на рівні тертя, де вітер стає градієнтним, досягає 90° (вектор $K4$).

Таким чином, в шарі тертя спостерігається праве обертання вітру вправо (у північній півкулі). Проте кут відхилення вітру від градієнта і швидкість збільшення цього кута з висотою залежить від стану атмосфери. За нестійкої стратифікації відхилення вітру від градієнту поблизу підстильної поверхні складає $80-90^\circ$, тобто приземний вітер вже близький до градієнтного і тому поворот його з висотою невеликий і відбувається поволі. При стійкій стратифікації, особливо за наявності інверсії, приземний вітер відхиляється від градієнту тиску всього на $20-30^\circ$. Зате із висотою вітер різко повертає вправо.

9.6. ТЕРМІЧНА ЦИРКУЛЯЦІЯ В АТМОСФЕРІ

У теплому повітрі на відміну від холодного ізобаричні поверхні розташовуються на великих відстанях одне від одної, тому виникає замкнута циркуляція повітря. Дійсно, нехай спочатку температура і тиск на всіх ділянках горизонтальної поверхні ABC (рис. 9.6.) однакові і зміна тиску з висотою над цими ділянками теж однакова. Тоді ізобаричні поверхні розташовуються горизонтально, так що біля поверхні землі і на всіх висотах відсутній горизонтальний градієнт тиску і горизонтальний рух повітря відсутній.

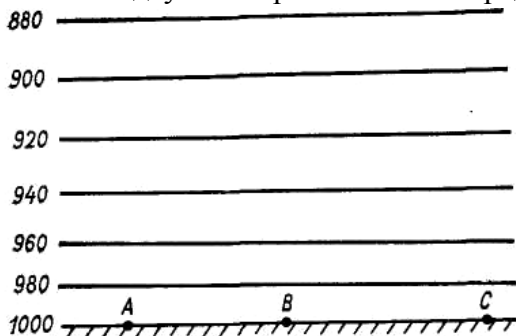


Рис. 9.6. Ізобаричні поверхні за відсутності горизонтального градієнту руху

Нехай потім в районі B температура з певної причини підвищиться і нагрівання поступово розповсюдиться у вищі шари. Ізобаричні поверхні над цим районом почнуть підніматись і розходитися (рис. 9.7.), оскільки баричний ступінь гПа з висотою зростає, а в теплому повітрі він більший, ніж в холодному. Чим більша висота, тим більше піднімається ізобарична поверхня. На верхніх рівнях тиск над районом B виявиться більшим, ніж над районами A і C, тобто виникає горизонтальний градієнт тиску і починається рух повітря від області вищого тиску до меншого (на рис. 9.7. воно показане стрілками).

Такий рух призведе до зміни тиску і на нижніх рівнях: у районі B наслідок відтоку повітря він знизиться, а в районах A і C внаслідок притоку повітря – підвищиться. Відповідно в районі B ізобаричні поверхні нижніх рівнів опустяться, а в районах A і C – піднімуться. Тепер і на нижніх рівнях виникає горизонтальний градієнт тиску і почнеться рух повітря від вищого тиску до нижчого, тобто з району A і C повітря буде переміщуватись в район B (рис. 9.8.).

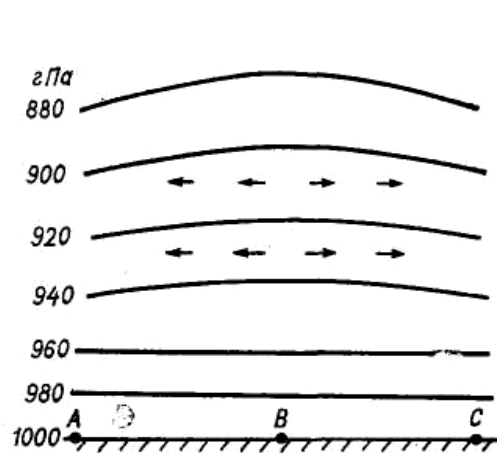


Рис. 9.7. Тиск повітря на висотах над нагрітим районом

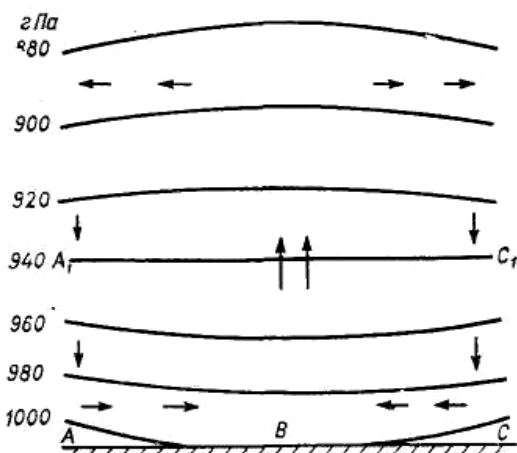


Рис. 9.8. Термічна циркуляція

Кривизна нижніх ізобаричних поверхонь зменшуватиметься з висотою, на деякій середній висоті ізобарична поверхня A_1C_1 залишиться плоскою. Ще вище ізобаричні поверхні залишаться зігнутими догори і продовжуватиметься відтік повітря з району В райони А і С. Цей відтік компенсуватиметься висхідними рухами теплового повітря в районі В, а над районами А і С повітря, що притікає згори, опускатиметься.

Таким чином, між нагрітим районом В і не нагрітими районами А і С виникає замкнута термічна циркуляція повітря, що складається з чотирьох ланок: над теплою поверхнею - висхідний рух, над холоднішою – низхідний, біля земної поверхні – рух від холодної області до теплої, а вище за деякий рівень – рух від теплої області до холодної.

Циркуляція такого ж типу виникає в результаті охолодження будь-якої окремої ділянки земної поверхні: над нею розвивається низхідний рух повітря, а над сусідніми ділянками, що не-охолодилися, – висхідний. Внизу повітря знову перетікатиме з холодної ділянки на теплу, а вгорі – у зворотному напрямі.

9.7. ЦИКЛОНИ

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 (рис. 9.9)

Отже, у приземному шарі атмосфери повітря втікає в область циклону,

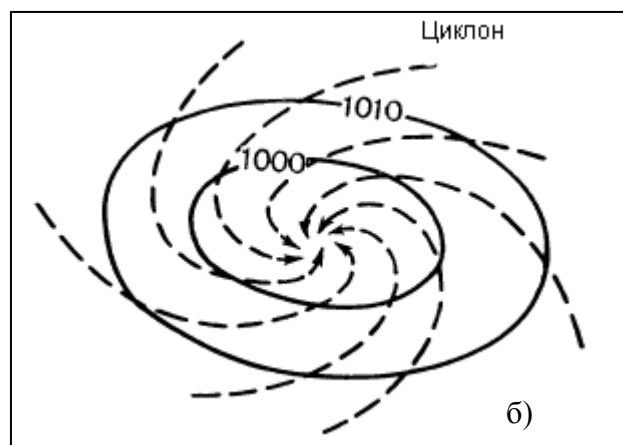
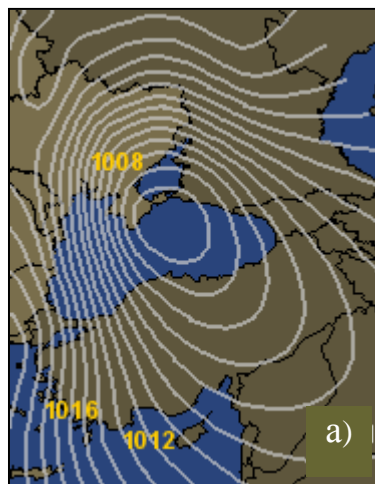


Рис. 9.9. Загальний вигляд циклону

переноситься догори, а у верхніх шарах витікає з нього. Основною властивістю циклону є наявність висхідних рухів на усій його території, що й визначає характер погоди. Підіймаючись у високі шари атмосфери, повітря адіабатично охолоджується, досягає стану насичення, відбувається конденсація водяної пари, утворюються хмари та атмосферні опади.

Розміри циклонів позатропічних широт величезні. Їх діаметр досягає 2-3 тис. км і охоплює зразу кілька країн Європи. Щороку в позатропічних широтах земної кулі виникає до 130 велетенських атмосферних вихорів – циклонів. Щорічно в Україні спостерігається в середньому 43 циклони і 129-136 днів з циклонічною погодою. Найбільше днів з циклонічним характером погоди спостерігається взимку та навесні.

Атмосферний тиск у центрі циклонів помірних широт у більшості випадків знижується до 995-1000 гПа. Порівняно рідко „глибина” циклонів досягає 960-950 гПа у північній півкулі та 923 гПа у південній. Найглибші циклони бувають у високих широтах. Поряд з поглибленням циклону збільшуються і баричні градієнти і його діаметр. Середній тиск у центрі Українських циклонів близько 1005 гПа.

Циклони, як правило, виникають на основних атмосферних фронтах – на полярних (помірних) та арктичних. На поверхні фронту виникають величезні хвилі з довжиною близько 1000 км. Хвилі виникають під впливом величезних горизонтальних градієнтів температури, сходження течій холодного та теплого повітря і відхиляючої сили обертання Землі. На одних ділянках фронт починає рухатись на північ, на інших – на південь. На місці хвилі починається зменшення атмосферного тиску. Це і є центр майбутнього циклону де виникають ділянки теплового і холодного фронту. Отже, центр кожного циклону розташований на атмосферному фронті. Це і є перша стадія розвитку циклону – стадія хвилі. На цій стадії в приземному шарі можуть бути відсутні замкнені ізобари.

Фронт в циклоні загострюється внаслідок конвергенції повітряних течій. Ділянка теплового фронту рухається на північ, посилюється зменшення атмосферного тиску в передній (східній) частині циклону і він поглиблюється. В ньому появляється кілька замкнених ізобар. Це вже друга стадія розвитку циклону, яка називається стадією молодого циклону. У цій стадії циклон виражений у нижній частині атмосфери. Розподіл температури в ньому асиметричний: у його південно-східній частині тепле повітря, а за холодним фронтом та перед теплим – холодне (рис. 9.10). Сектор циклону між теплою і

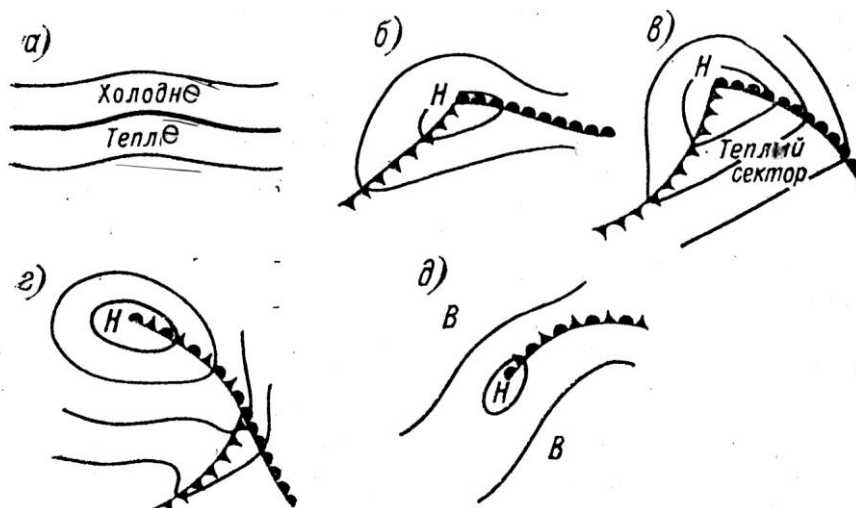


Рис. 9.10. Схема розвитку фронтальних циклонів а, б) – стадії хвилі, в) – молодий циклон, г, д) – стадії оклюзії

холодною ділянками фронту називається теплим сектором циклону.

У цій стадії розвитку продовжується зменшення тиску в центральній частині і циклон досягає стадії максимального розвитку. Холодний фронт циклону завжди

рухається швидше, ніж теплий, і поступово доганяючи останній, зливається з ним. Відбувається так звана оклюзія циклону. Це остання стадія розвитку циклону. В оклюдованому циклоні поблизу земної поверхні уже немає теплового сектору, тепле повітря витісняється холодним угору, де воно поступово охолоджується шляхом випромінювання. У цій стадії циклон виражений у всій тропосфері і він стає високим холодним баричним утворенням. Швидкість руху такого циклону уповільнюється, тиск в центрі підвищується і він поступово заповнюється. Спочатку він зникає на картах ізобар в приземному шарі і поступово заповнюється на висотах.

На полярному та арктичному фронтах, як правило, виникає не один циклон, а серія циклонів – частіше всього 4-6, і рухаються вони за загальним перенесенням повітря в середній і верхній тропосфері. Течії повітря на висоті 3-5 км мають назву провідної течії в атмосфері. Вздовж цієї течії і рухаються циклони зі швидкістю близько 0,7 швидкості цієї течії. Як правило, циклони рухаються із заходу на схід з невеликим відхиленням у високі широти. Середня швидкість зміщення центру циклону становить 30-40 км/г, а в окремих випадках може перевищувати 80 км/г. В окремих випадках циклони можуть зміщуватись з півночі на південь – це так звані пірнаючі циклони, а інколи навіть із сходу на захід. У стадії оклюзії швидкість циклону різко зменшується.

Внаслідок зменшення швидкості руху в стадії оклюзії циклони однієї серії доганяють один одного й об'єднуються в один величезний циклон. Це так званий центральний циклон, який утворюється в субполярних широтах (рис. 9.11). Центральний циклон сам формує провідні течії атмосфери, порушуючи цим зональні течії атмосфери. Циклони однієї серії існують близько тижня. Центральний циклон існує довше. Центральні циклони найчастіше утворюються у північній частині Атлантичного та Тихого океанів північної півкулі на відповідних широтах.

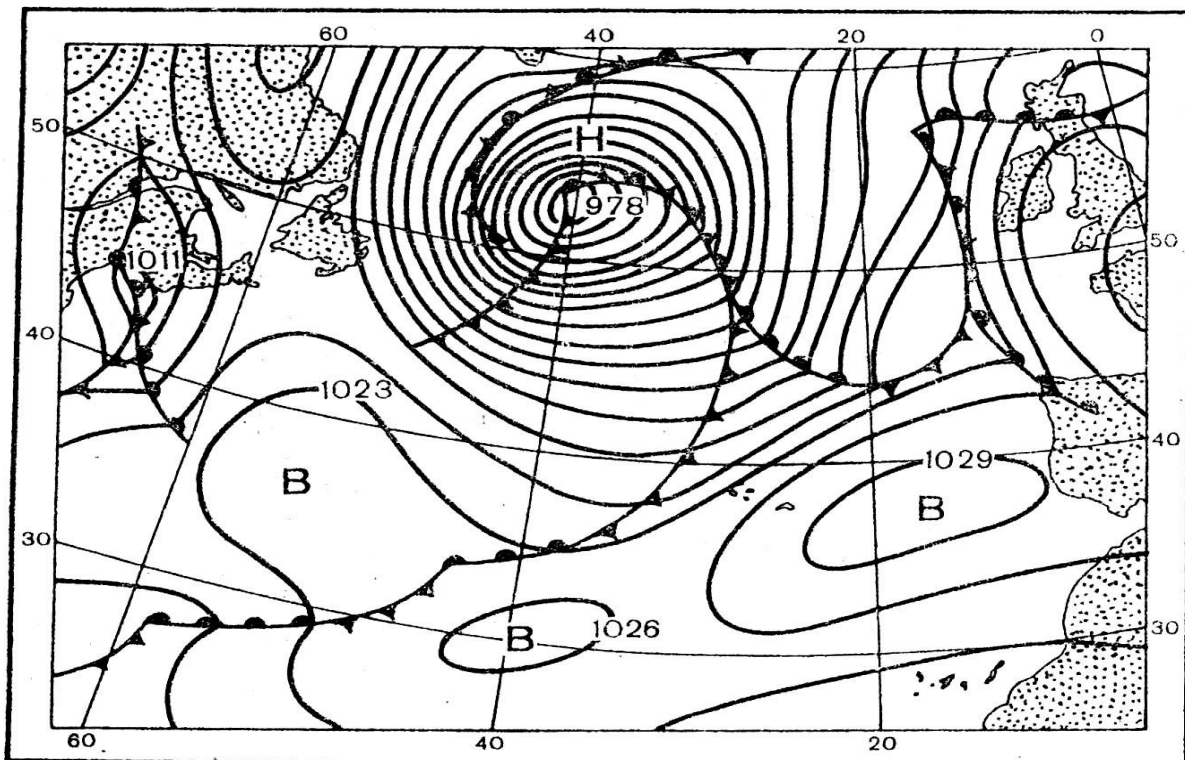


Рис. 9.11. Синоптична карта з центральним циклоном та субтропічним антициклоном

З виникненням та рухом циклонів пов'язані різкі зміни погоди. Наближення циклону можна помітити за появою перистих хмар у західній частині горизонту у вигляді паралельних смуг. Через деякий час за ними появляються перисто-шаруваті, потім високо-шаруваті і шарувато-дошові, тобто типові хмари теплового фронту, який рухається в

передній частині циклону. Для цього фронту характерні тривалі опади облогового характеру. В теплому секторі циклону можуть спостерігатись тумани та опади мрячного характеру, які характерні для холодної частини року. В тилівій частині циклону переважають опади зливого характеру з купчасто-дощових хмар.

Отже, при проходженні циклону встановлюється хмарна погода, опади, змінюється їх характер, різко змінюється температура повітря і напрямок вітру. Територію циклону взагалі займають сильні вітри особливо в зоні холодного фронту. Швидкість вітру в циклонах часто досягає сили шторму. Особливо сильні вітри спостерігаються у глибоких циклонах помірних широт, в які перетворились тропічні циклони, вийшовши в помірні широти. У цих випадках окремі пориви вітру в циклонах можуть досягати 60 м/с.

9.8. АНТИЦИКЛОНИ

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.

Антициклони виникають за межами атмосферних фронтів у холодному повітрі. За кожним циклоном серії виникають так звані проміжні антициклони. Вони досить часто не мають замкнених ізобар, а існують лише у вигляді гребеня субтропічного антициклону. Північніше від серії циклонів розвивається так званий заключний антициклон. Це великомасштабний вихор із системою замкнених ізобар (рис. 9.12).

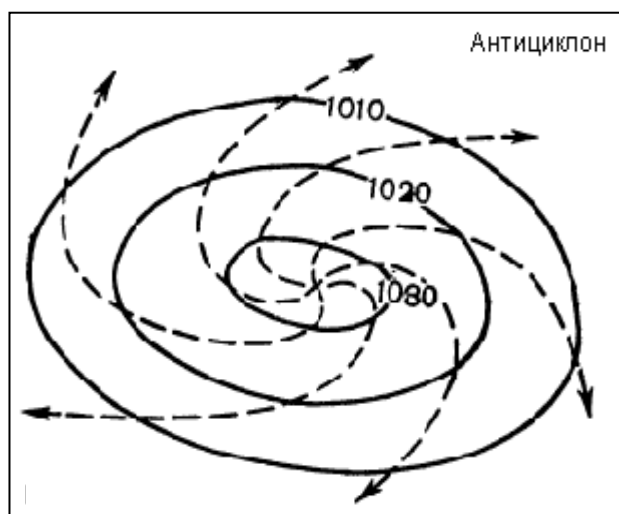


Рис. 9.12. Загальний вигляд антициклону

Антициклони також мають величезні розміри, як і циклони, і рухаються з такою ж швидкістю, оскільки їх швидкість визначається швидкістю провідної течії. Заключні антициклони часто стають малорухливими і можуть зберігатись в окремому районі протягом тривалого часу. Напрямок руху антициклонів із заходу на схід, але з відхиленням у низькі широти. Тому всі вони зміщуються в субтропічні широти, де й утворюють зону високого тиску. Взимку над холодним суходолом антициклони дуже посилюються де й утворюються сезонні центри дії атмосфери – Сибірський та Канадський антициклони.

У зв'язку з витіканням повітря з антициклону в приземному шарі величезні шари повітря в ньому опускаються вниз, тобто в антициклонах на великій площі існують низхідні вертикальні рухи повітря. В результаті опускання повітря воно адіабатично нагрівається і формуються інверсії стиснення. Тому в антициклонах повітря віддаляється

від стану насичення і встановлюється малохмарна суха погода. Лише взимку в достатньо вологому повітрі в антициклонах в приземному шарі утворюватись низькі шаруваті хмари та тумани в результаті радіаційного охолодження земної поверхні та приземного шару повітря, а також адвекції тепла на холодну підстильну поверхню.

У зв'язку з посиленням антициклонів температура повітря в тропосфері підвищується і в стадії максимального розвитку антициклон стає високим і теплим баричним утворенням. Температура повітря в приземному шарі повітря залежить від пори року. При ясній погоді влітку земна поверхня дуже нагрівається і встановлюється спекотлива суха погода. Взимку, навпаки, при ясній погоді велике ефективне випромінювання призводить до сильного радіаційного вихолоджування і встановлюється дуже морозна тиха погода.

Тропопауза над добре розвиненим високим антициклоном наближено на 2 км вища, ніж це буває в середньому. Як правило, в цей час температура повітря в нижній стратосфері низька. Отже, теплій тропосфері у високому антициклоні відповідає високо розташована холодна стратосфера.

В Україні щороку в середньому буває 36 антициклонів і 229-242 дні з антициклональною погодою. Найбільше днів з такою погодою буває восени, найменше – взимку. Середній атмосферний тиск у центрі українських антициклонів становить 1026 гПа.

9.9. МІСЦЕВІ ВІТРИ

Місцеві вітри – це вітри, які характерні для певної окремої місцевості. Вони виникають під впливом різних чинників. Зокрема, місцевими вітрами можна називати місцеві збурення течії загальної циркуляції атмосфери. Це можливо під впливом особливостей орографії місцевості. Багато місцевих вітрів не пов'язані із загальною циркуляцією атмосфери і проявляються лише при ясній погоді і малих баричних градієнтах.

Бризи – це вітри, які виникають вздовж берегової лінії морів, озер і навіть великих річок при ясній антициклональній погоді. Вдень бриз дме з водної поверхні на суходіл і його називають морським бризом, а вночі з суходолу на водну поверхню – це береговий бриз. При циклонічній погоді панують вітри, обумовлені величиною та напрямком баричних градієнтів.

Бризи виникають у зв'язку з добовою зміною температури поверхні суходолу. Вдень суходіл добре нагрівається, а водна поверхня відносно холодна. Тому атмосферний тиск над прибережним суходолом знижується, а над водною поверхнею підвищується і повітря переноситься на суходіл. Це і є морський бриз. Вночі суходіл при малохмарній погоді вихолоджується, а водна поверхня стає відносно теплою. Тому повітря переноситься з берега на водну поверхню. Над приземними течіями повітря існують компенсуючі протитечії. Залежно від величини водних басейнів масштаби течій різні. У більшості випадків бризи помітні в шарі кількох сотень метрів, інколи досягають висоти 1-2 км. Середня швидкість вітру становить 3-5 м/с. Розповсюджуються бризи на суходолі та на водній поверхні на десятки кілометрів. Особливо потужні бризи в субтропічних антициклонах. Так, в західній Африці морський бриз, витісняючи гаряче континентальне повітря, може спричинити зниження температури повітря більше, ніж на 10⁰С та збільшити відносну вологість повітря більше, ніж на 40 %.

Вітри схилів виникають при ясній антициклональній погоді на схилах гірських хребтів, а також на бокових схилах великих гірських долин під впливом термічних причин, а саме внаслідок відмін у нагріванні верхніх та нижніх частин схилів. Важливу роль відіграють також відміни температури повітря поблизу схилів і на деякій висоті над ними. Повітряні течії порівняно невеликої горизонтальної та вертикальної протяжності. Вдень прогріте легке повітря піднімається вгору вздовж схилу, а вночі холодне важке

повітря стікає вниз. На деякій висоті над схиловими течіями виникають обернено спрямовані компенсаційні протитечії.

Гірсько-долинні вітри виникають у гірських долинах. Вдень вітер дме вздовж долини вгору, а вночі вниз. Система гірсько-долинних вітрів має значну горизонтальну протяжність, заповнюючи всю долинну від початку до її виходу на рівнину. Це потужна циркуляційна ланка, через яку відбувається обмін повітря між горами і прилеглою рівниною. Нічні гірсько-долинні вітри Ферганської та Ангренської долин Середньої Азії проникають на рівнину на 70-100 км.

Вдень при малохмарній погоді підстильна поверхня і повітря у верхній частині долини дуже нагріваються. Крім того, температура повітря в долині вища, ніж в атмосфері над долинною. Усе це разом зумовлює денний долинний вітер. Швидкість цього вітру в середині дня близько 3-5 м/с.

Верхня межа долинного вітру залежить від стратифікації атмосфери. При нестійкій стратифікації товщина шару з долинним вітром збільшується і залежить від розміру долин. На Кавказі товщина цього шару досягає 700-1000 м. В межах долини над долинним вітром виникає обернена компенсаційна течія.

Структура долинного вітру дуже складна. Потік долинного вітру одночасно також піднімається і вздовж бокових схилів долин, різко змінюючи напрямок та швидкість.

Вночі верхні частини долин в результаті великого ефективного випромінювання дуже охолоджуються і холодне повітря стікає вниз. Швидкість нічного гірського вітру близько 2 м/с. Товщина шару гірського вітру менша і становить близько 500 м. Гірський вітер також дуже складний, він також формується в результаті злиття самостійних течій повітря із схилів і бокових долин. Над гірським вітром також виникає обернена компенсаційна течія.

Гірсько-долинні вітри найчастіше спостерігаються влітку в дні з малохмарною погодою. В інші сезони вони бувають рідше. Цікаві свідчення дає Ким В.М. Тихої квіткової ночі 1976 р. вони їхали всюдиходом долиною річки Вивиткар на Чукотці. Раптом світло фар уперлось в стіну снігу, який несло вітром уперек долини. Навколо запанувала заметіль, нічого не видно, вітер заглушив шум всюдихода. Через 100-200 м їх знову зустріла тиха ясна погода. Так повторилась кілька разів, коли вони проїжджали мимо бокових долин, які виходили в долину річки Вивиткар.

Отже, гірсько-долинні вітри є важливим чинником формування клімату гір. Важлива не лише наявність різкої зміни напрямку вітру протягом доби. Такі вітри сприяють адвекції тепла і холоду, перенесенню вологи, впливають на розвиток хмар та розподіл опадів і інших атмосферних явищ.

Льодовикові вітри. Виникають льодовикові вітри над поверхнею льодовиків у горах. Повітря охолоджується над льодовиком і стікає вниз. Отже, льодовиковий вітер має постійний напрямок. Швидкість вітру 3-7 м/с і залежить від розмірів та нахилу льодовика. Найбільша швидкість вітру спостерігається вдень, коли буває найбільший контраст температури повітря безпосередньо над льодом і в атмосфері. Максимальна швидкість вітру спостерігається на висоті 2 м, нижче і вище його швидкість зменшується.

У повітрі над льодовиком завжди спостерігається інверсійний розподіл температури, обумовлений охолодженням повітря від льодовика. На висоті 2 м температура повітря може бути на $8-10^{\circ}$ вищою, ніж безпосередньо над льодовиком. Товщина шару льодовикових вітрів залежить від розмірів льодовика. У горах, як правило, товщина цього шару становить 45-125 м. Але найбільші льодовикові (стокові) вітри спостерігаються на узбережжях Гренландії та Антарктиди, які мають великий нахил від центру до узбережжя і дуже довгі схили. Тому тут товщина шару стокових вітрів може досягати 200-300 м, швидкість вітру 30-40 м/с, а в окремих місцях часом 80-90 м/с.

Фен – це теплий сухий поривчастий вітер, який дме з гір в долину. Вперше описаний він в Альпах, але відомий у всіх гірських районах, у тому числі на крутих схилах Кримських гір.

Фени виникають тоді, коли повітряні течії загальної циркуляції атмосфери перетікають через достатньо високі гори. На підвітряному боці гір повітря опускається вниз і при цьому воно адіабатично нагрівається на 1°C на кожні 100 м опускання. При нагріванні повітря відносна вологість його зменшується. Якщо уявити, що повітря перевалює хребет висотою 2000 м, а температура повітря на його вершині була -2° , то опустившись вниз воно нагрівається на 20° і температура його в долині буде 18°C .

Повітря спочатку піднімається угору вздовж навітряного схилу, охолоджуючись досягає стану насичення, утворюються хмари, випадають атмосферні опади. З долини на підвітряному боці гори над хребтом видно хмару, ніби прив'язану до хребта. Насправді це кожної миті нова хмара. Справа в тому, що опускаючись за хребтом разом з повітрям, хмара випаровується, а над хребтом утворюється наново. Втративши частково вологу і нагрівшись при опусканні в долину повітря стає теплим і сухим (рис. 9.13).

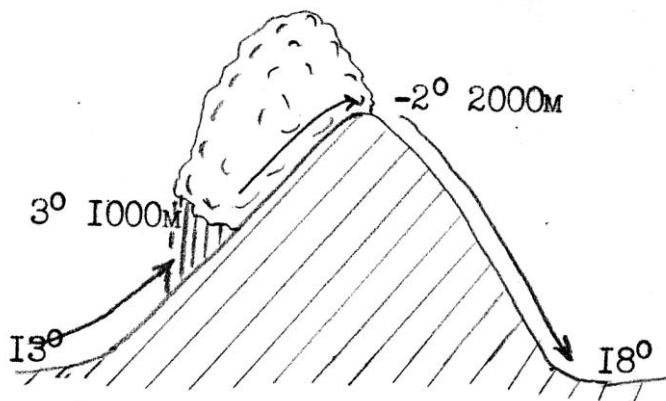


Рис. 9.13. Схема утворення фену

Іноді фени бувають з обох боків гірської системи. Це спостерігається тоді, коли над гірською системою формується антициклон. В антициклоні існують низхідні рухи повітря в результаті чого воно нагрівається. У цьому випадку швидкість вітру мала.

Дуже гарячими фени бувають тоді, коли хребет перетікає тепле тропічне повітря. Воно додатково адіабатично нагрівається, що й викликає різке підвищення температури. Так, у травні 1935 р. тропічне повітря спричинило підвищення температури на північних схилах Кавказу в Нальчику до 32° , а в Моздоку до 40°C . Відносна вологість при цьому знизилась до 13 %.

Інтенсивні фени під місцевою назвою чинук відомі на сході Скелястих гір, коли протягом кількох годин температура може підвищитись на $40\text{--}45^{\circ}\text{C}$. Чинук місцеве населення називає пожирачем снігу, бо при появі цього вітру спостерігається інтенсивне танення снігу, а інколи він просто випаровується. Особливо великий ефект підвищення температури при фенах спостерігається тоді, коли в долинах чи на нижніх схилах хребта було холодне повітря.

Отже, при тривалих інтенсивних фенах можуть розливатись гірські річки в результаті інтенсивного танення снігу. Влітку при фенах листя на деревах може в'янути і опадати. В багатьох місцях земної кулі буває багато днів з фенами. Так в Кутаїсі протягом року їх буває в середньому 114 днів, у Тбілісі – 45, в Інсбруці – 75 днів. Ці вітри вносять великий вклад у формування погоди та клімату відповідних місць.

Бора. Сильний холодний поривчастий вітер, який дме з відносно низьких гірських хребтів у бік досить теплого моря, називається борою. Такі вітри давно відомі в районі Новоросійської бухти на Чорному морі, в районі Трієста на Адріатичному узбережжі. Подібні вітри з місцевою назвою сарма є на Байкалі поблизу острова Ольхон, містраль – на Середземноморському узбережжі Франції тощо.

У Новоросійську бора виникає тоді, коли холодний фронт підходить із півночі до Морхотського перевалу над Новоросійськом. Важке холодне повітря перетікає через перевал висотою близько 500 м і під дією сили земного тяжіння набирає великої руйнівної сили. При цьому температура повітря може бути $-10\text{--}15^{\circ}\text{C}$, а перед борою вона була $5\text{--}10^{\circ}$ тепла. У Новоросійську були зафіксовані випадки, коли при борі температура знижувалась більше ніж на 25°C . Бора затихає у морі за кілька кілометрів від міста. Бора виникає лише в холодну частину року – з листопада до березня. Кожен випадок бори

триває 1-3 доби, інколи тиждень. В середньому за рік у Новоросійську буває 46 днів з борою. Усе, що плаває перед початком бори мусить втікати у море. Бора викидає на берег та топить усі транспортні засоби, які залишились у бухті.

Виникає запитання: а чому при фенах повітря гаряче, а при борі холодне? Справа в тому, що при борі повітря падає вниз з невисоких хребтів, воно адіабатично нагрівається на кілька градусів, але його температура дуже низька у порівнянні з температурою над морем.

9.10. ШКВАЛИ

Шквалами називають різке короткочасне посилення вітру до 15-20 м/с і більше. Шквали тривають кілька хвилин, іноді повторюються. За такий короткий час вони проявляють свою руйнівну силу. Шквали зумовлені купчасто-дощовими хмарами як внутрішньомасовими, так і фронтальними.

Перед купчасто-дощовою хмарию виникають потужні висхідні рухи повітря. В центральній і тилівій частині хмари разом з опадами виникають потужні низхідні рухи (мал. 6.37.). Тому під передньою частиною хмари виникає вихор з горизонтальною віссю. Нижня частина цього вихору і є тим шквалом, який фіксують поблизу поверхні землі. При наближенні потужної купчасто-дощової хмари вітер посилюється і повертає у бік хмари, а потім з під хмари дме у вигляді шквалу. Фронтальні шквали виникають одночасно на великих територіях вздовж лінії фронту.

Як правило, шквали виникають одночасно з грозами, опадами зливого характеру, часто з градом. При шквалах атмосферний тиск різко зростає у зв'язку з холодними зливовими опадами. Після проходження хмари атмосферний тиск знижується. Лише в степових районах в умовах великої сухості повітря шквали можуть виникати без утворення купчасто-дощових хмар.

Щорічно метеорологічні станції України фіксують у середньому 57 шквалів, із них 13 % слабкі (до 15 м/с), 74 % помірні (15-24 м/с), 13 % сильні (понад 24 м/с). 7 червня 1975 р. у Київській, Черкаській та Кіровоградській областях швидкість вітру при шквалі досягала 50 м/с. Останні руйнівні шквали зафіксовано 4-5 липня 2000 р. у західних та південних областях України. 50 % шквалів в Україні тривають близько 6 хвилин і лише 4 % випадків понад 30 хвилин.

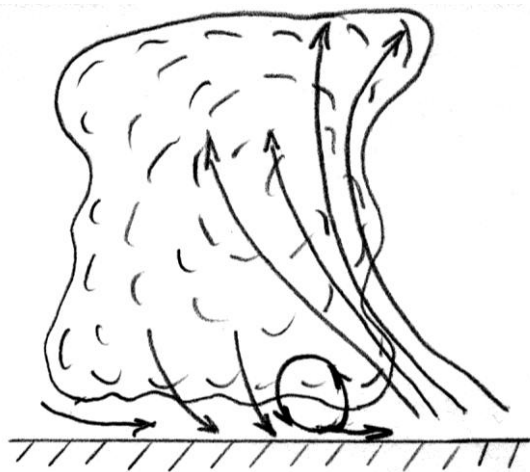


Рис. 9.13. Схема утворення шквалу

9.11. МАЛОМАСШТАБНІ ВИХОРИ

Усі ми бачили влітку пилові вихори невеликого розміру. У таких вихорах спостерігається швидке обертання повітря навколо осі з одночасним підняттям угору. Листя, пил та інші легкі предмети піднімаються угору по спіралі. В пустелях такі вихори бувають майже щоденно. Діаметр таких вихорів від 1 до 100 м. Піднімаються вони догори від кількох десятків метрів до кілометра. Швидкість їх руху в горизонтальному напрямі до 20-30 км/г. Це екзотичні вихори. Далі мова йтиме про сильні вихори.

Над морем виникають вихори з відносно невеликою руйнівною силою, які називаються *смерчами*. Над суходолом подібні вихори називаються *тромбами*, а в Північній Америці – *торнадо*. Як правило, вихор виникає в передній частині купчасто-

дошових хмар і спускається зверху до земної поверхні. Виникають вихори влітку в дуже нагрітому вологому тропічному повітрі з нестійкою стратифікацією. Виникають вони як поблизу різних атмосферних фронтів, так і на значній відстані від них. Смерчі часто виникають серіями по кілька вихорів. Тромби бувають поодинокими, хоч торнадо інколи бувають серіями.

Ці вихори з вертикальною віссю. Вони бувають у вигляді стовпа між хмарою і землею, який розширюється догори і донизу, і у вигляді хобота, який звисає із хмари. Стовп чи хобот добре видно, тому що, вихор втягує у себе зверху хмару, а знизу пил, воду й інші предмети. Крім того, в середині вихору різко знижується атмосферний тиск, тому там відбувається конденсація водяної пари. Найнижчий тиск зафіксовано в торнадо 912 гПа. Вітер у тромбах дме як за годинниковою стрілкою, так і проти.

Швидкість руху вихору становить 30-40 км/год. Діаметр смерчів – десятки метрів, тромбів – сотні метрів, американські торнадо досягають кілометра. Час існування смерчів – хвилини, тромбів – десятки хвилин, а інколи кілька годин. За цей час смерч проходить кілька кілометрів, тромб – десятки і сотні кілометрів. Діаметр тромбів та довжину шляху визначають за смугою руйнування. Швидкість вітру в тромбах досягає 50-100 м/с, а в американських торнадо 125 м/с.

Руйнівна сила тромбів величезна. Це пояснюється не лише великою швидкістю вітру. За сучасними гіпотезами у центрі вихору з малим діаметром і великою коловою швидкістю вітру може зникати сила земного тяжіння. Тому при проходженні вихору у повітря злітають і перевертаються багатотонні предмети, не говорячи вже про руйнування будинків, виривання дерев з корінням тощо. Відомі і курйозні випадки, коли кури, які попали в тромб залишаються живими, але зовсім голими – без єдиної пір'їнки. Коли тромб раптово накриває зачинені приміщення, то вони вибухають із середини. Справа в тому, що атмосферний тиск у тромбах дуже низький, а в приміщенні він ще залишається нормальним. При цьому дах злітає угору, а стінки падають назовні. Тромби супроводжуються сильними грозами, зливовими дощами, градом.

В Україні, як і у всій Європі, тромби бувають кілька разів щороку, при цьому не завжди в населених пунктах і тому вони не завжди зафіксовані. В США щороку буває в середньому близько 600 торнадо з величезною руйнівною силою, а в окремі роки більше тисячі. Це пояснюється тим, що між Скелястими горами та Апалачами створюються сприятливі умови влітку для входження на територію США дуже теплого вологого тропічного повітря з великими вертикальними градієнтами температури з Мексиканської затоки. В цьому повітрі величезна енергія нестійкості, яка й призводить до утворення таких потужних вихорів. Ще й досі у США збитки від одного торнадо досягають десятків мільйонів доларів і щорічно гине багато людей, інколи це сотні людей.

9.12. ЗАГАЛЬНА ЦИРКУЛЯЦІЯ АТМОСФЕРИ

Загальною циркуляцією атмосфери називається сукупність головних повітряних течій на земній кулі. Загальна циркуляція здійснює обмін повітрям між різними районами Землі. Повітряні течії різноманітного характеру і масштабу виникають і підтримуються неоднаковим нагріванням і охолодженням земної поверхні і повітря на різних широтах, а також над суходолом і над морем. Загальна циркуляція атмосфери ускладнюється впливом відхиляючої сили і тертя.

Розподіл повітряних течій загальної циркуляції в окремі моменти можна побачити на щоденних синоптичних картах, а розглянувши декілька послідовних карт, можна переконатися, що ця циркуляція є вельми складною системою, яка постійно змінюється. Проте, не дивлячись на різноманітність форм і безперервні зміни загальної циркуляції, в ній все ж таки можна виділити деякі постійні особливості, що повторюються в певних районах щороку. Вони виявляються за допомогою опосередкованих даних, в яких короточасні збурення загальної циркуляції згладжуються.

До основних великомасштабних атмосферних рухів, що входять в загальну циркуляцію, відносять: 1) повітряні течії, викликані різницею температур різних широтних зон поблизу поверхні землі і на висотах; 2) струминні течії; 3) повітряні течії в циклонах і антициклонах, що забезпечують міжширотний обмін повітря; 4) пасати; 5) мусони. У більшій частині атмосфери потоки загальної циркуляції майже геострофічний, тобто направлені по ізобарах. Тільки в шарі тертя повітряні течії значно відхиляються від ізобар. Крім того, на екваторі і поблизу нього як біля земної поверхні так і на висотах, де відхиляюча сила дорівнює нулю або дуже мала, напрям руху повітря майже співпадає з напрямом горизонтального градієнта тиску.

Циркуляція над однорідною поверхнею. Якщо спочатку для простоти припустити, що поверхня землі однорідна, то розподіл температури і тиску в нижній тропосфері повинен мати зональний (широтний) характер: температура повинна плавно знижуватись від екватора до полюсів, а тиск – зростати в тому ж напрямі. Ізобари при цьому співпадають з паралелями і горизонтальний градієнт тиску усюди направлений строго уздовж меридіана від полюсів до екватора.

У верхній тропосфері, починаючи з висоти 4-5 км, і в нижній стратосфері до висоти 20 км розподіл тиску буде зворотним приземному, тобто над екватором, де повітря тепліше, він буде вищий, ніж над полюсами, де повітря холодніше. Отже, горизонтальний градієнт тиску на вказаних висотах буде направлений від низьких широт до полюсів.

Біля однорідної земної поверхні коефіцієнт тертя був би постійним, і тому вітер усюди відхилявся б від горизонтального градієнта тиску на однаковий кут, менший 90° . У північній півкулі він став би північно-східним, а в південній - південно-східного напрямку. Вище за шар тертя вітер в обох півкулях був би східним, а вище за рівень 4-5 км, тобто у верхній тропосфері, західним. Лише у вузькій екваторіальній зоні вітер біля земної поверхні майже співпадав би з напрямом горизонтального градієнта тиску, а вище за шар тертя був би, як усюди, східним.

Циркуляція в реальній атмосфері. Лише у вільній атмосфері, де вплив підстильної поверхні на рух повітря відсутній, дійсно спостерігається описана вище циркуляція: у шарі від 4-5 до 20 км дійсно має місце західне перенесення повітря навколо полюсів.

У приграничному шарі і в нижній тропосфері рух повітря ускладнюється фактичним розподілом тиску, який є наслідком неоднорідності земної поверхні (океани - материка), а також наявності баричних систем і центрів дії атмосфери.

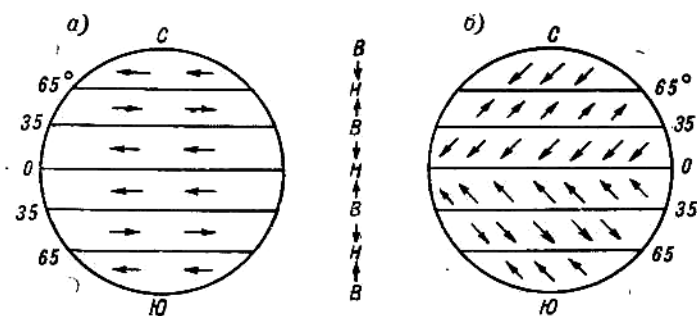


Рис. 9.14. Зональний розподіл тиску і повітряних потоків у реальній атмосфері. а – вище шару тертя, б – у шарі тертя.

На рис. 9.14, а приведена схема зонального розподілу тиску і переважаючих повітряних течій в нижній і середній тропосфері, тобто вище за шар тертя (на висотах від 1-1,5 до 4-5 км), а на рис. 9.14, б в межах шару тертя. Між малюнками стрілками вказано напрям градієнта тиску у відповідних зонах.

Рисунки побудовані з урахуванням того, що в шарі тертя вітер відхиляється від ізобар у бік горизонтального градієнта тиску, а з висотою повертає і наближається до ізобар, оскільки вище за шар тертя спостерігається геострофічний вітер.

Циркуляція над полярними районами обумовлена впливом вищого тиску над полюсами і порівняно низького тиску на широтах $60-65^\circ$. Відповідно горизонтальний градієнт тиску тут направлений вздовж меридіанів від полюсів до помірних широт.

У шарі тертя вітер в північній півкулі відхиляється від градієнта тиску вправо на кут, менший 90° , і набуває північно-східного напрямку, а в південній півкулі вліво і стає південно-східним (див. рис. 9.14, б). Градієнтний вітер, відхиляючись від градієнта на 90° , стає в обох півкулях східним (рис. 9.14, а). Цей східний вітер розповсюджується до деякої висоти, потім затухає і вище переходить в західний, який панує у верхній тропосфері і нижній стратосфері. Як показали спостереження, над Антарктикою східний вітер розповсюджується вище, ніж над Арктикою, але приблизно з висоти 6 км теж переходить в західний.

Циркуляція в помірних широтах над шаром тертя визначається баричним градієнтом, направленим від тропіків до вищих широт. Тому градієнтний вітер тут має західний напрям. Таким чином, західне перенесення повітря в помірних широтах характерне для всієї тропосфери, окрім шару тертя, в якому вітер відхиляється від ізобар і набуває в північній півкулі південно-західного напрямку, а в південній північно-західного.

У реальних умовах описана схема загальної циркуляції атмосфери в помірних і високих широтах ще більш ускладнюється інтенсивною циклонічною діяльністю. Тут постійно виникають, розвиваються і переміщуються великомасштабні атмосферні вихори – циклони і антициклони. Як правило, вони рухаються у напрямі загального перенесення повітря в середній і верхній тропосфері, тобто приблизно із заходу на схід. Але при цьому циклони відхиляються до вищих широт, зосередившись там і на широтах $60-65^\circ$ утворюють зону зниженого тиску. Антициклони, навпаки, під час свого руху відхиляються у бік низьких широт, де і утворюють субтропічну зону високого тиску.

Переміщуючись, циклони і антициклони істотно порушують зональність загальної циркуляції і формують рухи повітря, направлені в північній півкулі в циклоні проти годинникової стрілки, а в антициклоні - за годинниковою стрілкою. На західній периферії циклонів і на східній периферії антициклонів розвиваються холодні повітряні течії, направлені з півночі на південь, а на східній периферії циклонів і на заході антициклонів - теплі течії, направлені з півдня на північ. Так здійснюється обмін повітряними масами в меридіональному напрямі. Таким чином, переміщення циклонів і антициклонів помірних і високих широт містять як зональну складову, направлену із заходу на схід, так і меридіональні складові, направлені з півночі на південь і з півдня на північ. Але переважає все ж таки зональна складова, що виражається загалом в західному перенесенні повітря у вільній атмосфері.

У циклонах утворюються фронти, по поверхні яких тепле повітря піднімається, а холодне, підтікаючи під тепле, опускається. Так здійснюється обмін теплим і холодним повітрям по вертикалі.

Циркуляція в тропічних широтах. Пасати. У тропічних широтах горизонтальний баричний градієнт направлений від субтропічного поясу високого тиску до екваторіального поясу зниженого тиску (див. рис. 9.14). Тому тут градієнтні вітри мають східний напрям. Сукупність цих вітрів утворюють так звані *пасати* - тропічні східні вітри. Поблизу земної поверхні внаслідок тертя пасати відхиляються від ізобар на деякий кут у бік низького тиску і в північній півкулі набувають північно-східного, а в південній - південно-східного напрямку.

Пасати не охоплюють земну кулю суцільною смугою. Субтропічний пояс високого тиску розпадається на окремі антициклони, розташовані над океанами і витягнуті в широтному напрямі. Пасати є повітряними течіями на екваторіальній периферії субтропічних антициклонів. У північній півкулі повітря в антициклоні рухається за годинниковою стрілкою. Тому вітри його південної периферії мають північно-східний і східний напрями. У південній півкулі повітря в антициклоні рухається проти годинникової стрілки. Тому пасати, вітри його північної периферії, мають південно-східний і східний напрями.

Пасати – стійкі вітри, що майже не змінюють напрям протягом року. Швидкість пасатів біля земної поверхні складає 5-6 м/с, а вертикальна потужність становить в

середньому 2-4 км і зростає у напрямі до екватора. Особливо добре виражені пасати над океанами.

Поблизу екватора східні вітри панують у всій тропосфері і в нижній стратосфері. Проте, там, де пасати не досягають верхньої тропосфери, вітер над пасатами має західний напрям, іноді з незначним відхиленням у бік вищих широт.

Струминні течії. Струминною течією називається потужний вузький потік повітря з майже горизонтальною віссю, що має місце у верхній тропосфері або в нижній стратосфері і який характеризується великими вертикальними і горизонтальними градієнтами швидкості вітру. Нижня межа швидкості вітру на осі струминної течії становить 30 м/с.

Струминні течії були відкриті на початку 40-х років XX століття. Літаки, що літали на висотах 8-10 км з швидкостями 300-400 км/ч, неодноразово потрапляли в зони сильних вітрів і втрачали швидкість. Відомі випадки, коли вітри виявлялися настільки сильними, що літаки втрачали повністю швидкість і залишалися майже нерухомими. Вивченням струминних течій почали займатися учені багатьох країн. Струминні течії були виявлені майже у всіх районах земної кулі.

Струминні течії утворюються над потужними фронтальними зонами, де горизонтальний градієнт температури особливо великий, а горизонтальний градієнт тиску теж швидко зростає з висотою, створюючи дуже великі швидкості вітру. Напрямок струминних течій – західний, окрім екваторіальних струминних течій, що мають східний напрям. Максимальна швидкість вітру виявлена на осі течії і складає в середньому 45-55 м/с. Але спостерігалися струминні течії, що мали швидкість близько 200 м/с. Ширина течії змінюється від 300 до 3000 км, але в більшості випадків не перевищує 1000-2000 км. Вертикальна потужність течії найчастіше складає декілька кілометрів. У довжину струминні течії тягнуться на тисячі кілометрів, а іноді опоясують всю земну кулю. Висота осі струминної течії над землею поверхнею від 6-12 км в нетропічних широтах, до 11-16 км в субтропічних, а у стратосферних струминних течій складає 25-35 км.

Струминні течії часто спостерігаються над Євразією у смузі 50-60° пн.ш., а також над Монголією, Китаєм і Японією. Сильні струминні течії виявлені поблизу східних берегів США і в районі Британських островів. Струминні течії становлять великий науковий і практичний інтерес. Вони переносять над землею кулею різні домішки, зокрема продукти розпаду радіоактивних речовин, частинки пилу, попелу.

Особливе значення мають струминні течії для авіації. Зустрічна струминна течія зменшує швидкість польоту, а попутня – збільшує її. У струминній течії розвивається сильна турбулентність, що викликає бовтанку літаків. Тому облік струминних течій дуже важливий для метеорологічного забезпечення польотів авіації.

Мусони (від арабського „маусим” – пора року) – стійкі повітряні течії в деяких областях Землі, що двічі на рік змінюють свій переважаючий напрям на протилежний або близький до протилежного. У кожній мусонній області є зимовий і літній мусони, напрями яких протилежні. Проте ні взимку, ні влітку основний напрям вітру в мусоні не зберігається безперервно, оскільки мусонна циркуляція є частиною загальної циркуляції атмосфери і часто поєднується з іншими її елементами. Тому окрім вітру переважаючого напрямку як в літньому, так і в зимовому мусоні спостерігаються також вітри інших напрямів. У перехідні сезони (весною і восени), коли відбувається зміна мусонів, стійкість вітрового режиму порушується.

Мусонна циркуляція змінює свій напрям на зворотний у зв'язку з міжсезонною зміною розподілу атмосферного тиску, тобто коли переважаючий горизонтальний градієнт тиску різко змінює свій напрям. Мусони виникають внаслідок існування сезонного градієнта температури між континентами і океанами. Мусон влітку направлений з океану на континент, а взимку навпаки – з континенту на океан. Виділяють тропічні і нетропічні мусони.

Тропічний мусон – зимовий північно-східний мусон в Індії і Африці співпадає з пасатами і підсилює їх. Навпаки, літній південно-західний мусон повністю порушує північно-східні пасати. Особливо виразно стійка мусонна циркуляція виявляється там, де найбільш значні горизонтальні градієнти тиску, тобто великі градієнти температури. Добре виражені мусони в північній частині Індійського океану і в Південній Азії, де значні міжсезонні зміни температури півкуль обумовлені тим, що величезний материк Азії, сильно прогрівається влітку і сильно охолоджується взимку.

Нетропічні мусони в основному пов'язані з тим, що над деякими континентами взимку утримуються стійкі області підвищеного тиску, а влітку області зниженого тиску. Внаслідок цього різко змінюється протягом року і напрям циркуляції повітря. Особливе це помітно на східному побережжі материків. Добре виражена така мусонна циркуляція на східних берегах Азії. Взимку внаслідок антициклональної циркуляції над суходолом вітри на побережжі направлені з суходолу на море. Влітку, коли над суходолом посилюється циклональна циркуляція, вітри направлені з моря на суходіл. Добре виражені нетропічні мусони на російському Далекому Сході, в Китаї, Японії.

Мусони сильно впливають на погоду і клімат. Наприклад, на Далекому Сході зимовий північно-західний мусон приносить сухе і холодне континентальне повітря, сильно знижує температуру і робить зиму малохмарною і суворою. Владивосток, що знаходиться на широті Сочі, взимку холодніший Архангельська. Літній же південно-східний мусон приносить сюди з океану і Японського моря вологе прохолодне повітря з великою кількістю опадів і частими туманами. Літній тропічний мусон в Південній Азії також приносить величезну кількість опадів, що дає можливість займатися землеробством, в цих районах.

Тропічні циклони – це могутні явища природи, що мають велику руйнівну силу і енергію. На східному побережжі Азії та островах Тихого океану їх називають тайфунами, а в Північній Америці і на островах Атлантики – ураганами. Такий циклон за добу виділяє енергію, яка еквівалентна енергії 500 тис. атомних бомб, скинутих у 1945 році на Хіросіму і Нагасакі.

Тропічні циклони зароджуються в широтних зонах від 10 до 20° обох півкуль, і тільки над морями і океанами, де температура води на поверхні океану і повітря поблизу неї не нижча 26-27°C, а вологість повітря достатньо висока. Тиск в центрі тропічного циклона може знижуватись до 890 гПа, їх розміри по вертикалі сягають 8-15 км, а по горизонталі порівняно невеликі, від 80 до 600 км. Швидкість вітру в тропічних циклонах може досягати величезних значень: максимальна виміряна інструментально швидкість – 90 м/с. Однак в центрі урагану чи тайфуну є так зване „око бурі” – діаметром 20-50 км, де швидкість вітру невелика і немає хмарності, хоч навколо „ока” вона стоїть стіною. Пояснення цьому явищу („око бурі”) поки що не знаходять.

Тропічні циклони переміщуються вздовж ізобар західної периферії, субтропічних антициклонів, іноді проривають у більш високі широти, в окремих випадках доходять до берегів Гренландії, а в Тихому океані до берегів Камчатки. Якщо тропічний циклон виходить на материк, він швидко слабшає і затухає (вже за 100-200 км від берега).

Завдання для самостійного розв'язання

1. Ознайомтесь з будовою приладів, за допомогою яких вимірюють напрям та швидкість вітру. Замалюйте їх зовнішній вигляд. Використовуючи рекомендовану літературу, вивчіть методику спостереження за вітром.

2. За даними таблиці 8.1 побудуйте графік річного ходу швидкості вітру (м/с) та річну троянду вітрів (табл. 8.2) для вказаних пунктів.

Таблиця 8.1

Швидкість вітру (V, м/с)													
Місяць	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Київ	2,9	3,2	3,2	3,0	2,7	2,4	2,3	2,2	2,2	2,5	2,8	2,8	2,7
Харків	3,8	3,6	3,4	3,2	2,8	2,6	2,1	2,1	2,4	2,5	3,0	3,5	3,2
Вінниця	3,5	4,0	3,8	3,5	3,4	3,0	2,4	2,5	2,4	2,9	3,4	5,3	3,2
Ужгород	2,1	2,3	2,8	2,9	2,6	2,4	2,2	2,0	2,0	2,1	2,3	2,1	2,3

Таблиця 8.2

Повторюваність напрямку вітру за рік, %									
Пункт	Пн	ПнСх	Сх	ПдСх	Пд	ПдЗх	Зх	ПнЗх	Штиль
Луцьк	7	5	11	16	15	10	19	17	10
Київ	12	8	7	15	12	10	17	19	7
Вінниця	14	13	8	12	13	10	13	17	9
Одеса	20	18	9	11	14	9	7	14	8

3. Вирахуйте прискорення сили Коріоліса на широті 50° С пн. ш. при швидкості руху повітряного потоку 5 м/с, якщо $\omega = 0,000073 \text{ c}^{-1}$ (формула 9.1).

4. Ознайомтесь з циркуляцією атмосфери над північною і південною півкулями взимку та влітку, опишіть їх.

5. Побудуйте схеми циклону і антициклону в північній і південній півкулях. Опишіть зміну температури, атмосферного тиску, хмарності, опадів, напрямку вітру в них на розрізі з заходу на схід і з півночі на південь. На синоптичних картах знайдіть ці баричні утворення, визначте атмосферний тиск в їх центрах..

6. На синоптичних картах покажіть утворення циклонів та антициклонів та поясніть причини їх виникнення (карти видає викладач).

7. Замалюйте схеми загальної атмосферної циркуляції для нерухомої і рухомої моделі Землі (для північної і південної півкулі). Дайте письмово пояснення її утворення.

Запитання для самоперевірки

1. Яка причина утворення вітру?
2. Якими приладами вимірюється напрям та швидкість вітру? Яка їх будова?
3. Які сили виникають під час руху повітря?
4. Як будується троянда вітрів і для чого вона використовується?
5. Які бувають вітри і яка причина їх утворення?
6. Що таке геострафічний і градієнтний вітер, від чого вони залежать?
7. Що таке циклони і антициклони? Яка їх будова і погода?
8. Які стадії розвитку циклонів та антициклонів Ви знаєте?
9. Що таке регенерація циклонів і антициклонів?
10. Що називають маломасштабними вихорами, як вони утворюються?
11. Які Ви знаєте схеми загальної циркуляції атмосфери? Як вона утворюється?

**10.1. ПОВІТРЯНІ МАСИ**

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. Це арктична (у південній півкулі антарктична), помірна (або полярна), тропічна та екваторіальна повітряні маси. Усі вони мають свої характерні властивості. Так, екваторіальне повітря дуже тепле з великим вмістом водяної пари, тропічне повітря так само дуже тепле, але дуже сухе, особливо на суходолі, помірне повітря дуже змінюється упродовж основних сезонів, а арктичне (антарктичне) холодне і має дуже мало водяної пари.

Усі ці типи повітряних мас у свою чергу поділяються на морські та континентальні. Особливо дуже відрізняються підвиди морського та континентального повітря тропічної повітряної маси та помірної.

За своїми термічними властивостями повітряні маси можуть бути теплими та холодними. Повітряні маси, які рухаються на холодніші ділянки (у вищі широти), називаються теплими. Вони зумовлюють підвищення температури, але самі охолоджуються у нижніх шарах. Тому тут бувають малі вертикальні градієнти температури, а часто навіть інверсії температури. Отже, це стійка стратифікація атмосфери, конвекція не розвивається, переважають шаруваті хмари та тумани.

Повітряні маси, які переносяться з холодної земної поверхні на теплу (з високих широт у нижчі), називаються холодними. У нових широтах вони знижують температуру повітря, часто дуже різко. Але на шляху перенесення холодна повітряна маса у нижніх шарах нагрівається від земної поверхні і в ній виникають великі вертикальні градієнти температури. Це призводить до розвитку конвекції, формування конвективних хмар і, як наслідок, випадіння опадів зливового характеру.

Іноколи виділяють ще так звані місцеві повітряні маси, які довго перебувають у даному районі. Їхні властивості визначаються нагріванням чи охолодженням у нижніх шарах залежно від сезону.

10.2. АТМОСФЕРНІ ФРОНТИ

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



Рис. 10.1. Вертикальний розріз фронтальної поверхні

У місці перетину фронтальної поверхні з землею поверхнею утворюється атмосферний фронт. У зоні фронту при переміщенні від однієї повітряної маси до іншої досить різко змінюється температура, вологість, вітер та характер зміни атмосферного тиску. Фронтальні поверхні завжди нахилені у бік холодного повітря. Кут нахилу поверхонь дуже малий, усього кілька кутових хвилин. Тангенс кута нахилу фронтальної поверхні змінюється в межах від 0,01 до 0,001. Кут нахилу залежить від температури повітряних мас, швидкості руху, географічної широти тощо. Отже, фронтальні поверхні дуже пологі. Тому на відстані від лінії фронту на сотні кілометрів фронтальна поверхня буде на висоті кількох кілометрів. Важке холодне повітря вузьким клином завжди буде перебувати під легким теплим повітрям.

Фронтотенез або механізм формування фронтів – це зближення об’ємів повітря з різними фізичними властивостями, тобто різні повітряні маси рухаються в зустрічних потоках хоч і з дуже малими кутами зустрічі. Коли ж характер руху повітряних мас змінюється, то існуючі фронти поступово розмиваються, тобто перетворюються в широкі перехідні зони (фронталізі).

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

Одночасно легке тепле повітря піднімається догори вздовж фронтальної поверхні, воно адіабатично охолоджується, відбувається конденсація водяної пари, утворюються потужні шаруватоподібні хмари. Висхідні рухи вздовж фронтальної поверхні повільні, це

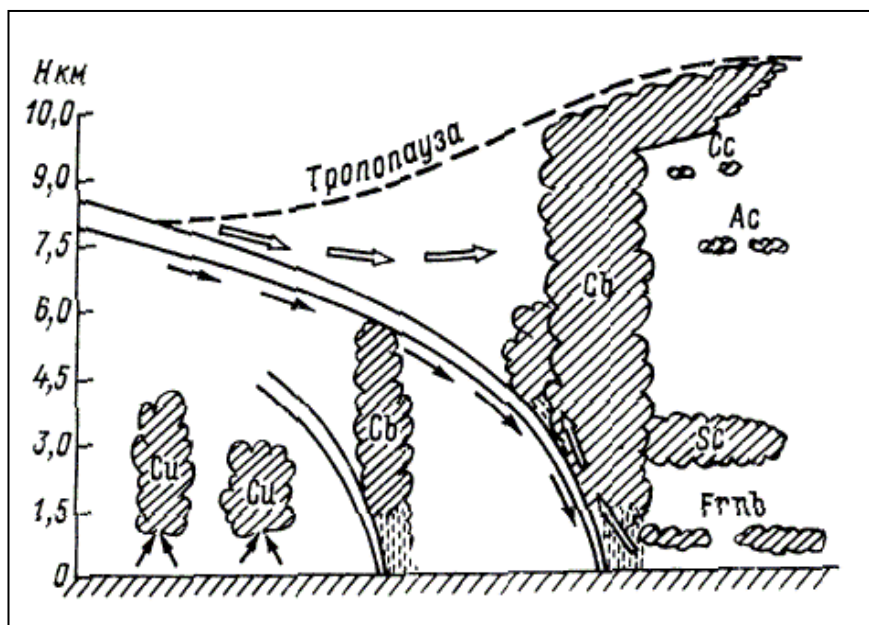


Рис. 10.4. Схема утворення холодного фронту 2 роду

сантиметри за секунду. Характерні хмари Ci, Cs, As, Ns. Ширина зони атмосферних опадів на теплому фронті досягає 300-500 км взимку та 200-300 км влітку.

Вітер перед теплим фронтом, як правило, має південно-східний напрямок, а за фронтом південний або південно-західний. Теплі фронти розташовані в передній частині циклонів. Отже при проходженні теплового фронту спостерігається хмарна погода з облоговими атмосферними опадами з підвищенням температури повітря.

Якщо холодне повітря рухається в бік теплового, то фронт називається *холодним* (рис. 10.3). Холодне повітря тяжке, тому воно підтікає під тепле і витісняє його угору. Залежно від швидкості руху холодні фронти поділяють на фронти першого і другого роду. Фронти другого роду швидко-рухливі, дуже інтенсивно витісняють тепле повітря угору і біля лінії фронту утворюються потужні купчасто-дощові хмари, які обумовлюють зливові опади з грозами та шквалами. Такий фронт швидко проходить і за ним настає малохмарна погода.

В залежності від швидкості руху повітря виділяють *холодні фронти першого* (по-

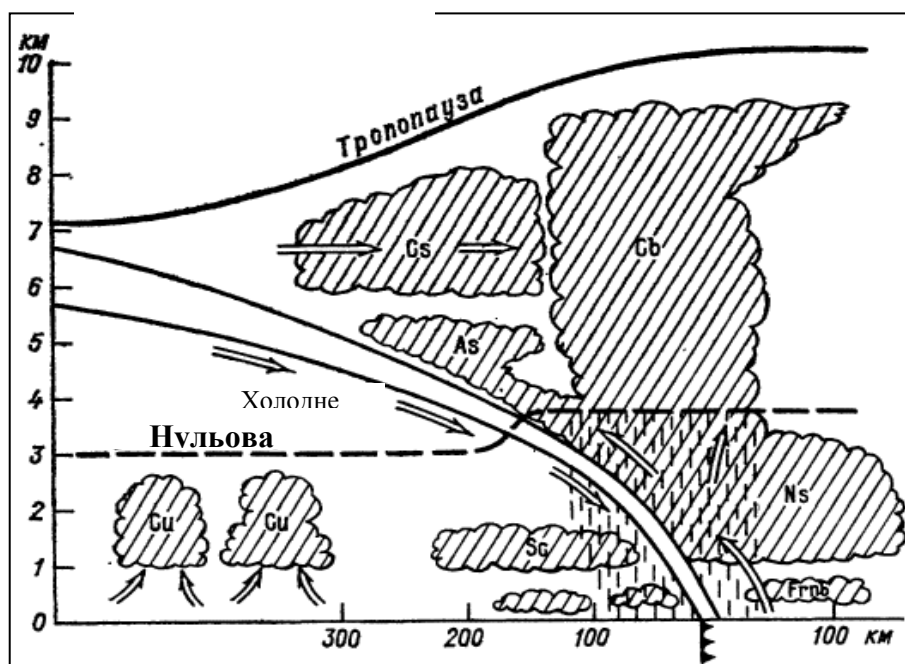


Рис. 10.3. Схема утворення холодного фронту 1 роду

вільний) і *другого* (швидкий) *роду* (рис. 10.3, 10.4).

Холодні фронти першого роду мають меншу швидкість руху, тому при їх наближенні біля лінії фронту також утворюються купчасто-дощові хмари, а за лінією фронту шарувато подібні, як і на теплому фронті, але розташовані у зворотному порядку Cb, Ns, As, Cs, Ci. У цьому випадку зливові опади поступово переходять в опади облогового характеру за лінію фронту.

Перед холодним фронтом вітер, як правило, має південний або південно-західний напрямок, а за холодним – західний або північно-західний, тобто при проходженні фронтів вітер повертає за годинниковою стрілкою. Отже, атмосферні фронти поблизу земної поверхні це лінії конвергенції, або лінії сходження повітряних потоків. Холодні фронти рухаються в тилувій (західній) частині циклонів. Тут після проходження основного холодного фронту всередині холодної повітряної маси можуть формуватись так звані вторинні холодні фронти, які менше виражені.

Холодні фронти завжди рухаються швидше, ніж теплі, тому вони наздоганяють останні. У цьому випадку, коли зливаються лінії теплового і холодного фронтів, новий фронт називається *фронтом оклюзії* (рис. 10.5). На фронтах оклюзії з'єднуються системи хмар обох фронтів, які займають величезні території.

Фронти оклюзії бувають за типом теплового та холодного фронтів. Якщо за холодним фронтом повітря тепліше, ніж перед теплим, то це повітря натікає на холодніше і піднімається угору вздовж фронтальної поверхні. Якщо ж за холодним фронтом повітря холодніше, ніж перед теплим, то воно підтікає під холодне повітря перед теплим фронтом. В обох випадках тепле повітря витісняється угору, де воно поступово охолоджується.

На синоптичних картах теплі фронти проводять червоним кольором, холодні – синім, а фронти оклюзії – коричневим.

В умовах атмосфери інколи фронти розташовані вздовж ізобар і з обох боків вітер має один і той же напрямок. Такі фронти зміщуються мало і їх називають стаціонарними або квазістаціонарними. Вони поступово розвиваються і перетворюються в широкую

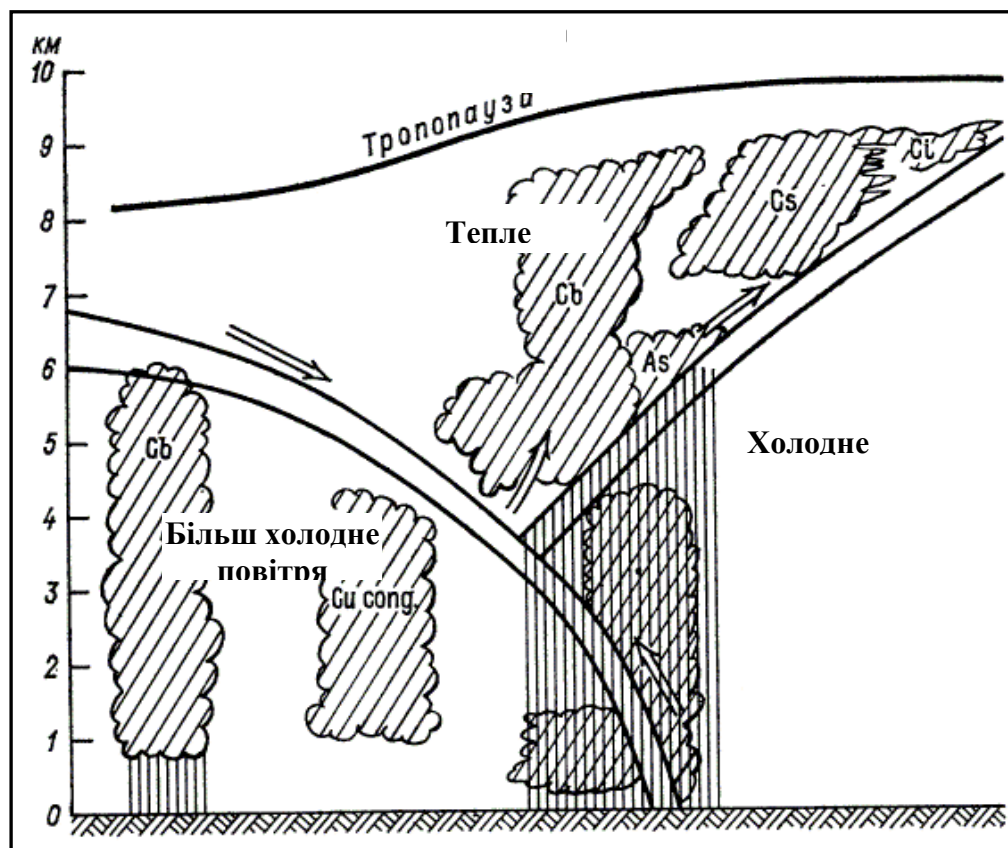


Рис. 10.5. Схема утворення фронту оклюзії

перехідну зону.

Атмосферні фронти не існують постійно. Вони виникають заново, загострюються, розмиваються і повністю зникають. Надалі вони знову виникають в інших частинах атмосфери, тобто існують повсякчасно і їх легко можна виявити на щоденних синоптичних картах.

10.3. КЛІМАТОЛОГІЧНІ ФРОНТИ

В системі переважаючого перенесення повітря біля підстильної поверхні проявляються більш-менш виражені зони конвергенції, вздовж яких сходяться різні за походженням повітряні маси. Середнє багаторічне положення зон конвергенції або перехідних зон між двома сусідніми повітряними масами називається *кліматологічним фронтом*. Головні кліматологічні фронти – це *арктичний* (антарктичний), *помірний* (або полярний) та *тропічний*.

У липні смуга найбільшого нагрівання Землі розташована на північ від екватора. Це екваторіальна зона низького атмосферного тиску. У цій смузі зустрічаються екваторіальна та тропічна повітряні маси. Місце їх зустрічі і є тропічним фронтом. У цей час екваторіальні повітряні маси поповнюються за рахунок тропічного повітря пасатів південної півкулі. Досягаючи екваторіальних широт, пасати вливаються в зону екватора, втрачають свою стійку стратифікацію і трансформуються в екваторіальне повітря. У січні тропічне повітря північно-східного пасату також досягає екватора і трансформується в екваторіальне.

У деяких місцях над океанами тропічний фронт визначають як зону зустрічі пасатів двох півкуль. Тут пасат зимової півкулі швидко перетікає через екватор і зберігає свою стійку стратифікацію. Пасат південної півкулі є відносно холодною повітряною масою. Якщо ж пасат поступово вливається в екваторіальну зону слабких вітрів, а потім витікає з неї у вигляді зволоженого нестійкого екваторіального повітря, то це вже не пасат, а потік екваторіального повітря.

Отже, тропічний фронт зимою добре виражений на південь від екватора, особливо над Індійським океаном, а влітку на північ від екватора. У цей час над Азією він зміщується аж до Гімалаїв. Тропічний фронт, як і всі інші, не опоясує всю земну кулю, а розпадається на кілька активних ділянок, які не залишаються постійно на одному місці. На суходолі тропічний фронт не виражений у полі температури. Екваторіальне і тропічне повітря дуже тепле і фронт проявляється лише у полі конвергенції та вмісті водяної пари в повітрі (рис. 10.6.)

Зона зустрічі помірної та тропічної повітря називається фронтом помірних широт або полярним фронтом. Тут помірне повітря відносно холодне, а тропічне тепле. Цей фронт також не займає постійного положення. У січні окремі його гілки простягаються: 1) від Флориди до Ла-Маншу, 2) вздовж Середземного моря, 3) вздовж гірських хребтів Ірану, Афганістану, Тибету, 4) від Філіпін до західних берегів Канади.

Влітку окремі гілки фронту помірних широт зміщуються на північ і окремі з них розмиваються, натомість формуються інші. В Атлантичному океані і Західній Європі така гілка розташована в середньому вздовж 50⁰пн. ш. У Східній Європі, Азії й на Тихому океані вони виражені між 40-60⁰пн. ш. Це так звані Східноєвропейська, Східноазійська (або Монгольська) та Тихоокеанська гілки полярного фронту. У південній півкулі окремі гілки полярного фронту розташовані над океанами на широті 40-60⁰.

На атлантичній та тихоокеанській ділянках фронту помірних широт активна циклонічна діяльність розвивається протягом усього року. На середземноморській гілці циклони розвиваються лише в холодний період року і зміщуються переважно на північний схід. На Ірано-Тибетській гілці зимою та на Східноєвропейській і Східноазійській гілках влітку циклони малоактивні і не викликають значної кількості атмосферних опадів.

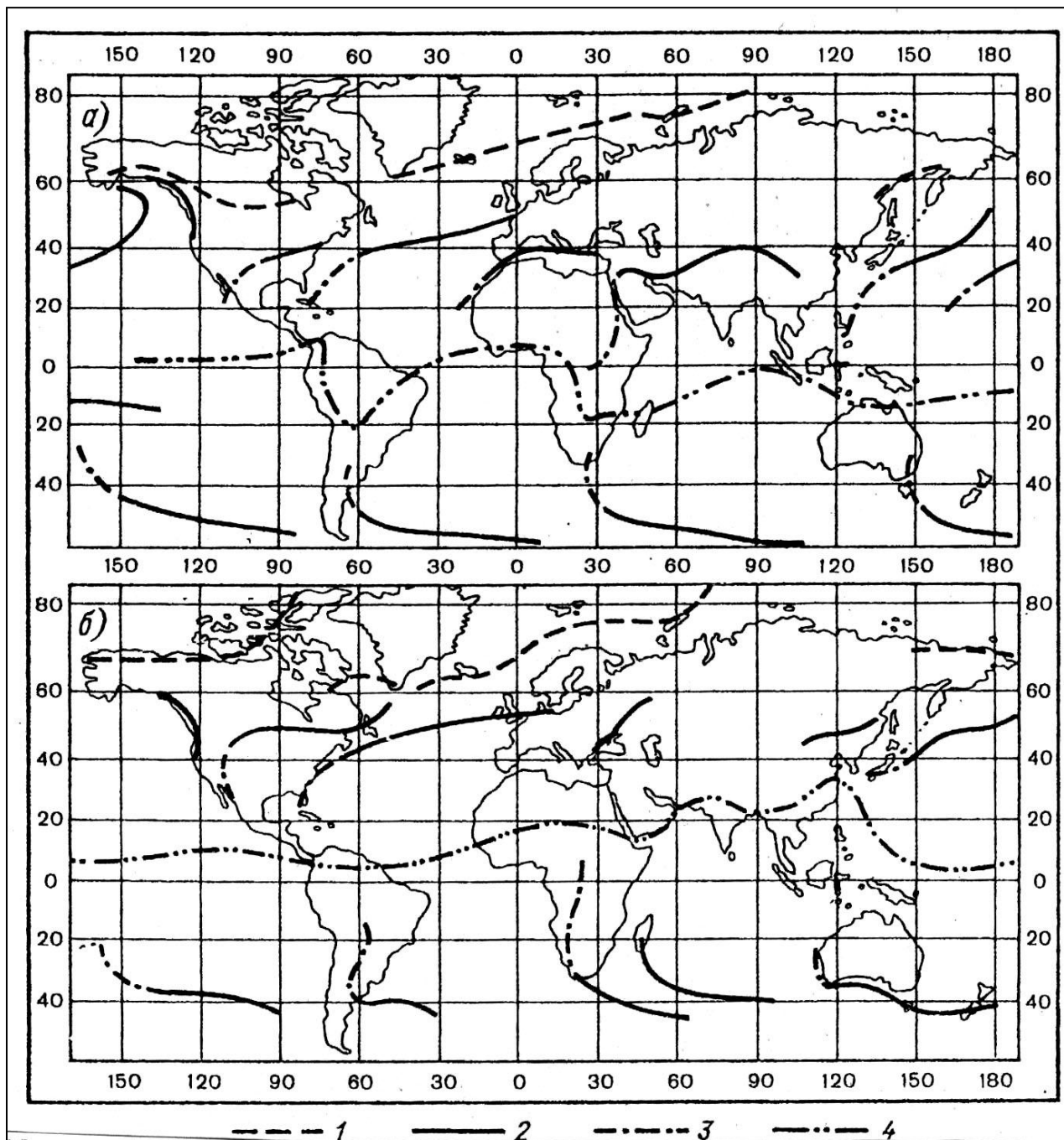


Рис. 10.6. Кліматологічні фронти: а) – січень, б) – липень.
1 – арктичний, 2 – полярний, 3 – пасатний (продовження полярного фронту в зону тропіків), 4 – тропічний

Арктичне повітря та повітря помірних широт розділяє арктичний (у південній півкулі антарктичний) фронт. Найактивніша гілка арктичного фронту розташована над північною частиною Атлантичного океану і протягом усього року зберігається у смузі від 65° до 75° пн. ш. Над Північною Америкою та над Східною Азією гілки арктичного фронту в січні опускаються до 60° пн. ш., а в липні зміщуються на північ до 70° . Особливо активна циклонічна діяльність на арктичному фронті спостерігається в холодну пору року в північній Атлантиці.

Антарктичне повітря у південній півкулі від помірного повітря відділяє антарктичний фронт, який оточує Антарктиду.

Кліматологічні фронти відіграють велику роль у розумінні циркуляційних механізмів формування погоди та клімату величезних районів земної кулі. Вони показують де на земній кулі протягом усього року переважають відповідні повітряні маси,

а де від одного основного сезону до іншого відбувається зміна повітряних мас з різними властивостями.

10.4. СТРУМИННІ ТЕЧІЇ В АТМОСФЕРІ

В зоні атмосферного фронту завжди великі горизонтальні градієнти температури. Якщо горизонтальний баричний градієнт досить добре співпадає з горизонтальним градієнтом температури, то при підняття догори баричний градієнт збільшується, а значить збільшується і швидкість вітру. Отже, у випадку добре вираженого атмосферного фронту над ним у верхній тропосфері і нижній стратосфері спостерігається паралельна фронту висотна фронтальна зона, де виникає потужна повітряна течія, яка називається струминною. Довжина струминної течії досягає кількох тисяч кілометрів, ширина – кількох сотень, товщина течії – кілька кілометрів. Вісь струминної течії розташована під тропопаузою. На осі струминної течії швидкість вітру може перевищувати 100 м/с. Умовною межею струминної течії є вітер 30 м/с. У стратосфері горизонтальний градієнт температури обернений, тому баричний градієнт зменшується і вітер поступово стихає.

Головні фронти в атмосфері – арктичний та полярний (помірний) простягаються в широтному напрямку. Тому пов'язані з ними струминні течії мають напрямок із заходу на схід, можливі незначні відхилення від широтного напрямку.

Струминні течії існують в тропосфері та стратосфері. Тропосферні струминні течії поділяють на течії помірних широт, субтропічні та екваторіальні. Вісь струминної течії помірних широт лежать на висоті 8-10 км зимою та 9-12 км влітку. Швидкість вітру на осі повітряної річки досягає 180-220 км/год. і більше (50-60 м/с).

Субтропічна струминна течія зимою розташована на широті 25°-35° пн. ш., влітку – 35°-45° пн. ш. Вісь струминної течії на висоті 11-13 км, середня швидкість вітру на осі 150-200 км/год., а в окремих випадках над Японськими островами перевищує 300-400 км/год.

Екваторіальна струминна течія розташована між 5° пн. ш. та 5° пд. ш. Її вісь лежить на висоті 15-20 км. Зимою стратосферна течія спостерігається на висотах 25-30 км зі швидкістю вітру понад 200 км/год. Екваторіальна струминна течія змінює свій напрямок за сезонами: взимку із заходу на схід, а влітку зі сходу на захід.

Врахування струминних течій важливе для авіації: зустрічна течія значно зменшує швидкість літаків, супутня течія – значно її збільшує.

Завдання для самостійного розв'язання

1. За синоптичними картами (видає викладач) визначте райони розміщення головних повітряних мас. Дайте їм коротку порівняльну характеристику, використовуючи рекомендовану літературу.

2. Нарисуйте схеми атмосферних фронтів (теплого, холодного і оклюзії), використовуючи літературу. Проаналізуйте зміну атмосферного тиску, температури і відносної вологості при проходженні через пункт вказаних фронтів (синоптичні карти видає викладач і вказує пункти).

3. Охарактеризуйте типи повітряних мас, використовуючи запропоновану літературу.

Запитання для самоперевірки

1. Що таке повітряні маси? На які типи вони поділяються?
2. Як трансформуються повітряні маси влітку та взимку?
3. Які повітряні маси панують на території України?
4. Як класифікують атмосферні фронти?
5. Яка система хмар утворюється в телому і холодному фронті?
6. Що таке кліматологічні фронти?
7. Як утворюються струменні течії в атмосфері?
8. Який зв'язок існує атмосферного фронту зі струминними течіями.



11.1. ОПТИЧНІ ЯВИЩА В АТМОСФЕРІ

Атмосфера – це каламутне, оптично неоднорідне середовище. Не тільки молекули повітря, але і зважені в ньому рідкі і тверді частинки (аерозолі) розсіюють і поглинають сонячну радіацію. Крім того, світлові промені, проходячи через атмосферу, зустрічають на своєму шляху шари повітря різної щільності, що викликає заломлення світлових променів. Виникнення цих явищ тісно пов'язане з фізичним станом атмосфери.

Всі оптичні явища залежно від причин виникнення можна розділити на чотири групи:

- 1) явища, обумовлені розсіюванням світла в атмосфері – сутінки, зоря;
- 2) явища, обумовлені заломленням світлових променів в атмосфері (рефракцією), – міражі, мерехтіння зірок, звуження і розширення горизонту тощо;
- 3) явища, обумовлені заломленням і віддзеркаленням світлових променів на краплях і кристалах хмар - веселка, гало;
- 4) явища, обумовлені дифракцією світла в хмарах і тумані, – вінці, глорії.

Охарактеризуємо оптичні явища, що відносяться до першої групи.

Вдень прямі і розсіяні сонячні промені, створюючи природну освітленість земної поверхні і об'єктів, відіграють величезну роль як в житті людини, так і в житті всього органічного світу. Підраховано, що в ясний день в атмосфері розсіюється близько 20 % світлових сонячних променів. В похмурий день частка розсіяного світла зростає до 100 %. Розсіяне в атмосфері сонячне світло згладжує перехід від дня до ночі, призводить до утворення сутінок, які значно подовжують світлу частину доби, пом'якшує різкість тіней, створює повітряну перспективу та ін. *Сутінки* – перехідний період від дня до ночі (вечірні сутінки) і від ночі до дня (ранкові сутінки). Тривалість сутінок визначається кутом між напрямом видимого добового руху сонця по небосхилу і горизонтом, відповідно вони залежать від географічної широти місцевості: чим ближче до екватора, тим коротші сутінки. Крім того, тривалість сутінок залежить від схилення Сонця.

З практичною метою прийняті такі три періоди сутінок. *Цивільні сутінки*, протягом яких зниження сонця за горизонт не перевищує $6-7^{\circ}\text{C}$.

Навігаційні сутінки, відповідають зниженню сонця за лінію горизонту до 12° , умови видимості місцевості сильно погіршені унаслідок недостатньої освітленості, але при плаванні корабля поблизу берега судноводій ще може орієнтуватися по берегових предметах.

Астрономічні сутінки визначаються зниженням сонця за лінію горизонту до 18° , біля земної поверхні вже зовсім темно, але на небі ще зберігається ледве помітна зоря, що перешкоджає, астрономічним спостереженням слабких світил.

Сутінки викликані тим, що внаслідок кулястості Землі сонячні промені освітлюють високі шари земної атмосфери після того, як для земної поверхні сонце зайде, або перед його сходом.

Зоря – сукупність барвистих світлових явищ в атмосфері, які спостерігаються перед сходом Сонця і під час заходу. Зоря є закономірною зміною забарвлення неба, яке залежить від положення Сонця щодо лінії горизонту. Різноманітність кольорів зорі також залежить від стану атмосфери.

Небосхил має вигляд сильно сплюснутої півсфери. Проходячи через атмосферу сонячні промені розсіюються на всі боки. Ми не бачимо цих розсіюючих комплексів, тому нам здається, що світло виходить з рівновіддалених від ока точок. Таким чином, повинне створюватися враження півсфери, що знаходиться над нами. Насправді ж небосхил має вигляд перекинутої чаші, тобто сплюснутий у вертикальному напрямі. Причина уявного сплюснення небосхилу полягає в психологічних і фізіологічних властивостях зорового сприйняття людини.

Колір небосхилу визначається розсіяними видимими променями Сонця, що потрапляють в наше око з атмосфери. У ідеально чистій і сухій атмосфері розсіювання світла відбувається згідно закону Релея. Згідно теорії Релея кольорові промені, формуючи сонячний спектр, розсіюються молекулами повітря пропорційно λ^{-4} (де λ – довжина світлової хвилі). Сині промені розсіюються, приблизно в 16 разів сильніше, ніж червоні. Тому колір неба (розсіяне сонячне світло) – синій, а колір Сонця (пряме сонячне світло), коли воно низько над горизонтом і промені його проходять великий шлях в атмосфері, – червоний. При цьому розсіяне світло повинне бути сильно поляризоване, а під кутом 90° від напрямку на Сонце поляризація повинна бути повною.

На розсіювання світла в атмосфері вирішальну роль відіграють аерозолі. Німецький фізик Г.Мі побудував теорію розсіювання світла сферичною частинкою довільного розміру. Розрахунки показують, що характер розсіювання залежить від відношення радіусу частинки до довжини хвилі і від показника заломлення речовини частинки. Малі частинки ($a/\lambda \leq 1$) поведуться так само, як молекули в теорії Релея, але чим більші частинки, тим менша залежність розсіювання від довжини хвилі. Великі частинки розсіюють світло нейтрально – всі хвилі однаково. Це, зокрема, відноситься до крапель, радіуси яких в 19-20 разів більші довжини хвилі видимого світла. Саме тому хмари мають білий колір. З цієї ж причини небо стає білястим, якщо в атмосферному повітрі присутні домішки у вигляді крапельок води, порошинок, кристалів льоду. При великій вологості і високій температурі повітря або після тривалої посухи кількість великих зважених частинок може бути настільки значна, що блакитний колір неба повністю зникає і весь небосхил стає білястим сліпучо яскравим.

Таким чином, за особливістю синього кольору неба можна визначити рівень чистоти повітря і характер повітряної маси.

11.2. ДАЛЬНІСТЬ ВИДИМОСТІ

Спостерігаючи віддалені від нас об'єкти, ми помічаємо, що їхня видимість неоднакова. Видимість буває дуже доброю, коли чітко розрізняються всі деталі об'єкта, і буває дуже поганою, коли об'єкт ледве помітний або невидний зовсім. Видимість об'єкта залежить від відстані між оком і об'єктом, від розмірів і форми об'єкту, від яскравості і кольору об'єкта і фону, від освітленості об'єкта і від прозорості атмосфери, а також від властивостей органу зору людини, яка веде спостереження.

Кількісно видимість характеризується величиною, яка називається *дальністю видимості*. Дальність видимості об'єкту S – це та гранична відстань, починаючи з якої спостережуваний об'єкт під впливом атмосферних умов стає невідмінним від фону, тобто стає невидимим.

Визначення дальності видимості різних об'єктів має дуже велике практичне значення, особливо для транспорту і в першу чергу для авіації. В метеорології спостереження за видимістю необхідне для вивчення прозорості атмосфери, що є основним чинником, який характеризує оптичні властивості атмосфери.

Метеорологічна дальність видимості (S_m) – це дальність видимості S в світлий час доби абсолютно чорного об'єкту великих кутових розмірів (не менше $20'$), неба, що проектується на фон поблизу горизонту (або на фон повітряного серпанку). Метеорологічна дальність видимості є характеристикою прозорості атмосфери в горизонтальному напрямі.

Розрізняють горизонтальну і похилу (вертикальну) дальність видимості. *Горизонтальна дальність видимості* – це дальність видимості об'єктів, що знаходяться на земній поверхні. *Похила дальність видимості* – це висота, починаючи з якої розрізняються наземні предмети з літака, що йде на посадку, або висота, на якій можна виявити літак із землі.

Важливим окремим випадком похилої дальності видимості є *посадкова дальність* видимості – це гранично велика відстань до злітно-посадкової смуги, на якій

пілот, при поганій горизонтальній видимості S_M може побачити і пізнати початок злітно-посадкової смуги.

11.3. ЯВИЩА, ЗУМОВЛЕНІ ЗАЛОМЛЕННЯМ СВІТЛА В АТМОСФЕРІ

Внаслідок безперервної зміни щільності повітря з висотою траєкторія світлового променя в атмосфері викривлюється, оскільки при переході від шару повітря з однією щільністю в шар повітря з іншою щільністю промінь заломлюється. Заломлення світлового променя в атмосфері називається *атмосферною рефракцією*. Якщо джерело світлових променів знаходиться поза атмосферою (небесні світила), то заломлення променів носить назву *астрономічної рефракції*. Астрономічною рефракцією обумовлений ряд явищ: сплюснення сонячного і місячного дисків біля горизонту, збільшення тривалості дня, зелений промінь, мерехтіння зірок.

Рефракцію світлових променів, що поширюються від земних предметів, називають *земною рефракцією*. Це явище полягає в тому, що за нормального розподілу щільності повітря з висотою всі предмети ми бачимо не на своїх місцях, а дещо піднятими на деякий кут α , який називається кутом земної рефракції або просто земною рефракцією. Такі цікаві оптичні явища як розширення або звуження, зниження або підняття горизонту, а також міражі, обумовлені земною рефракцією.

Міражі відносяться до явищ аномальної рефракції, пов'язаної з різким порушенням нормального розподілу щільності повітря з висотою. Явище це полягає в тому, що окрім самого предмета, ми бачимо одне або декілька його зображень (прямі або зворотні), а іноді тільки його зображення. Залежно від того, де розташоване це зображення (внизу, вгорі або збоку від предмету), розрізняють міражі нижні, верхні і бічні. Складний міраж або марево з різким спотворенням і рухливістю зображень носить назву „фата-моргана”.

У південних і центральних областях України за високої температури повітря часто спостерігається міраж на дорогах у вигляді калюж на сухому асфальті (нижнє зображення неба).

11.4. ЯВИЩА, ОБУМОВЛЕНІ ДИФРАКЦІЄЮ СВІТЛА В ХМАРАХ І ТУМАНІ

Корони, або вінці, – невеликі концентричні кольорові кільця навколо Сонця, Місяця або інших яскравих об'єктів, які спостерігаються час від часу, коли джерело світла знаходиться за напівпрозорими хмарами. Радіус корони менше радіуса гало, найближчим до Сонця виявляється блакитне або фіолетове кільце. Корона виникає під час розсіювання світла дрібними водяними крапельками води або кристалами. Іноді корона має вигляд голубуватого саява (або ореолу) – навколо Сонця (або Місяця), яке завершується червонуватим кільцем. В інших випадках за межами ореола видно від двох до чотирьох концентричних кілець більшого діаметра. Іноді краї дуже високо розташованих хмар забарвлені у яскраві кольори. Інколи вінця спостерігаються навколо вуличних ліхтарів за туманної погоди.

Райдуга – найкрасивіше атмосферне явище. Зазвичай це величезна дуга з кутовим радіусом 42° , яку видно на фоні завіси зливого дощу чи смуг падіння дощу в стороні небозводу, протилежній Сонцю, коли Сонце не закрито хмарами. Різнокольорові дуги розташовуються в послідовності спектра (червона, оранжева, жовта, зелена, блакитна, синя, фіолетова), однак кольори майже ніколи не бувають чистими, оскільки смуги взаємно перекриваються. Як правило, фізичні характеристики райдуг істотно розрізняються, тому і на вигляд вони вельми різноманітні, їх спільною рисою є те, що центр дуги завжди розташовується на прямій, проведеній від Сонця до спостерігача. Головна райдуга являє собою дугу, що складається з найбільш яскравих кольорів –

червоного на зовнішньому боці і фіолетового – на внутрішньому. Іноді можна бачити тільки одну дугу, але часто із зовнішнього боку основної райдуги з'являється побічна. Вона має не такі яскраві кольори, як перша, а червона і фіолетова смуги в ній змінюються місцями: червона розташовується з внутрішнього боку. Утворення головної райдуги пояснюється подвійним заломленням і одноразовим внутрішнім відбиттям променів сонячного світла. Проникаючи всередину краплі води, промінь світла заломлюється і розкладається, як при проходженні крізь призму. Потім він досягає протилежної поверхні краплі, відбивається від неї і виходить з краплі назовні. При цьому промінь світла, перш ніж досягнути спостерігача, заломлюється повторно. Початковий білий промінь розкладається на промені різних кольорів з кутом розходження 2° .

При утворенні побічної райдуги відбувається подвійне заломлення і подвійне відбиття сонячних променів. У цьому випадку світло заломлюється, проникаючи всередину краплі через її нижню частину, і відбивається від внутрішньої поверхні краплі. У певній точці світло заломлюється, виходячи з краплі в бік спостерігача. На сході і заході Сонця спостерігач бачить райдугу у вигляді дуги, яка дорівнює половині кола, оскільки вісь райдуги паралельна горизонту.

Якщо Сонце розташовується вище над горизонтом, дуга райдуги менша за половину кола. Коли Сонце підіймається вище за 42° над горизонтом, райдуга зникає. Скрізь, окрім високих широт, райдуга не може з'явитися опівдні, коли Сонце знаходиться дуже високо. Коли дощ або водяний пил утворюють райдугу, повний оптичний ефект досягається за рахунок сумарного впливу всіх крапельок води, що перетинають поверхню конуса райдуги зі спостерігачем у вершині. Роль кожної краплі швидкоплинна. Поверхня конуса райдуги складається з кількох шарів. Швидко перетинаючи їх і проходячи при цьому через серію критичних точок, кожна крапля вмиг розкладає сонячний промінь на весь спектр у певній послідовності – від червоного до фіолетового кольору. Безліч крапель таким же чином перетинає поверхню конуса, так що райдуга уявляється спостерігачеві безперервною як уздовж, так і уперек її дуги.

Коли Сонце або Місяць просвічує через тонкі перисто-шаруваті хмари, які складаються з льодяних кристалів, на небі з'являється *гало* – білі або райдужні світлові дуги і кола навколо диска Сонця або Місяця. Вони виникають внаслідок заломлення або відбиття світла кристалами льоду, що знаходяться в атмосфері, або снігу. Кристали, що формують гало, розташовуються на поверхні уявного конуса з віссю, направленою від спостерігача (з вершини конуса) до Сонця. За певних умов атмосфера буває насичена дрібними кристалами, багато граней яких утворюють прямий кут з площиною, що проходить через Сонце, спостерігача і ці кристали. Такі грані відбивають промені світла з відхиленням на 22° , утворюючи червонувате з внутрішнього боку гало, але воно може складатися і з усіх кольорів спектра. Рідше зустрічається гало з кутовим радіусом 46° , розташоване концентричне навколо 22 -градусного гало. Його внутрішній бік також має червонуватий відтінок. Причиною цього також є заломлення світла, що спостерігається в цьому випадку на гранях кристалів. Як 46 -градусне, так і 22 -градусне гало, як правило, мають найбільшу яскравість у верхній і нижній частинах кільця. 90 -градусне гало, що зрідка зустрічається, являє собою світлове, майже безбарвне кільце, що має загальний центр з двома іншими гало. Якщо воно забарвлене, то має червоний колір на зовнішньому боці кільця.

11.5. ЕЛЕКТРИЧНІ ЯВИЩА В АТМОСФЕРІ

Електричне поле атмосфери. У тропосфері всі хмари і опади, тумани, пил, як правило, електрично заряджені; навіть в чистій атмосфері постійно існує електричне поле.

Основною характеристикою електричного поля атмосфери є напруженість. Дослідження електричного поля атмосфери показали, що біля земної поверхні існує стаціонарне електричне поле з напруженістю E , яка в середньому становить 130 В/м. Земля при цьому має негативний заряд, рівний $3 \cdot 10^5$ Кл, а атмосфера в цілому заряджена

позитивно. Проте під час опадів і особливо грозах, завірюхах, пилових бурях тощо напруженість поля може різко змінювати напрям і значення, досягаючи іноді 1000 В/м. Найбільші значення E має в середніх широтах, а до полюсів і екватора зменшується. Із висотою E , як правило, зменшується, проте поблизу земної поверхні, в так званому шарі перемішування завтовшки 300-3000 м, де накопичуються аерозолі, E може з висотою зростати. Вище за шар перемішування E зменшується з висотою за експоненціальним законом. Це зменшення E пов'язане з тим, що в атмосфері містяться позитивні об'ємні заряди, щільність яких також швидко зменшуються з висотою. Напруженість електричного поля змінюється в часі. Разом з локальними добовими і річними варіаціями E відмічають добові і річні варіації E , пов'язані із зміною електричного заряду Землі загалом. (Локальні варіації пов'язані із застосуваннями значення і розподілу з висотою об'ємних електричних зарядів в атмосфері в даному районі.)

Електрична провідність атмосфери. Електричний стан атмосфери в значній мірі визначається її електричною провідністю, яка створюється іонами, що знаходяться в атмосфері. Наявність іонів в атмосфері і є причиною втрати заряду ізольованим зарядженим тілом при зіткненні з повітрям. Електрична провідність залежить від кількості іонів, що містяться в одиниці об'єму і їх рухливості. Основний внесок в провідність вносять легкі іони, що мають найбільшу рухливість.

Електрична провідність зростає з висотою приблизно по експоненціальному закону, і вже на висоті близько 30 км досягає значень більших, ніж біля земної поверхні в 150 разів. Далі провідність зростає ще більше, причому особливо різке зростання її спостерігається з висот, до яких проникає іонізуюче випромінювання Сонця і де починається утворення іоносфери, провідність якої приблизно в 10^{12} разів більша ніж в атмосфері поблизу земної поверхні.

Основними іонізаторами атмосфери є: 1) космічні промені, що діють у всій товщі атмосфери; 2) випромінювання радіоактивних речовин, які знаходяться в Землі і повітрі; 3) ультрафіолетове і корпускулярне випромінювання Сонця, іонізуюча дія яких помітна на висотах понад 50-60 км.

Концентрація легких іонів зростає із посиленням інтенсивності іонізації і зменшенням концентрації частинок в атмосфері, тому концентрація легких іонів зростає з висотою. Цей факт в поєднанні із збільшенням рухливості іонів при зменшенні щільності повітря пояснює характер зміни напруженості поля і провідності атмосфери.

У іоносфері виділяють декілька шарів або областей підвищеної концентрації іонів. Знання висоти цих максимумів концентрації і зміни їхньої концентрації у різний час доби і року має важливе значення для роботи радіозв'язку.

Дослідження верхніх шарів атмосфери, проведені штучними супутниками Землі показали, що навколо Землі є дві області, що містять велику кількість заряджених частинок високих енергій, яка у багато разів перевищує енергію частинок зовнішньої іоносфери. Ці області названі *радіаційними поясами Землі*. Дослідження вказаних поясів продовжуються, оскільки вони небезпечні для космічних польотів.

Різні метеорологічні явища – тумани, опади і ін. викликають різкі зміни електричного поля. У хмарах постійно проходять процеси, пов'язані з електризацією хмарних елементів. У грозових хмарах, з їхньою великою вертикальною потужністю, сильними висхідними потоками, відбувається інтенсивна електризація хмарних елементів і виникають області значної концентрації зарядів, що створюють електричні поля великої напруженості.

У сильному електричному полі між двома хмарами, окремими частинами однієї і тієї ж хмари або між хмарою і землею відбуваються могутні електричні розряди – блискавки. На вигляд розрізняють лінійні, плоскі, кульові і ланцюгові блискавки. Лінійні блискавки спостерігаються частіше, ніж решта видів блискавок. Тривають вони дуже короткий час – всього близько 0,2 с, хоча здатні спричинити великі руйнування і пожежі. Лінійні блискавки майже завжди супроводжуються громом. Виникнення грому пояснюється тим, що під час електричного розряду в каналі блискавки відбувається

швидко і дуже сильне нагрівання повітря до декількох тисяч градусів. Повітря миттєво розширюється і відбувається процес, аналогічний вибуху, що супроводжується звуковими хвилями – громом. На земній кулі щодня відбувається близько 1800 гроз і до 100 блискавок за секунду.

До електричних явищ в атмосфері належать також полярні саява. *Полярні саява* є світінням верхніх розряджених шарів атмосфери. Виникають полярні саява внаслідок вторгнення в атмосферу з активних областей Сонця (сонячних плям), а також і з космосу потоків швидких електронів і протонів з енергією в декілька десятків тисяч електрон-вольт. Захоплені магнітним полем Землі, електрони і протони рухаються по спіральних траєкторіях вздовж силових ліній магнітного поля з полярної області однієї півкулі в полярну область іншої і назад. На кінцях силових ліній вони підходять близько до Землі, потрапляють в шари атмосфери, де зустрічаються з молекулами повітря, іонізують їх і викликають світіння.

Просторово-часовий розподіл полярних саяв, їхня інтенсивність, форма і забарвлення залежить від активності Сонця, від стану геомагнітного поля, від щільності і складу високих шарів атмосфери, найчастіше спостерігаються на широті 66-70° обох півкуль. Нижня межа полярних саяв часто розташована на висоті близько 100 км. Верхня межа на висотах 200-400 км, а іноді досягає 1000 і 1100 км.

Вивчення спектрів полярних саяв дозволяє дізнатися про склад і температуру повітря на цих висотах, а також про процеси, що відбуваються в навколосезному космічному просторі.

Вогні святого Ельма. Деякі оптичні явища в атмосфері (наприклад, світіння і найпоширеніше метеорологічне явище – блискавка) мають електричну природу. Набагато рідше зустрічаються вогні святого Ельма – світлові блідо-голубі або фіолетові «пензлі» довжиною від 30 см до 1 м і більше, які спостерігаються переважно на верхівках щогл або кінцях рей морських суден. Іноді здається, що весь такелаж судна покритий фосфором і світиться. Вогні святого Ельма часом виникають на гірських вершинах, а також на шпильях і гострих кутах високих будівель. Це явище являє собою пензлеподібні електричні розряди на кінцях електропровідників, коли в атмосфері навколо них сильно підвищується напруженість електричного поля.

Запитання для самоперевірки

1. Як відбувається електризація хмар та опадів?
2. Які оптичні явища в атмосфері Ви знаєте?.
3. Як утворюється полярне саяво?
4. Що являють собою Вогні святого Ельма?
5. Які існують метеорологічні умови утворення радуга, гало?



Р о з д і л 12

Погода

12.1. ПОГОДА

Погода – стан нижнього шару атмосфери в даному місці у визначений момент або проміжок часу (доба, тиждень, місяць). Зумовлена фізичними процесами, що відбуваються під час взаємодії атмосфери з космосом і земною поверхнею. Характеризується метеорологічними елементами та їхньою зміною. Багаторічний режим погоди називають кліматом.

Прогноз погоди складається на основі людських знань і можливостей комп'ютера. Традиційною складовою частиною створення прогнозу є аналіз карт, що показують структуру атмосфери по горизонталі і по вертикалі. На їх основі фахівець з прогнозу може оцінити розвиток і рух синоптичних об'єктів. Використання в метеорологічній мережі комп'ютерів істотно полегшує прогноз температури, тиску та інших метеорологічних елементів. Для прогнозу погоди, крім комп'ютера, необхідні широка мережа спостережень за погодою і надійний математичний апарат. Ідеальний прогноз повинен виправдовуватися за всіма параметрами. Встановити причину помилок у прогнозі складно.

Прогнози погоди поділяються на *короткострокові* (від декількох годин до 1-2 діб), *довгострокові малої "завчасності"* (3-10 діб), *довгострокові великої "завчасності"* (на місяць і більше). Прогнози погоди складаються для території (область, край, країна, акваторії морів і т.п.), а також віддалених населених пунктів, аеропортів, авіатрас, автомобільних і залізничних магістралей і т.п. Прогнози погоди підрозділяються на *спеціалізовані*, призначені для спеціальних користувачів (авіація, судноплавство, рибний промисел, сільське господарство і т.д.), і *загального користування* - для населення.

Прогнози погоди складаються методами синоптичної метеорології. Для цієї мети за даними спостережень метеорологічних і аерологічних станцій готують синоптичні карти погоди для різних рівнів атмосфери, від земної поверхні до висоти 30 км.

Синоптична карта – це географічна карта, на якій умовними знаками (рис. 12.1) записані результати одночасних спостережень на багатьох метеорологічних станціях.

Метеорологічні спостереження - це спостереження за погодою біля поверхні землі: хмарність, явища погоди (сніг, дощ тощо), напрямок і швидкість вітру, видимість, температуру, вологість, тиск і т.д.

Аерологічні спостереження - це зондування атмосфери. Аерологічний радіолокатор приймає сигнали з радіозонда, який піднімається в атмосферу, що дозволяє вимірити напрямок і швидкість вітру, температуру, тиск і вологість до 30-40 км. Повсюдно використовується інформація, одержувана від метеорологічних супутників. Аналіз цього матеріалу дозволяє виявити на картах погоди великі атмосферні утворення: повітряні маси, їхні фронти розділу, циклони й антициклони й ін., з рухом і еволюцією яких пов'язані основні зміни погоди. На сьогоднішній день великими зональними центрами вся метеорологічна і аерологічна інформація збирається й обробляється на потужних комп'ютерах. За допомогою відповідних програм машина складає всілякі синоптичні, аерологічні, супутникові карти погоди. Крім того, за допомогою комп'ютера створюються прогностичні карти погоди, на яких нанесене майбутнє положення баричних систем, фронтів, опадів, небезпечних явищ погоди, ймовірних температур і т.д. на добу, двос - до тижня. Ці методи дають уявлення про загальне «тіло» погоди, що деталізується синоптиком для місцевих умов (близькість морів, великих річок, промислових об'єктів і т.п.).

Результати метеорологічних та аерологічних спостережень передаються у вигляді зашифрованих телеграм, які складаються із п'ятизначних цифрових груп. Кожному метеорологічному елементу, явищу в групі відведено постійне місце. Порядок груп суворо визначений. Однакові букви в групі свідчать про кількість знаків, відведених даному елементу.



Рис. 12.1. Синоптична карта погоди

Складання та розшифровка метеорологічних телеграм, нанесення даних спостережень на синоптичну карту здійснюється за допомогою коду (КН-01), який був введений в практику 1 січня 1982 року. Обов'язковим для наземних метеорологічних станцій є 7 груп першого розділу та 3 групи третього розділу.

Складання метеорологічних телеграм проводиться в такій послідовності:

Розділ 0.

Група УУGGIw

УУ – число місяця за середнім гринвіцьким часом (СГЧ), коли проводилося спостереження.

GG – строк спостереження в годинах за СГЧ.

Iw – показчик одиниць швидкості вітру і методи її визначення.

Наприклад. 19 січня о 03 годині провели спостереження за погодою. Швидкість вітру визначили з допомогою анеморумбометра М-63, то цю групу записують так: **19031**.

Група II

II – номер району, в якому знаходиться гідрометеорологічна станція,

iii – міжнародний індексний номер гідрометеорологічної станції. *Наприклад.* Гідрометеорологічна станція Вінниця за № 562 знаходиться в районі 33. Цю групу записують так: 33562.

Розділ 1.

Група Nddff

N – загальна хмарність у балах (від 0 до 10 балів кодується цифрами від 0 до 8, а 9 ставлять, коли кількість хмар невідома),

dd – напрям вітру (звідки дує, в десятках градусів).

Наприклад. Південно-східний напрям вітру кодується як 05, південно-західний - 22, західний 27 і т.д.

ff – швидкість вітру в цілих метрах за секунду.

Наприклад. Швидкість вітру 6 м/с кодується як 06, а швидкість 13 м/с - 13.

Група ISnTTT

1 – визначальна цифра групи.

Sn – знак температури повітря. При додатній температурі і при від’ємній та 0°C. Sn кодується цифрою 0, при від’ємній температурі — цифрою 1.

Наприклад. На гідрометеорологічній станції Вінниця 19 січня температура повітря – 18,2°C, а 5 травня – 19,3°C. До цієї групи слід закодувати: **11182** і **10193**.

Група 2SnTdTdTd

2 – визначальна цифра групи.

Sn – Знак температури точки роси.

TdTdTd – температура роси з десятими частинами. Кодується група 2, як група 1.

Група 3PoPoPo

3 – визначальна цифра

PoPoPo – атмосферний тиск (в гПа) з десятими частинами на рівні станції, цифра тисяча опускається.

Наприклад. Атмосферний тиск повітря на станції складає в одному випадку 1005,3 гПа, а в другому – 993,4 гПа. Для третьої групи тоді кодуємо: **30053** і **39934**.

Група 4PPPP

4 – визначальна цифра групи.

PPPP – атмосферний тиск повітря приведений до середнього рівня моря.

Кодується в такій же послідовності, як і група 3.

Група 5arrrr

5 – визначальна цифра групи.

a – характеристика баричної тенденції за останні 3 години. Характеристика баричної тенденції береться з запису барографа на станції.

rrrr – величина баричної тенденції за останні 3 години.

Наприклад. Тиск в строк спостереження на 0,6 гПа був нижчий, ніж 3 години назад. На місце 5arrrr ставлять 006. Тиск в строк спостереження був на 5,6 гПа вище, ніж 3 години назад. На місце rrrr ставлять 056.

Група (6RRRtr)

Наземні станції України не включають ці групи в розділ 1 телеграми (див. розділ 3).

Група 7wwW₁W₂

7 – визначальна цифра групи.

ww – погода в строк спостереження або упродовж останнього часу перед спостереженням. Зашифровується цифрами коду від 00 до 99.

Наприклад. Якщо стан неба в цілому не змінився, то кодуємо як 02. Зірниця кодується 13, дощ – 21, гроза з дощем або снігом 29 та ін.

W₁ W₂ – минула погода. Мається на увазі погода упродовж останніх 6 годин. W₁ і W₂ кодується від 0 до 9.

Наприклад. Дощ – 6, сніг – 7, гроза – 9.

Група 8NhC_LC_MC_H

8 – визначальна цифра групи

Nh – кількість хмар C_L або (якщо хмар C_L немає) кількість хмар C_M. Значення цифр коду для Nh (див. гр. Nddff).

C_L – хмари шарувато-купчасті, шаруваті, купчасті, купчасто-дошові.

C_M – хмари висококупчасті, високошаруваті, шарувато-дошові.

C_H – хмари перисті, перисто-шаруваті, перисто-купчасті. Хмари C_LC_MC_H кодуються за таблицею від 0 до 9.

Розділ 3.

Група 333

333 – визначальна група розділу 3

Група 1SnTxTxTx

1 – визначальна цифра групи.

Sn – знак максимальної температури повітря за 12 год., яка відноситься до даної частини доби.

TxTxTx – максимальна температура повітря за 12 год., яка відноситься до денної частини доби.

Кодується максимальна температура повітря у градусах з десятими долями аналогічно тому, як кодується температура повітря в групі 1SnTTT.

Група 6RRRt_R

6 – визначальна цифра групи.

RRR – кількість опадів у мм., які випали за період t_R. Протяжність періодів 6 год., 12 год., 18 год., 24 год., відповідно кодується цифрами коду, як 1, 2, 3, 4.

Наприклад. На станції за 12 годин випало 0,0 мм, 1,00 мм, 11,6 мм, 72,6 мм і тощо, то ці опади кодуються як 000, 001, 016, 726.

t_R – період за який з допомогою RRR передається кількість опадів, що випали. Якщо в телеграмі протяжність періоду, за яким виміряні опади складає 6 годин, то t_R кодується цифрою 1, а якщо за 12 годин – 2, за 18 год. – 3, за 24 год. – 4.

Розшифровують метеорологічні телеграми в такому ж самому порядку. Для нанесення даних на синоптичну карту використовують схеми (рис. 12.2). За індексом групи ІІІІ знаходять на карті відповідну станцію. Розшифровують телеграми. Послідовно ставлять біля пунсона станції символ або числову характеристику метеорологічного елемента.

Для наочного уявлення про розподіл атмосферного тиску на рівні моря на картах погоди проводяться через кожні 5 гПа ізолінії рівного тиску ізобари, а також ізолінії баричних тенденцій – ізотенденцій, які проводять через 1гПа.

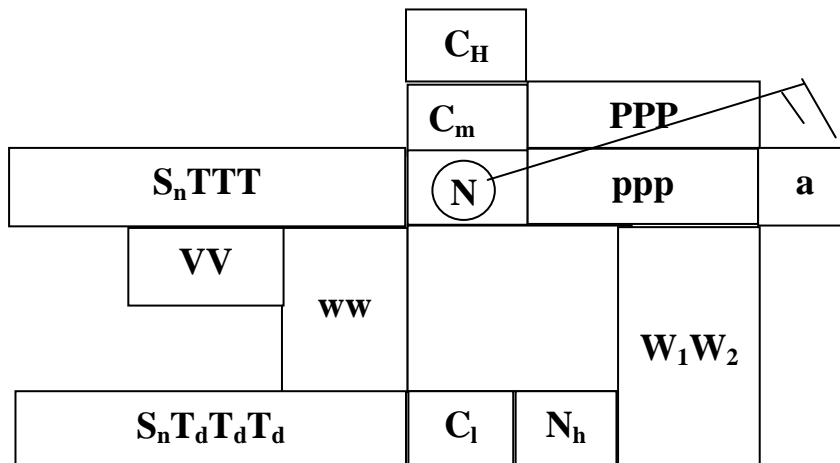


Рис. 12.2. Схема нанесення метеорологічних даних на карти ПОГОДИ

В результаті проведення ізобар виявляються області, обмежені замкнутими ізобарами. Це області низького (циклони) або високого (антициклони) тисків. На основі карт погоди наносять траєкторії циклонів і антициклонів, виявляють місця утворення фронтів. На картах погоди символами вказуються всі метеорологічні явища (грози, тумани, облогові дощі і т.д.). Зони дощів туманів зафарбовуються певними кольорами: дощі – зеленим, тумани – жовтим.

Складені так синоптичні карти використовуються для передбачення погоди. Сучасні методи прогнозу погоди – синоптичний, чисельний та за місцевими ознаками. Двома першими користуються в системі гідрометеорологічної служби, третій метод використовується обмежено для невеликої території. Синоптичний метод аналізу і прогнозу атмосферних процесів і умов погоди ґрунтується на використанні синоптичних карт і допоміжних засобів. Застосовується метод фізичної екстраполяції (визначення величин за межами їх відомих значень) і правило провідного потоку (переміщення приземних баричних систем у напрямі загального переносу повітря в середній тропосфері) на рівні 3-5 км. Цей напрям співпадає з напрямом ізогіпс карт баричної топографії АТ-700 або АТ-500 гПа.

Щоб визначити майбутнє положення циклонів, антициклонів, атмосферних фронтів, з приземної карти їх центри переносять на карту АТ-700 або АТ-500 гПа. Поблизу потрібного об'єкта обчислюють середню швидкість повітряного потоку (км/год.), зменшену на 1/3 для АТ-700, на 1/2 для АТ-500 гПа. Помноживши їх на строк прогнозу (наприклад на 3, 12, 24 год.), дістають відстань, яку пройде дана барична система за цей час. Відстань за допомогою гнучкої лінійки відкладають у масштабі карти від центра вперед за напрямом ізогіпс. При цьому, треба врахувати зміни напрямку і швидкості повітряного потоку, еволюцію баричних систем, фронтів і т.д. На основі синоптичного методу шляхом розв'язування рівнянь гідродинаміки на ЕОТ складають карти майбутнього положення атмосферних процесів, за яким оформляється текст прогнозів погоди на 12, 24 год. і т.д.

Для складання карт погоди використовують не тільки наземні дані, але й спостереження штучних супутників Землі, літакоракетного зондування атмосфери.

В залежності від споживача, прогнози погоди ділять на прогнози загального використання (загальні прогнози) і спеціалізовані.

Прогнози погоди загального використання призначаються для населення і складаються робітниками бюро погоди та іншими прогнозуючими центрами на ніч (з 21 по 09 год.), або день (09 до 21 год.) Вони передаються по радіо, телебаченню декілька разів на добу, друкуються в газетах, бюлетенях, передаються по телефонах (автовідповідач). Ці прогнози включають загальні відомості про майбутню погоду і

характеристику хмарності, кількість та фазовий стан опадів, явища погоди (дош, грози, туман, інше), напрям та швидкість вітру, значення мінімальної та максимальної температури.

Спеціалізовані прогнози погоди складаються в залежності від специфіки народного господарства в обласних гідрометеорологічних бюро погоди, авіаметеостанціями цивільного флоту (АМСЦ), в регіональних гідрометеоцентрах, в світових гідрометеоцентрах. В прогнози погоди включають всі ті гідрометеорологічні елементи та явища, які найбільш всього впливають на діяльність даного господарства. Наприклад, в авіаційних прогнозах погоди дається докладна характеристика хмарності, метеоявищ, вітру; в сільськогосподарських прогнозах – заморозки, опади; в прогнозах для наземного транспорту – туман, ожеледь, заметіль і т.д.

Завбачення погоди можна проводити і за місцевими ознаками. У метеорології під місцевими ознаками розуміють явища природи і такий характер їх зміни в часі, на основі яких можна зробити висновок про загальний стан погоди у певному пункті чи районі в даний момент, а також на майбутнє.

Місцеві ознаки поділяють на *загальні і спеціальні*. Загальні ознаки зумовлені атмосферними процесами зв'язаними з утворенням і переміщенням циклонів і антициклонів, атмосферних фронтів, повітряних мас. Спеціальні ознаки залежать від фізико-географічних особливостей даної місцевості. Спеціальні ознаки можна використовувати тільки в даному регіоні.

Метеорологи вважають прогноз таким, що виправдався, якщо його помилка менша, ніж прогноз погоди із застосуванням одного з двох існуючих методів. Перший з них, що називається *інерційним*, допускає, що характер погоди не зміниться. Другий метод виходить з того, що характеристики погоди будуть відповідати середнім місячним на дане число. Чим масштабніше явище погоди, тим на більш тривалий термін його можна прогнозувати. Наприклад, часто ступінь розвитку і шляхи руху циклонів можна прогнозувати на кілька днів уперед, але поведінка конкретної купчастої хмари може бути передбачена не більш ніж на найближчу годину.

Атмосферні процеси розвиваються хаотично. Це означає, що для прогнозу різних явищ у різному просторово-часовому масштабі необхідні різні підходи. Наприклад, прогноз тиску повітря на добу в приземному шарі є майже таким же точним, як вимірювання за допомогою метеозондів, за даними яких його перевіряли. І навпаки, важко дати детальний тригодинний прогноз переміщення шквалів.

Метеорологи поки що можуть тільки заздалегідь виділяти великі райони можливого виникнення шквалів. Коли вони зафіксовані на космічному знімку або за допомогою радіолокатора, їхнє просування можна екстраполювати тільки на одну-дві години, і тому важливо своєчасно довести прогноз погоди до населення. Прогноз несприятливих короточасних метеорологічних явищ (шквалів, граду, смерчів) називається *терміновим прогнозом*.

Розробляються комп'ютерні методики прогнозування цих небезпечних явищ погоди. З іншого боку, існує проблема довгострокових прогнозів, тобто більш ніж на декілька днів наперед, для яких абсолютно необхідні спостереження за погодою в межах усієї земної кулі, але навіть і цього виявляється недостатньо. Оскільки турбулентна природа атмосфери обмежує можливості прогнозу погоди на великій території терміном до двох тижнів, то прогноз на більш тривалий час повинен ґрунтуватися на чинниках, які передбачувані чином впливають на атмосферу і при цьому будуть відомі більш ніж за два тижні. Одним з таких чинників є температура поверхні океану.

12.2. ТИПИ ПОГОДИ

Погода нашої планети дуже різноманітна, але все ж її можна класифікувати. Розрізняють три основні групи погоди: 1) безморозну, 2) з переходом температури повітря через 0° , 3) морозну. Ці групи об'єднують 16 класів погоди, виділених за їх значенням для людини і для деяких видів її практичної діяльності.

Безморозною називають таку погоду, при якій не тільки середня добова, але і мінімальна температура повітря буває вище за 0° . У групі безморозної погоди за температурою і відносною вологістю повітря, за хмарністю, наявністю або відсутністю опадів і за силою вітру виділяються такі класи погоди: I – сонячна, дуже жарка і дуже суха; II – сонячна, жарка, суха; III – сонячна, помірно волога і волога; IV – вдень хмарна; V – вночі хмарна; VI – похмура; VII – дощова; XVI – дуже жарка і дуже волога.

У погоди з *переходом температури повітря через 0°* максимальна температура повітря за добу буває плюсовою, а мінімальна – мінусовою. У цій групі розрізняють погоду двох класів: VIII – з хмарним днем і IX – з ясним днем.

У *морозну погоду* на протязі всієї доби температура повітря буває нижчою за 0° . Вона поділяється на такі класи: X і XI – слабко і помірно морозна; XII – значно морозна; XIII – сильно морозна; XIV – жорстоко морозна і XV – надто морозна. Крім того, всередині усіх перерахованих класів розрізняють погоду з вітром і без вітру.

Якщо на метеорологічній станції кожен день вести спостереження за погодою, намагаючись віднести її до відповідних груп і класів, а результат записувати на окрему невелику картку, то за багато років (наприклад, за 10 або 20) можна отримати каталог погоди. За допомогою карток такого каталогу дуже просто підрахувати, як часто спостерігалася та чи інша погода в той або інший місяць року. Якщо для підрахунку використовується обчислювальна техніка, дані про погоду з карток каталогу наносять на перфокарту. Результати такого підрахунку або структуру клімату в погоді для наочності зображують на графіках. Побудувати і прочитати такі графіки неважко. На них по горизонталі показуються місяці року, з січня по грудень, а по вертикалі (у відсотках) вказується, як часто в даному місяці спостерігалася та або інша погода. Тривалість кожного місяця приймається за 100 %; легко здогадатися, що 10 % відповідають приблизно 3 дням, а 3,3 % – одному дню. Кожний клас погоди показаний на графіку різним кольором, і можна простежити, у який час року спостерігається дана погода, як часто вона повторюється у той чи інший період. Крім того, у нижній частині малюнка можна графічно показати річний режим окремих елементів клімату: кількість опадів, середніх, максимальних і мінімальних температур, середню добову відносну вологість тощо.

Завдання для самостійного розв'язання

1. Зробіть на географічному майданчику (учбовій метеорологічній станції) два метеорологічні спостереження з інтервалом в 1 годину, внесіть відповідні поправки до знятих метеорологічних елементів з приладів і запишіть КМ-1 (табл. 4.1):

а) за допомогою психрометричних таблиць визначте абсолютну та відносну вологість, максимальну пружність, точку роси для станційного і аспіраційного психрометрів за даними своїх спостережень;

б) зашифруйте синоптичним кодом КН-01 свої спостереження у вигляді метеорологічної телеграми;

в) внесіть свої спостереження, в зошит, як на карту погоди (див. код КН-01).

КНИЖКА КМ-1

для запису метеорологічних спостережень на учбовій метеорологічній станції ВДПУ
імені Михайла Коцюбинського

Число			Спостереження					
			1			2		
Видимість, км								
Хмар- ність	Кількість	загальна						
		нижня						
	Форма	верхня						
		середня						
		нижня						
	Висота нижньої межі							
Стан поверхні ґрунту								
Погода між строками W_1W_2								
Погода в строк спостереження ww								
Вітер								
Атмосферні явища								
Опади								
На повер- хні ґрунту	Строковий термометр							
	Мінімальний термометр	спирт.						
		штифт.						
	Максимальний термометр	відлік						
після стрях.								
В пси- хамет- ричній будці	Сухий термометр							
	Змочений термометр							
	Мінімальний термометр	спирт.						
		штифт.						
	Максимальний термометр	відлік						
		після стрях.						
	Гігрометр							
Абсолютна вологість								
Відносив вологість								
Максимальна пружність								
Дефіцит вологості								
Точка роси								
Барометр								
Тиск на рівні моря								

2. Розшифруйте синоптичні телеграми за допомогою коду КН-01 (телеграми видає викладач) і нанесіть їх на карту погоди. Проведіть ізобари, ізотерми та атмосферні фронти.

3. Порівняйте і письмово проаналізуйте синоптичні приземні та висотні карти (карти видає викладач) за декілька діб (строків).

- опишіть зміну атмосферного тиску в циклонах і антициклонах;
- виявіть напрям і швидкість переміщення цих систем за минулий строк;
- виявіть, як змінювалось положення фронтальних розділів і погода на них за вказаний строк;

г) обчисліть майбутнє положення циклонів (антициклонів) та атмосферних фронтів через добу;

д) складіть пробний варіант загального прогнозу погоди для вказаних викладачем районів Євразії та України включивши такі елементи: хмарність, опади, температуру, швидкість вітру, атмосферні явища.

4. Складіть огляд синоптичного положення умов погоди над північною півкулею і Україною за картами погоди, які видає викладач.

5. Проаналізуйте карти погоди (видає викладач) та складіть письмовий огляд переміщення і еволюції основних баричних та фронтальних систем над Євразією та Північною Америкою. Вкажіть основні характеристики погоди над різними географічними районами (район вказує викладач).

6. Складіть у вигляді таблиці місцеві ознаки погоди.

Запитання для самоперевірки

1. Що таке погода? Від чого вона залежить?
2. Які метеорологічні спостереження проводять за допомогою приладів, а які візуально?
3. Які існують методи аналізу і прогнозу атмосферних процесів і умов погоди?
4. На які класи поділяють погоду?
5. Що таке синоптична карта? Які види їх існують та як їх складають?
6. Як побудований синоптичний код КН-01?
7. Яка роль метеорологічних супутників у прогнозуванні погоди?
8. Що називають терміновим та інерційним прогнозом погоди?



Р о з д і л 13

Клімат

Давньогрецький астроном Гіппарх (II ст. до н. е.) умовно розділив поверхню Землі паралелями на широтні зони, які різняться за висотою полуденного стояння Сонця у найдовший день року. Ці зони були названі кліматом (від грецьк. *klima* – нахил, що спочатку означав «нахил сонячних променів»). Таким чином, було виділено 5 кліматичних зон: одна жарка, дві помірних і дві холодних, які й склали основу географічної зональності земної кулі. Понад 2000 років термін «клімат» вживався саме в такому значенні. Але після 1450 р., коли португальські мореплавці перетнули екватор і повернулися на батьківщину, з'явилися нові факти, що викликали необхідність переглянути класичні переконання. Серед відомостей про світ, отриманих під час подорожей першовідкривачів, були і кліматичні характеристики виділених зон, що дозволило розширити тлумачення поняття «клімат».

Кліматичні зони вже не були лише математично розрахованими за астрономічними даними районами земної поверхні (тобто жарко і сухо там, де Сонце підіймається високо, а холодно і сиро там, де воно знаходиться низько, а тому гріє несильно). Було виявлено, що кліматичні зони не просто відповідають широтним поясам, як це уявлялося раніше, а мають неправильні контури. Сонячна радіація, загальна циркуляція атмосфери, географічний розподіл материків та океанів і найбільші форми рельєфу – головні чинники, що впливають на клімат суходолу.

З географічних чинників, що впливають на клімат окремого регіону, найбільш істотні широта і висота місцевості, близькість її до морського узбережжя, особливості орографії і рослинного покриву, наявність снігу і льоду, ступінь забруднення атмосфери. Ці чинники ускладнюють широтну зональність клімату і сприяють формуванню його місцевих варіантів. Отже, клімат - це багаторічний режим погоди у даній місцевості.

13.1. КЛІМАТОУТВОРЮЮЧІ ЧИННИКИ

Типовий стан атмосфери – багаторічний режим погоди – визначається складним сполученням ряду чинників, серед яких головне місце належить радіаційному балансу, циркуляції атмосфери і характеру підстильної поверхні.

На Землі за умови однорідної, досить вологої поверхні кліматичні відмінності залежали б від двох перших чинників і їхні зміни в просторі були б строго зональними, тобто були б ідеально виражені кліматичні пояси.

В *екваторіальному поясі* багато тепла, що рівномірно розподіляється протягом року. Річні амплітуди коливання температури менші, добових. Вміст вологи в повітрі значний, відносна вологість велика. Постійні вітри відсутні. Переважає підняття повітря, що супроводжується утворенням хмар і випаданням зливових опадів. У цій зоні формується екваторіальна повітряна маса.

У *тропічному поясі* сонячного тепла надходить влітку більше, ніж взимку, але зима тепла. Панують антициклони і пасатні вітри, тому опадів мало. Тропічна зона-місце формування тропічного повітря.

У *помірному поясі* тепло розподілене протягом року дуже нерівномірно. Різко виражені термічні сезони. Циркуляція атмосфери складна, переважають західні вітри. Характерна циклональна діяльність. У зв'язку з цим опади випадають часто, причому взимку у вигляді снігу. У помірних широтах знаходиться осередок формування помірної повітряної маси.

В *арктичному (антарктичному) поясі* тепла мало. Річні амплітуди температури невеликі. Переважає антициклоніальна діяльність. Опадів мало. Формується арктичне (антарктичне) повітря.

Сезонні зміщення чотирьох описаних кліматичних поясів створюють три проміжних пояси, у яких процеси влітку йдуть так, як у поясі, сусідньому з боку екватора, а взимку так, як у поясі, сусідньому з боку полюса. Це пояси змінного панування двох різних географічних типів повітряних мас. Між екваторіальним і тропічним поясами знаходиться *субекваторіальний пояс*, що відрізняється вологим літом і сухою зимою. Влітку в ньому панує екваторіальне повітря, взимку – тропічне. Між тропічними і помірними поясами лежить *субтропічний пояс* із сухим літом і вологою зимою. Повітряні маси влітку тропічні, взимку – помірних широт. Між поясами помірним і арктичної (антарктичним) виділяється *субарктичний (субантарктичний) пояс* з пануванням арктичного (антарктичного) повітря взимку і повітря помірних широт влітку.

В реальних умовах величезне кліматоутворююче значення має підстильна поверхня, розподіл суходолу і води, течій, рельєф, колір поверхні тощо. Характер підстильної поверхні, впливає на складові радіаційного балансу і на циркуляцію атмосфери.

Наявність водної поверхні і суходолу пояснює існування майже у всіх кліматичних поясах двох різних кліматів – морського і континентального. При поглинанні однакової кількості тепла вода нагрівається в 2-3 рази повільніше, ніж суходіл, і проохолоджується вона повільніше. Середня величина альбедо водної поверхні на 10-20% нижча альбедо суходолу (без снігу), тому за однакових умов вода поглинає більше тепла. На нагрівання повітря, що стикається з водою, остання витрачає усього близько 0,4% поглиненої радіації. Випромінювання води і суходолу майже однакове. В загальному, радіаційний баланс водної поверхні в помірних широтах більший, ніж баланс поверхні суходолу, і температура її в середньому (без врахування впливу течій) вища. В низьких широтах ситуація інша, тому що Океан віддає багато тепла на випаровування, а суходіл одержує багато тепла. Добові амплітуди коливання температури над Океаном дуже малі (до 1°), більше добових, але менше, ніж амплітуди коливання температури на суходолу. Вони збільшуються за рахунок проникнення континентального повітря із суходолу. Річні максимуми і мінімуми температури, запізнюються на 1-2 місяці. Тому весна над Океаном холодніше осені.

Різний термічний режим поверхні води і суходолу визначає протилежний річний хід тиску: у помірних широтах взимку відбуваються поглиблення баричних мінімумів над Океаном і посилення максимумів над материками, влітку – навпаки. Внаслідок змін тиску по сезонах над материками й океанами виникає мусонна циркуляція.

Відносна вологість повітря над Океаном вища, що особливо помітно влітку; хмарність більша, частіше виникають тумани; менша тривалість сонячного сяйва.

Над Океаном і на суходолі, що потрапляє під вплив морських повітряних мас, опади випадають частіше, ніж в глибині материка.

Величезний вплив на формування клімату Океану і прибережних частин материків здійснюють океанські течії.

Теплі течії сприяють нестійкості повітря, розвитку конвекції, випаданню опадів. Холодні течії зменшують стійку стратифікацію і послабляють вертикальний обмін повітря і водяної пари. Випаровування вологи над теплою течією інтенсивніше, ніж над холодною. В Атлантичному океані в помірних широтах (50° пн.ш.) над теплою течією випаровується шар вологи до 130 см на рік, над холодною – і близько 63 см. У тропічних і субтропічних поясах випаровування над теплими течіями місцями досягає 2000 см на рік. Над холодними течіями дуже часто виникають тумани.

В всіх океанах, крім Північного Льодовитого, існує система течій, в результаті якої біля східних берегів материків в тропічних широтах проходять теплі течії, в помірних – холодні. Біля західних берегів, навпаки, в тропічних широтах течії холодні, в помірних – теплі. Таким чином, теплі і холодні течії у всіх

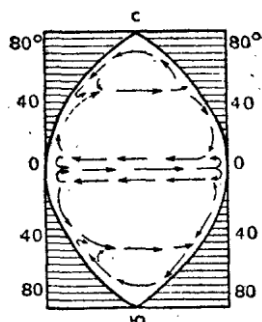


Рис.13.1.
Схема течій
світового океану

кліматичних поясах підтримують температурні розбіжності між західними і східними частинами Океану, викликаючи порушення в зональному розподілі ідеальних кліматичних поясів.

Великий і різноманітний вплив на клімат рельєфу. Особливо сильно цей вплив проявляється в горах, де зміна з висотою всіх метеорологічних елементів призводить до формування вертикальних кліматичних поясів.

Із збільшенням висоти радіаційний баланс поступово зменшується. Зростаюча інтенсивність сонячної радіації не покриває випромінювання, що збільшується ще інтенсивніше. При піднятті на 100 м спостерігається зниження температури в середньому на $0,6^{\circ}$. Взимку і вночі влітку, коли холодне повітря стікає в зниження, виникає інверсія. Цим пояснюється той факт, що у Верхоянську, на висоті 120 м над рівнем моря, середня температура лютого – $48,8^{\circ}$, а на Верхоянському хребті (Семенівський рудник), на висоті 1020 м, на 18° вища.

Кількість опадів з висотою зростає до певної межі, вище якої вона починає зменшуватися. В Гімалаях така межа знаходиться на висоті 1000-1500 м, в Центральному Кавказі на висоті 2500 м, у горах Середньої Азії – на висоті 3000 м взимку і 4000 м влітку.

На великих висотах випадає сніг. Там, де протягом теплого періоду сніг не встигає розтавати, утворюються льодовики. Значні відмінності клімату викликаються експозицією і крутістю схилів, а також характером форм рельєфу, що ускладнює умови радіаційного і вітрового режиму.

Гірські хребти деформують повітряні течії, як місцеві, так і загальної циркуляції атмосфери. Навіть невисокі плоскі гори, розташовані на рівнині, впливають на лінії повітряних потоків у середній тропосфері. Як правило, хребти активізують циклональну діяльність і викликають збільшення хмарності й опадів на навітряних схилах. Нерідко вони є природною межею між різними масами повітря. Рухаючись, холодне повітря розтікається шаром порівняно невеликої потужності, і хребти затримують його поширення. Наприклад, завдяки цьому на Кримському і Кавказькому узбережжях Чорного моря взимку зберігається тепла погода.

Клімат відображує всю розмаїтість характеру підстильної поверхні, на його формування впливають сніг і лід, що покривають поверхню, ґрунтовий і рослинний покриви тощо.

Під впливом підстильної поверхні порушується однорідність кліматичних поясів, що виявляється в відмінності кліматів, які формуються в межах поясу, у порушенні широтних мас і в появі кліматів з незональними ознаками.

Великі відмінності в характері поверхні (наприклад, розподіл суходолу і води) позначаються в шарі атмосфери потужністю декілька тисяч метрів і призводять до формування різних кліматів над великими ділянками поверхні – до формування макрокліматів.

Менш значні, місцеві відмінності характеру поверхні (наприклад, розподіл лісових масивів і полів) впливають на шар тропосфери висотою декілька сотень (300-600) метрів і сприяють формуванню місцевих кліматів в межах макрокліматів.

13.2. КЛАСИФІКАЦІЯ МАКРОКЛІМАТІВ

Чинники кліматоутворення, діючи в різноманітних сполученнях, створюють таке різноманіття кліматів, у якому неможливо розібратися без їхньої класифікації. Важко знайти два зовсім однакових клімати, але, виявивши основні риси подібності і розходжень, можна згрупувати їх по одній чи за декількома ведучими ознаками.

Перші класифікації кліматів з'явилися в 70-х рр. XIX ст. і мали описовий характер. Виділені кліматичні провінції називалися за географічною назвою місць їхнього розташування (Капська, Каліфорнійська тощо). Кількість провінцій у класифікації, запропонованої А.Зупаном¹, досягає 103.

В свій час широке застосування у всіх країнах одержала класифікація кліматів, створена В.П. Кеппеном² в період 1900-1936 рр. В основу класифікації кліматів Кеппен поклав відмінності в температурі і зволоженні, вважаючи головним не однакову середню річну температуру, а наявність чи відсутність чітко вираженої зміни пір року. В.П. Кеппен виділяє п'ять кліматичних поясів: А – жаркий, В – сухий, С – помірно-теплий, Д – помірно-холодний, Е – холодний.

Пояси В, С, Д і Е повторюються по одному в кожній півкулі.

Пояс А. Середня температура самого холодного місяця не нижча $+18^{\circ}\text{C}$. Річна сума опадів не менше 75 см. Межі пояса: липнева ізотерма $+18^{\circ}\text{C}$ на півночі і січнева ізотерма $+18^{\circ}\text{C}$ на півдні.

Пояс В. Межі визначаються співвідношеннями середньої річної температури (t) і річної кількості опадів (r), при цьому враховується характер розподілу опадів протягом року: 1) при переважанні зимових опадів $r < 2t$; 2) при переважанні літніх опадів $r < 2t+14^{\circ}\text{C}$; 3) при рівномірному зволоженні $r < 2t+7^{\circ}\text{C}$.

Формули співвідношення t і r виведені Кеппеном емпірично.

У поясі В виділяються клімат степів BS і клімат пустель BW³. У пустелях межа посушливості в 2 рази менша, ніж у степах, і співвідношення річної кількості опадів і температури відповідно змінюється: 1) $r < t$; 2) $r < +14$; 3) $r < t + 7^{\circ}\text{C}$.

Пояс С. Середня температура самого холодного місяця нижча $+18^{\circ}\text{C}$, але не нижче -3°C . Може випадати сніг, але стійкого покриву не утвориться.

Пояс Д. Середня температура самого холодного місяця нижче -3°C . Середня температура самого теплого місяця не нижче $+10^{\circ}\text{C}$. Річна кількість опадів більша межі посушливості; утвориться стійкий сніговий покрив. Пояс обмежений з боку екватора ізотермою -3°C самого холодного місяця, з боку полюса ізотермою $+10^{\circ}\text{C}$ самого теплого місяця.

Межа поясу з боку екватора ізотерма $+18^{\circ}\text{C}$ самого холодного місяця, з боку полюса ізотерма -3°C самого холодного місяця.

Пояс Е. Середня температура самого теплого місяця нижче $+10^{\circ}\text{C}$. Межа поясу – ізотерма $+10^{\circ}\text{C}$ самого теплого місяця – межа поширення лісу. Клімат холодного поясу поділяється на клімат тундри (ЕТ) і клімат морозу (ЕФ)⁴. Межа між ними – ізотерма 0° самого теплого місяця.

У поясах А, С, Д розрізняються клімати з сухою зимою (w), і сухим літом (s) і з рівномірним зволоженням (f).

В.П. Кеппен виділив одинадцять основних типів клімату:

Af – вологих тропічних лісів;

Aw – саванн;

BS – степів;

BW – пустель;

Cs – середземноморський;

Cw – китайський;

Cf – теплий (помірно-теплий), вологий;

Dw – забайкальський;

Df – холодних вологих зим;

ЕТ – тундри;

ЕФ – снігів.

Буквенне позначення формули клімату – В.П. Кеппен вважав головним і не додавав великого значення назвам. Букви в кліматичній формулі ставлять у порядку важливості позначаються ними чорт клімату. Формула може складатися з трьох букв, наприклад: Cfa, Cfb, Cfc. Буква а показує, що середня температура самого теплого місяця вище $+22^{\circ}\text{C}$; b позначає, що принаймні 4 місяці в році мають середню температуру вище $+10^{\circ}\text{C}$; якщо кількість місяців із середньою температурою $+10^{\circ}\text{C}$ від одного до трьох, то

ставиться буква с. Буквою d користаються, коли потрібно показати, що температура самого холодного місяця нижче -38°C, наприклад Dwd.

Класифікація кліматів, розроблена В.П. Кеппеном, відрізняється великою стрункістю, чіткістю і зручна для користування. До недоліків її відносять штучне виділення межі посушливості (див. клімат В) і вживання тих самих показників для позначення кліматів гір і низовин.

З класифікацією В.П. Кеппена багато в чому подібна класифікація, створена Л.С. Бергом (1924)⁵, але остання більш географічна: у ній враховано тісний взаємозв'язок клімату з рельєфом, з ґрунтовим і рослинним покривом.

Л.С. Берг виділяє: клімат низовин, що поділяється на клімат океанів і суходолу, і клімат височин, що поділяється на клімат нагір'їв і плато, клімат гірських країн і окремих гір.

У кліматі низовин (і океанів, і суходолу) по напрямку від полюсів до екватора розрізняються 11 кліматичних поясів (зон), що відповідають 11 типам клімату: клімат тундри; тайги; листяних лісів помірної зони; муссонів помірної зони; степів; нетропічних пустель; середземноморський; субтропічних лісів; тропічних пустель; саван; вологих тропічних лісів.

Враховується, що над Океаном ці клімати виражені в більш помірній (пом'якшеним впливом Океану) формі. На плоскогір'ях і в горах у загальному повторюються ті ж типи клімату, що й на низовинах. Вище снігової лінії (вище нульової ізотерми самого теплого місяця) виділяється 12-й тип клімату – клімат вічного морозу.

Класифікації кліматів В.П. Кеппена і Л.С. Берга базуються на зовнішніх якостях і особливостях кліматів і не розкривають причин їхнього утворення.

Таблиця 13.1.

Порівняння класифікацій кліматів Л.С.Берга, В.П.Кеппена, Б.П.Алісова

За Б.П.Алісовим	За Л.С.Бергом	За В.П.Кеппеном
Екваторіальний пояс	Клімат вологих тропічних лісів	Af
Субекваторіальний пояс	Клімат саван	Aw
Тропічний пояс	Клімат пустель	Bw
Субтропічний пояс	Клімат вологого субтропічного лісу	Cs
Помірний пояс	Середземноморський Мусонний клімат напівпустель, степів, лісів, східних берегів	Df, Cf, Cw, Bs
Субарктичний пояс	Клімат тайги	Dw
Арктичний пояс (антарктичний)	Клімат тундри і вічного морозу	ET EF

¹ А.Зупан (1847-1920) - німецький географ, автор праці «Основи фізичної географії»

² Кеппен Володимир Петрович (1846—1940) – син російського академіка П.И.Кеппена. З 1875 р. жив у Німеччині. Автор праці «Основи кліматології», Учпедгиз, М, 1938

³ S і W-початкові букви слів Steppe (степ) і Wüste (пустеля). ⁴ Tundre — тундра. Frost — мороз.

⁵ Берг Лев Семенович (1876-1950), фізикогеограф і біолог, академік АН СРСР (1946).

⁶ Алісов Борис Павлович (1891-1972), радянський кліматолог, доктор географічних наук, створив генетичну класифікацію кліматів земної кулі, здійснив кліматичне районування СРСР та зарубіжних країн

У кожному кліматичному поясі чотири типи клімату: материковий, океанічний, клімат західних і клімат східних берегів. Крім того, у зв'язку з умовами рельєфу виділяються високогірні клімати відповідного пояси. У класифікації Алісова трохи переоцінюється значення повітряних мас як відособлених типів, з притаманними тільки їй властивостями. Відповідно за межі кліматичних поясів приймаються фронти, що відрізняються розпливчастістю, переривчастістю і мінливістю. Разом з тим у цій класифікації розкривається суть процесу кліматоутворення, показана не тільки система кліматів, але і причини їхнього утворення.

13.3. КЛІМАТИ ЗЕМНОЇ КУЛІ

Клімати екваторіального поясу. Кількість сумарної сонячної радіації – 185-215 Вт/м² на рік. Радіаційний баланс на материку – 105-110 Вт/м², на Океані – 130-160 Вт/м² у рік. Переважають знижений тиск, слабкі вітри, які сприяють розвитку термічної конвекції.

Випаровування велике, як над Океаном, так і над материком, покритим густою рослинністю. Абсолютна вологість повітря на суходолі становить 30 г/м³, відносна вологість – 70% навіть у найбільш сухих місцях. Середньомісячна температура повітря змінюється від +24°C до +28°C. Кількість опадів майже усюди перевищує можливе випаровування і досягає в середньому 2000 мм на рік. Найбільша кількість опадів припадає загалом на періоди рівнодення, але ця закономірність не скрізь витримується.

Континентальний і океанічний типи екваторіального клімату розрізняються дуже мало.

У високогірному екваторіальному кліматі температура трохи нижча, кількість опадів менша (у зв'язку із зменшенням з висотою вмісту вологи). На висоті 4500 м знаходиться межа вічних снігів.

Клімати субекваторіальних поясів (поясів тропічних мусонів). Цей клімат складається як би з двох кліматичних режимів: у літній півкулі екваторіальний мусон рухається від екватора і приносить вологу; у зимовій півкулі мусон дме до екватора від тропіків, вологість повітря при цьому зменшується.

Континентальний субекваторіальний клімат формується на всіх континентах. Межа екваторіальних мусонів у внутрішніх частинах континентів лежить в середньому близько 18° пн.ш. Особливо далеко від екватора межа екваторіальних мусонів знаходиться в Азії (Індостан, Індокитай).

Континентальний субекваторіальний клімат характеризується вологим літом, сухою зимою і посушливою жаркою весною. На рівнинах з віддаленням від екватора кількість опадів зменшується. Річний хід температури має два мінімуми (взимку і влітку) і два максимуми (навесні і восени). Деяке зниження температури влітку викликається впливом екваторіального повітря, що у цей час холодніше тропічного (до 5 °C). Кількість опадів рідко перевищує 2000 мм на рік.

У гірських районах температура з висотою знижується, але характер річного ходу метеорологічних елементів зберігається. На схилах, що приймають на себе екваторіальні мусони, кількість опадів різко збільшується, досягаючи граничної кількості (Черрапунджі).

Океанічний субекваторіальний клімат спостерігається на всіх океанах (крім Північного Льодовитого) у північній півкулі, над всією територією Індійською і західною частинами Тихого та Атлантичного океанів. Межа його поширення лежить у близько 12° широти. Поблизу цієї границі частіше виникають тропічні циклони.

Літо в океанічному субекваторіальному кліматі більш вологе і на 2-3°C тепліше, ніж зима. Від континентального різновиду цього клімату він відрізняється більшою вологістю повітря і менш високою температурою.

Клімати тропічних поясів. Річна кількість сумарної радіації внаслідок малої хмарності в тропічному поясі більша, ніж в екваторіальному: на материку – 240-265 Вт/м²

за рік, на Океані – 210 Вт/м^2 за рік. Однак, у зв'язку з тим що ефективно випромінювання теж дуже велике, радіаційний баланс складає всього 80 Вт/м^2 за рік на материк і $105\text{-}130 \text{ Вт/м}^2$ за рік на Океані.

В антициклонах над океанами й у баричних депресіях термічного походження над материками формується тропічне повітря, що відрізняється від повітря на екваторі меншою вологістю. Для континентального тропічного повітря це характерно дуже малим випаровуванням, для морського - стійкою стратифікацією пасатів (пасатною інверсією), що заважає вертикальному обміну і переносу вологи в більш високі шари тропосфери.

Континентальний тропічний клімат дуже сухий і жаркий, з великими добовими амплітудами коливання температури повітря (до $+40^\circ\text{C}$). Середня річна амплітуда температури повітря близько $+20^\circ\text{C}$. Відносна вологість влітку близько 30 %. Цей клімат характерний для внутріматерикових пустель тропічного поясу.

З висотою температура повітря падає, кількість опадів зростає. Снігова лінія розташовується приблизно на висоті 5300 м, в особливо захищених областях піднімається до 6000 м.

Океанічний тропічний клімат схожий з екваторіальним, тому що добові і річні амплітуди коливання температури над Океаном порівняно незначні, відрізняється від екваторіального меншою хмарністю і стійкими вітрами.

Тропічний клімат західних узбережь континентів дуже своєрідний. Він характеризується порівняно низькою температурою повітря ($18\text{-}20^\circ\text{C}$) і малою кількістю опадів (менш 100 мм у рік) при великій вологості повітря (80-90 %). Це клімат прибережних пустель (Західна Сахара, Наміб, Атакама, Каліфорнійська).

На формування клімату західного узбережжя материків у тропічному поясі впливають холодні течії і надходження повітря в східній частині субтропічного максимуму (антициклону) з боку помірних широт, які підсилюють інверсію, існуючу в пасатах. У результаті межа температурної інверсії розташовується нижче рівня конденсації і конвекція не розвивається, а отже, не утворюються хмари і не випадають опади. Річний хід температури такий самий, як в океанічному типі. Дуже часті тумани, розвинута бризова ситуація.

З висотою температура повітря спочатку дещо зростає (тому що вплив холодних течій зменшується), потім знижується; кількість опадів не збільшується.

Тропічний клімат східних узбережь континентів відрізняється від клімату західних узбережь більш високою температурою і великою кількістю опадів. Завдяки впливу теплих течій і повітря, принесеного в західній частині антициклону від екватора, пасатна інверсія ослаблена і не перешкоджає конвекції.

У горах на навітряних схилах опадів більше, але з висотою їхня кількість не зростає, тому що пасати вологі тільки в нижньому шарі. На підвітряних схилах опадів мало.

Клімати субтропічних поясів. Взимку радіаційний режим і характер циркуляції складаються майже так само, як і в помірному поясі, влітку – так само, як і в тропічному поясі.

У порівнянні з тропічним поясом річна кількість сонячної радіації зменшується приблизно на 20 %, її сезонні зміни стають більш помітними.

Влітку над океанами добре виражені антициклони, над материками – області зниженого тиску. Взимку в субтропічному поясі переважає циклонічна діяльність.

Континентальний субтропічний клімат. Літо жарке, сухе. Середня температура літніх місяців 30°C і вище, максимальна понад 50°C . Зима відносно холодна, з опадами. Річна кількість опадів близько 500 мм, а на навітряних схилах гір – у чотири-п'ять разів більше. Взимку випадає сніг, але стійкий сніговий покрив не утворюється.

З висотою кількість опадів збільшується. Температура повітря знижується, і вище 2000 м над рівнем моря взимку протягом короткого часу зберігається сніговий покрив.

Океанічний субтропічний клімат відрізняється від континентального субтропічного більш рівномірним річним ходом температури повітря. Середня температура найбільш теплого місяця близько $+20^{\circ}\text{C}$, найбільш холодного близько $+12^{\circ}\text{C}$.

Субтропічний клімат західних узбережь материків (середземноморський). Літо нежарке, сухе. Зима відносно тепла, дощова. Влітку узбережжя потрапляє під вплив східної периферії субтропічного антициклону (див. клімат західних узбережь тропічного поясу). Взимку тут панує циклонічна діяльність.

Субтропічний клімат східних узбережь має мусонний характер. Зима порівняно з іншими кліматами цього поясу холодна і суха, літо жарке і вологе. Цей клімат добре виражений тільки в північній півкулі, і особливо на східному узбережжі Азії.

Клімати помірних поясів. Радіаційний баланс у середньому за рік у два рази менший, ніж у тропічному поясі, що в значній мірі залежить від хмарності. При цьому влітку він дещо відрізняється від радіаційного балансу тропічного поясу, взимку ж на материку радіаційний баланс негативний. Розвиток циклонічної діяльності забезпечує меридіональне перенесення повітря. Опади пов'язані загалом з проходженням циклонів.

Континентальний помірний клімат материків північної півкулі. Літо тепле (може бути жарким), зима холодна із стійким сніговим покривом.

Радіаційний баланс становить в середньому за рік $25\text{--}30 \text{ Вт/м}^2$, у літні місяці він мало відрізняється від тропічного (80 Вт/м^2), а в зимові має від'ємні величини.

Влітку над материками відбувається інтенсивна трансформація повітряних мас, що надходять з океанів і з півночі. Повітря, додатково зволожиться за рахунок вологи, що випаровувалася з поверхні материка. Взимку повітря вихолоджується в антициклонах. Температура падає нижче -30°C . Опадів більше влітку, але тривала трансформація повітря може призвести до посухи.

У горах влітку значно холодніше, ніж на рівнині, а взимку на рівнині (в результаті вторгнення холодних мас повітря) часто холодніше, ніж у горах. На схилах гір, особливо на західних, звернених назустріч пануючим вітрам, опадів більше, ніж на рівнині.

Океанічний помірний клімат. Радіаційний баланс поверхні океанів в середньому за рік у 1,5 рази більший, ніж на материках. Теплі течії приносять у помірні широти майже стільки ж тепла, скільки забезпечує радіаційний баланс. Значна кількість тепла витрачається на випаровування, інша витрачається на нагрівання атмосфери (турбулентний теплообмін) взимку.

Зима над океанами значно тепліша, ніж над материками, літо прохолодніше. Протягом року розвинута циклонічна діяльність.

Помірний клімат західних узбережь материків формується під впливом західного переносу повітря з Океану на материк; відрізняється від континентального меншими річними коливаннями температури. Опади випадають досить рівномірно протягом року.

Помірний клімат східних узбережь материків зумовлений переміщенням повітря влітку з Океану на материк, взимку – з материка на Океан. Літо дощове, зима суха, холодна. Холодні течії знижують літню температуру повітря, навесні і на початку літа вони сприяють утворенню туманів.

Клімати субарктичного і субантарктичного поясів. *Континентальний субарктичний клімат* формується тільки в північній півкулі. Радіаційний баланс $10\text{--}15 \text{ Вт/м}^2$ за рік. Літо відносно тепле, коротке, зима сувора. Річна амплітуда коливання температури дуже велика. Опадів мало (менше 200 мм у рік). Влітку переважають вітри північних напрямків. Повітря, що надходить з півночі і трансформується над материком схоже за своїми властивості до арктичного.

У горах взимку спостерігаються інверсії. Дуже великі відмінності між літньою і зимовою температурами в зниженнях рельєфу, де обмін повітря ослаблений.

Океанічний субарктичний і субантарктичний клімат не має різких розходжень між температурою зими і літа. Річна амплітуда температури не більше $+20^{\circ}\text{C}$. Протягом року розвинута циклонічна діяльність.

Клімати арктичного й антарктичного поясів. Радіаційний баланс за рік у середньому дорівнює нулю. Сніговий покрив не розтає протягом року. Велика відбивна здатність снігу призводить до того, що навіть влітку радіаційний баланс дуже малий. Так, на ст. Піонерська (70° пд.ш.) при сумарній радіації в грудні 380 Вт/м² за міс. радіаційний баланс на поверхні снігу становить менше 30 Вт/м².

Переважає антициклонічна погода сприяє постійному охолодженню повітря в центральних районах Арктики й Антарктики. Опадів мало. Однак опади і конденсація вологи на холодній поверхні снігу разом перевищують випаровування.

Континентальний полярний клімат добре виражений у південній півкулі. Характеризується дуже суворою зимою і холодним літом. Від'ємну середню температуру мають всі місяці. Відзначено мінімальну температуру -88,3°C.

Океанічний полярний клімат північних полярних областей формується над поверхнею Океану, покритого льодом. У надходженні тепла взимку помітну роль відіграє тепло океанічних вод, що проникає через лід. З жовтня по квітень радіаційний баланс негативний, з травня по вересень – позитивний.

Середня температура січня в центрі Арктики (-40°C) вища, ніж на північному сході Азії. Влітку в результаті втрати великої кількості тепла на танення снігу і льоду і на випаровування температура становить близько 0°. Погода влітку переважно похмура. Опадів мало (близько 100 мм на рік).

13.4. МІКРОКЛІМАТ ТА МЕТОДИ ЙОГО ДОСЛІДЖЕННЯ

Мікроклімат – це місцеві особливості клімату, зумовлені неоднорідністю будови підстильної поверхні.

У кожній місцевості з певним типом клімату є ділянки земної поверхні з різними властивостями. Це ліси й галявини, сади і поля сільськогосподарських культур, горби, схили різної крутизни та орієнтації, долини, річки, озера, болота тощо. У приземному тонкому шарі відбувається взаємодія атмосфери з землею поверхнею і тому метеорологічні величини над цими ділянками дещо різні. Це значить, що в умовах одного й того клімату є різні мікрокліматичні ділянки.

Неоднорідність підстильної поверхні визначає відмінності при засвоєнні сонячної радіації, ефективного випромінювання, і як наслідок, радіаційного балансу поверхонь, а також відмінності нерадіаційного обміну теплом з атмосферою. В результаті тут виникають мікрокліматичні особливості температури повітря та ґрунту, випаровування, вологості повітря та режиму вітру.

Мікрокліматичні особливості добре проявляються в тонкому приземному шарі повітря. Уже на висоті стандартної метеорологічної будки (2 м) і вище взаємний вплив різних ділянок зрівноважується і ми одержуємо метеорологічні величини, характерні для даної місцевості. Найкраще виражені мікрокліматичні особливості ділянок при ясній тихій погоді. При хмарній погоді є лише розсіяна радіація і всі ділянки одержують однакову кількість тепла. При вітряній погоді особливості ділянок також згладжуються внаслідок інтенсивного перемішування повітря.

Мікрокліматичні особливості можна виявити і в товщому шарі повітря, який досягає кількох десятків метрів. Це стосується садів, виноградників і, особливо, лісу. Сукупність дерев змінює умови засвоєння сонячної радіації, ефективного випромінювання та режиму вітру, що відбивається на температурі й вологості повітря та ґрунту у шарі значної товщини.

Крім поняття “мікроклімат” існує ще поняття “мезоклімат”. Мезоклімат – це кліматичні умови, які за масштабом є проміжним між кліматом і мікрокліматом. Замість терміну “мезоклімат” інколи використовують термін “місцевий клімат”. Мезоклімат формується під впливом великих і середніх неоднорідностей територій, наприклад

узбережжя моря, місто тощо. Що стосується водойм та рельєфу, то деякі автори встановлюють їх граничні горизонтальні та вертикальні розміри. Але ніхто не зможе пояснити, чому до мікроклімату відносять річки шириною менше 1 км, а не менше 500 чи 800 м.

Бажаючи узгодити між собою різні поняття, С.П. Хромов пропонував пов'язати їх з таксономічними одиницями ландшафту. Термін клімат, на його думку, слід вживати відносно до географічного ландшафту, мезоклімат – це клімат урочища всередині даного ландшафту, мікроклімат – це клімат фації всередині урочища. Усе ж таки, оскільки немає точного кількісного розмежування між мезо- та мікрокліматом, то більшість кліматологів усі місцеві особливості кліматів називають мікрокліматом. Мікрокліматичні особливості території можуть впливати на розподіл висоти снігового покриву, швидкість вітру, швидкість танення снігу, повторюваність та інтенсивність приморозків, тривалість розвитку рослин тощо.

Для виявлення мікрокліматичних особливостей ділянок земної поверхні створюється досить густа мережа пунктів спостереження на невеликій відстані. Ця мережа не може діяти довго, для цього досить 3-5 років залежно від особливостей території та характеру погоди. Завданням мережі є виявлення різниці метеорологічного режиму ділянок по відношенню до постійно діючої метеорологічної станції в даній місцевості. У тому випадку, коли мікрокліматичні особливості потрібно виявити на віддалених від метеорологічної станції ділянках, тоді на рівному відкритому місці встановлюється додаткова тимчасова точка спостереження. У цьому випадку матеріали спостереження на окремих мікрокліматичних ділянках порівнюються з умовами відкритого рівного місця.

Для проведення мікрокліматичних спостережень використовують переносні метеорологічні прилади, у першу чергу аспіраційні психрометри, ручні анемометри, барометри анероїди, альбедометри та балансоміри. Спостереження на різних ділянках проводять одночасно. Можна проводити і маршрутні спостереження, в тому числі і за допомогою автомобіля. До мікрокліматичних спостережень відносять також виявлені особливості пошкодження рослин на різних ділянках після нічних приморозків та особливості розподілу снігового покриву на даній місцевості.

Спостереження за температурою, вологістю повітря та вітром проводять на кількох висотах над поверхнею ґрунту. Як правило, температуру і вологість повітря вимірюють на висотах 0,5 і 2,0 м, 0,5 і 1,5 м, або 0,2 і 1,5 м. Температуру ґрунту вимірюють на його поверхні, а вітер на висоті 1 і 2 м. На основі цих спостережень визначають вертикальні градієнти метеорологічних величин у приземному шарі повітря. Тому ці спостереження називаються градієнтними. Вони дозволяють виявити особливості нагрівання та охолодження приземного шару повітря.

Ми знаємо, що добова амплітуда температури поверхні ґрунту більша, ніж у метеорологічній будці. Тому й у повітрі безпосередньо над ґрунтом вона більша, ніж у будці. Оскільки повітря нагрівається і вихолоджується безпосередньо від поверхневого шару ґрунту, то на поверхні ґрунту і в найнижчому шарі повітря можуть бути приморозки, а в будці температура залишається позитивною. Тобто при ясній погоді вночі, як правило, спостерігаються приземні інверсії температури.

Вдень при ясній погоді максимальна температура безпосередньо над поверхнею ґрунту настає на 1 год. раніше і тут вона вища, ніж у будці. При перерахунку різниці температури у приземному шарі на кожні 100 м висоти виходять величезні вертикальні градієнти температури, які інколи можуть досягати сотень градусів. Звичайно вони спостерігаються у нижньому шарі повітря товщиною кілька десятків сантиметрів. Ця особливість зміни температури є поштовхом для розвитку конвекції.

13.5. МІКРОКЛІМАТ МІСТА ТА ЛІСУ

Місцеві особливості клімату виникають під впливом рослинного покриву. Рослинність дуже ускладнює умови тепло- і вологообміну в приземному шарі. Трав'яний покрив затримує сонячну радіацію. Так, наприклад, покрив тимофіївки висотою близько 50 см пропускає до поверхні не більш 20% радіації, а на житнім полі до поверхні доходить менш 10%. Але разом з тим рослинність затримує і теплове випромінювання поверхні. Тому температура поверхні під трав'яним покривом знижена, а амплітуди її коливань згладжені.

Випаровування із загальної площі листів рослин, що покривають ділянку земної поверхні, може перевищувати випаровування з вільної водяної поверхні, однакових розмірів. Значне випаровування і слабкий обмін пояснюють підвищену вологість повітря серед рослин.

Вплив лісу на мікроклімат схожий з впливом трав'яного покриву, але перевершує його своїми масштабами. Густих ліс пропускає до поверхні землі всього 2-7% падаючої на нього радіації. Тривалість сонячного сьйва в лісі знижена до 5-7 годин на день. При цьому спектральний склад радіації змінюється. В лісі прохолодніше влітку і набагато тепліше взимку. Взимку листяний ліс впливає на добові амплітуди коливань температури, ніж хвойний, вплив якого на тепловий режим весь рік приблизно однаковий. Вологість повітря в лісі вища, ніж у відкритому полі. Вітровий потік, зустрічаючи на шляху ліс, в значній мірі обтікає його згори, причому швидкість вітру над лісом збільшується (внаслідок зближення ліній повітряних потоків). У кронах дерев вітер стихає, і в лісі, під кронами, він дуже слабкий. У тиху, ясну погоду можна спостерігати місцевий вітер, що дме вдень вниз від лісу до поля, вгору - зі сторони поля до крон дерев; вночі циркуляція вітру протилежна.

Великі сучасні міста створюють свої місцеві особливості клімату завдяки великій кількості багатоповерхових будівель, заасфальтованих площ та вулиць, зелених насаджень тощо.

У першу чергу слід звернути увагу на те, що у великих промислових центрах у повітрі накопичується багато пилу та диму. Тому тут значно зменшується пряма сонячна радіація (до 20 %), особливо зменшується ультрафіолетова радіація. Навпаки, збільшується кількість розсіяної радіації, до якої приєднується радіація, відбита стінами будинків. В основному з цим влітку пов'язане відчуття задухи у містах.

За багатьма дослідженнями у містах наявні "острови тепла", тобто у містах вища температура ніж у позаміській зоні. У першу чергу це пояснюється тим, що дощова вода швидко стікає в каналізацію і тому на випаровування води витрачається мало тепла. Крім того, у містах в атмосферу надходить багато тепла при спалюванні палива. Нарешті, через забруднену атмосферу в містах зменшується ефективне випромінювання, а значить і нічне вихолоджування земної поверхні та атмосфери.

Характеристики островів тепла залежать від місцевих особливостей міст. При переході від сільської місцевості до міста горизонтальний градієнт температури може досягати 4⁰ С на кожен кілометр відстані. У самому місті термічний режим неоднорідний, оскільки міські парки та водойми є відносно холодними місцями.

Різниця температури між містом і сільською місцевістю має добовий хід. Найбільшою вона є через кілька годин після заходу сонця, а найменшою в середині дня. Справа в тому, що після заходу Сонця у сільській місцевості запаси тепла витрачаються швидко за рахунок ефективного випромінювання, а запаси тепла в місті зменшуються повільно. Протягом ночі різниця температур поступово зменшується, особливо швидко вона зменшується після сходу Сонця. Посилення вітру та збільшення хмарності вдень призводить до зменшення різниці температури між містом і селом. Середня річна температура повітря у багатьох містах на 1⁰С вища, ніж у позаміській зоні. При хмарній

вітряній погоді вона може повністю нівелюватись. Острів тепла над містом проявляється до висоти 100-500 м, а інколи навіть до 1 км.

При слабких вітрах (до 2-3 м/с) у містах може виникати місцева циркуляція. Біля поверхні землі вітер дме до центру, тобто до острова тепла, а зверху до окраїн міста. У самому місті освітлені й затінені вулиці й двори обумовлюють місцеву циркуляцію між цими ділянками. Водойми в місті обумовлюють перенесення повітря вдень до будинків, а вночі навпаки – до водойм. Середня швидкість вітру у містах менша, ніж у позаміській зоні. В окремих випадках, коли напрямок вітру співпадає з напрямком вулиць, може спостерігатись значне посилення вітру у цих „коридорах”.

Вологість повітря у містах менша. Зменшення парціального тиску водяної пари може досягати 2,0-2,5 гПа, а відносної вологості 11-20 %. Це пояснюється меншим випаровуванням та підвищеною температурою повітря. Найбільша різниця спостерігається увечері, а протягом року – влітку. У помірних широтах зимою у містах протягом доби вологість може бути більшою за рахунок антропогенних джерел вологи.

Розподіл атмосферних опадів у містах складний. Зимою кількість опадів у містах та в приміській зоні відрізняються мало. Влітку над містом опадів випадає більше, але не в центрі, а на околицях. Справа в тому, що у містах інтенсивніші конвективні рухи повітря, які сприяють розвитку потужних хмар. Але поки хмара перетвориться у купчасто-дощову, то вона за напрямком перенесення повітря досягає околиць і опади випадають на підвітряних околицях, а інколи на відстані кількох кілометрів від міста.

У містах змінюється також кількість атмосферних явищ. Так, кількість днів з туманами у містах зменшується у зв'язку з підвищенням температури та зменшення вологості повітря. Те ж саме можна сказати і про грози. Сумарна тривалість гроз у містах протягом року в середньому у 1,5-2,5 рази менша, ніж на околицях. Причина та ж сама, що і при формуванні опадів: поки хмара досягне стадії купчасто-дощової, то потік повітря над містом її переносить за околицю.

Отже, сукупність будівель, заасфальтованих площ, водойм тощо змінюють особливості метеорологічного режиму цієї місцевості, завдяки чому і формується особливий мікроклімат міст.

13.6. ЗМІНИ ТА КОЛИВАННЯ КЛІМАТУ

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.

Питання про зміни та коливання клімату має велике теоретичне і практичне значення для розуміння особливостей розвитку клімату у минулому та прогнозу його у майбутньому.

Спочатку уточнимо суть поняття „зміни” та „коливання” клімату. Метеорологічний режим будь-якої місцевості із року в рік змінюється. Наприклад, на півдні Європи зима досить тепла, але в окремі роки бувають великі морози. З літописів відомо, що зимою 401, 801, 1011, 1620 рр замерзало Чорне море, а в 859 р. замерзало Адріатичне море, в 1011 р. замерзало пониззя Нілу, в 1323 р. повністю замерзало Балтійське море, в 1621 та 1669 рр. замерзав Босфор, в 1709 р. знову замерзало Адріатичне море, правда цього разу в основному біля берегів. Найближчими до нас суворими зимами були 1953-54 рр., коли на території усієї Європи з листопада до квітня утримувались сильні морози, у Криму висота снігового покриву перевищувала 30 см, замерзала північна частина Чорного моря і повністю Азовське море. Зимою 1962-63 рр. замерзли річки Франції, канали Венеції. Велика мінливість температури спостерігається і у помірних широтах. Так, середня

багаторічна температура січня у Києві $-6,0^{\circ}\text{C}$, але середня температура січня у Києві в 1942 р. становила $-15,0^{\circ}\text{C}$, а в 1989 р. $+0,5^{\circ}\text{C}$. Великі коливання характерні не лише для температури, а й для опадів, з чим пов'язані чергування сухих та вологих років.

Ці факти нас вражають, але вони не мають ніякого відношення до змін та коливання клімату. Це просто коливання метеорологічного режиму місцевості. Ці факти не показують тенденцію розвитку клімату.

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.

Коливання 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.

Оскільки інструментальні метеорологічні спостереження проводять лише з 18 ст., то їх можна використати лише для виявлення коливання клімату у наш час. Для реконструкції клімату геологічного минулого і навіть значної частини історичного минулого Землі, використовують непрямі ознаки кліматів. Вони зберігаються не у сховищах, а в шарах Землі. Це різні типи вивітрювання і накопичення осадових порід, показники гідрологічних та інших природних процесів, викопні рештки тварин та рослин.

13.7. ЗМІНИ КЛІМАТУ В ГЕОЛОГІЧНОМУ МИНУЛОМУ

Про деякі загальні риси клімату минулого упевнено можна говорити лише протягом кайнозойської ери. В третинному періоді клімат був досить теплим, особливо в палеоцені та еоцені. Тоді на території Шпіцбергена ріс болотний кипарис, секвоя, магнолія, у північній Гренландії ще й платан, каштан, виноград. На півночі Якутії та Новосибірських островах росли тополі і секвоя, сосна тощо. На території південної Європи, в тому числі і в Україні, були тропічні і субтропічні рослини.

Загальне похолодання клімату почалось в пізньопліоценовий час - близько 700 тис. років тому. У Північній Америці материкове зледеніння доходило до 40° пн. ш., а в Європі до 50° . В результаті зниження температури рослинність помірних широт повністю витіснила тропічні рослини. Досить низька літня температура сприяла накопиченню криги.

Під час максимуму плейстоценового зледеніння (230-187 тис. років тому – дніпровське зледеніння) площа континентального льоду досягала 45 млн. км.². Кригою було вкрито 25 % площі Євразії та 60 % Північної Америки. Протягом вюрмської льодовикової епохи, що розпочалась 75 тис. років тому (валдайське зледеніння), було три етапи сильного зледеніння. Останній із них був у період 22-14 тис. років тому. 10 тисяч років тому в Європі крижаний покрив був на Скандинавському півострові і зник він 8-9 тисяч років тому, а в Північній Америці зник близько 6 тисяч років тому.

В кінці льодовикової епохи і на початку голоцену льодовикові щити покривали Канаду та Скандинавію. У цей час температура повітря була нижчою за сучасну на $5-7^{\circ}\text{C}$. Після танення льодовиків 5-8 тис. років тому настав найтепліший в історії голоцену період, що одержав назву кліматичного оптимуму. Він був теплішим і вологішим, ніж

тепер. Навіть у центрі Сахари річна кількість опадів тоді складала 250-400 мм. Зараз у багатьох місцях Сахари опади в середньому становлять кілька міліметрів щороку.

Кліматичний оптимум поділяється на бореальний (близько 8 тис. років тому) та атлантичний (близько 5 тис. років тому). У бореальний період на півночі Європи й у Сибіру було на 1-3⁰ С холодніше, а опадів на 100-150 мм більше, ніж тепер. Протягом атлантичного періоду було потепління клімату на всій території регіону як взимку, так і влітку. Січніві температури були на 2-4⁰ С вищі, а липневі на 1-3⁰ С. Опадів було на 100 мм більше, ніж зараз.

Після кліматичного оптимуму в цьому регіоні і в Європі настало загальне зниження температури. За останні 4 тис. років можна виділити чотири періоди, протягом яких клімат Європи був холоднішим і вологішим, ніж тепер. Початок таких періодів припадає на 3680, 3100, 2600 та 2000 рр. до н. е.

Слід відмітити, що не всі дослідники однаково трактують особливості клімату протягом цього часу.

13.8. ЗМІНИ КЛІМАТУ ЗА ІСТОРИЧНИЙ ЧАС

Історичний час охоплює всього кілька останніх тисяч років. Тому направлені зміни, якщо вони і є, ще себе не проявили. Коливання клімату виявлені дослідженнями вчених різних спеціальностей мають різну тривалість. Вони підтверджуються зміною рівнів озер, водністю річок, зміною площі льодовиків, розширенням чи скороченням торф'яників, зміною річних кілець росту дерев. Для відтворення клімату історичного часу використовуються також народні перекази, матеріали літописів. Усе це дозволяє встановити такі загальні риси коливання клімату останніх тисячоліть. Не всі вони загальновизнані.

У другій половині першого тисячоліття до нової ери клімат був порівняно холодний і вологий. В Англії, Швеції та інших країнах опадів було у 1,5 рази більше, ніж зараз. Це викликало швидке зростання торф'яників, підвищення рівня озер. Зокрема рівень Боденського озера піднявся більше ніж на 9 м. Іноді цей період називають першим малим льодовиковим періодом історичного часу.

У перші століття нової ери температура й опади були близькими до сучасних. З IV-V ст. і до VII ст. клімат у Європі був теплішим і відносно сухим. З VIII ст. до XII ст. був теплий і вологий клімат. Саме цей період більшість вчених вважають малим кліматичний оптимумом історичного часу.

У цей час нормани на своїх легких суднах багато разів влітку досягали Гренландії, близько 900 р. вони досягали Нью-Фаундлена, а згодом і Північної Америки, де заснували кілька поселень. У Девісовій протоці влітку вони не зустрічали льоду. Недаром Ерик Рудий назвав Гренландію „зеленою країною”, оскільки вона була без льоду, влітку ґрунт танув на значну глибину і були навіть дерева. Перші норвезькі колоністи займались тут тваринництвом.

Клімат о. Ісландії був також сприятливим. Значні площі острова, які зараз вкриті кригою, в X ст. використовувались у сільському господарстві. Відомий дослідник клімату минулого Петерсен вважає, що навіть у Північному Льодовитому океані з VII до XII ст. лід влітку танув.

Починаючи з XIII ст. температура знижується. Морські шляхи на півночі Атлантики заповнюються плаваючою кригою і їх забувають. Норвезькі колонії на Гренландії в кінці XIV на початку XV ст. були вкриті сніговим панцирем. У XV ст. навіть у північній Норвегії не можна було займатись землеробством, збільшились площі криги в Ісландії, загинули виноградники в Англії, погіршились умови для виноградарства навіть у Франції. Різко зменшився приріст деревини на північній межі лісу, а на плато Путорана ліс просто загинув. Цей відрізок часу історичного періоду вчені назвали другим малим льодовиковим періодом.

Важливо відмітити, що протягом цього періоду збільшилась мінливість погоди, збільшилась кількість контрастних років, тобто було багато років з дуже суворими зимами, сильними грозами, почастишали посухи й одночасно стало більше років з великою кількістю опадів. Тепер підтверджено таку поведінку природи і при значному підвищенні температури.

Після невеликого підвищення, відносно невисока температура залишалась аж до середини XIX ст.. Усе ж таки під час цього підвищення температури в XVII ст.. крижаний покрив Гренландії відкрив городища та могили перших поселенців. Отже, є багато доказів того, що протягом історичного періоду відбувались значні коливання клімату, особливо у високих широтах. У зв'язку з цим появилось бажання виявити періоди та ритми такого коливання. Серед перших дослідників періодичності коливання клімату слід згадати Е.А. Брікнера. Уже в 1890 р. він зробив висновок про існування 35-річного циклу в режимі температури, тиску та опадів. Але це лише середня тривалість періодів коливання, а в окремих випадках вона змінюється від 20 до 50 років. Амплітуда коливання температури за його дослідженнями становить $0,8^{\circ}\text{C}$. Пізніше ці цикли підтвердили інші дослідники. Крім того, О.В. Шнітніков виявив 1850 річні цикли, які не були суцільними, а розпадались на 360-, 180-, 90-річні періоди. Усі ці цикли не регулярні, їх тривалість може різко змінюватись, може змінюватись їхня амплітуда.

13.9. ГІПОТЕЗИ, ЩО ПОЯСНЮЮТЬ ЗМІНИ КЛІМАТУ ЗЕМЛІ

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 $0,3^{\circ}\text{C}$ 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 $0,3^{\circ}\text{C}$ перевищила середню багаторічну. Отже з кінця 19 ст. до 30-х років 20 ст. середня температура північної півкулі підвищилась на $0,6^{\circ}\text{C}$. 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 $0,1-0,2^{\circ}\text{C}$ 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.

Для пояснення причин зміни клімату Землі у минулому було запропоновано багато гіпотез. Їх можна поділити на три групи – це астрономічні, фізичні та геолого-географічні гіпотези.

Астрономічні гіпотези. Земля обертається навколо Сонця за витягнутою еліптичною орбітою. В одному із фокусів орбіти міститься Сонце. Орбіту Землі в основному визначає Сонце, але на неї впливають і планети сонячної системи. Оскільки маси планет значно менші від маси Сонця, то їхній вплив проявляється лише у вигляді малих збурень елементів земної орбіти. Це проявляється у коливанні витягнутості земної орбіти або ексцентриситету. Час зміни ексцентриситету становить 100 тис років. Зміни ексцентриситету неперіодичні: він змінюється від 0,0007 до 0,0658. Зараз він становить 0,0167 і продовжує зменшуватись. Його мінімальне значення настане через 25 тис. років. Можливі періоди зміни ексцентриситету і до 400 тис. років.

Обчислення показує, що при малому ексцентриситеті і в перигелії і в афелії різниця надходження тепла на Землю незначна. При великому ексцентриситеті в перигелії на Землю надходить сонячної енергії на чверть більше, ніж в афелії.

Крім зміни ексцентриситету збурююча дія планет сонячної системи проявляється і в іншому. Відомо, що зміна пір року визначається нахилом осі обертання Землі до екліптики. Зараз кут нахилу між площиною екватора та площиною екліптики становить $23^{\circ}26'30''$, а протягом 41 тис. років він змінюється від 22° до $24^{\circ}30'$. Це значить, що широти тропіків та полярних кіл коливаються у межах $2,5^{\circ}$.

Дуже суттєвим проявом гравітаційних збурень є зміни орієнтації земної осі в просторі або прецесія земної осі відносно перпендикуляру до екліптики. Період прецесії становить 26 тис. років. Прецесія земної осі призводить до взаємної зміни положення точок зимового і літнього сонцестояння відносно перигелію орбіти.

При малому ексцентриситеті положення точок літнього та зимового сонцестояння відносно перигелію орбіти не призводить до суттєвих змін кількості тепла, яке надходить на Землю протягом зими та літа. При великих ексцентриситетах Земля швидко проходить частину орбіти біля перигелію, де найбільша кількість сонячної радіації. Решту витягнутої орбіти через точку весняного рівнодення до афелію Земля проходить повільно, довго перебуває далеко від Сонця. Якщо в цей час перигелій і точка зимового сонцестояння співпадає, то в північній півкулі буде спостерігатись коротка тепла зима та довге прохолодне літо, а в південній півкулі – коротке тепле літо і довга холодна зима. Якщо з перигелієм буде співпадати точка літнього сонцестояння, то в північній півкулі буде спостерігатись тепле коротке літо і довга холодна зима, а в південній коротка тепла зима і довге прохолодне літо.

Тривале прохолодне і вологе літо сприяє накопиченню криги у тій півкулі, де зосереджена основна частина суходолу. Отже, зміна надходження тепла на Землю через малі гравітаційні збурення земної орбіти може суттєво впливати на клімат.

Враховуючи усі ці зміни елементів земної орбіти, югославський вчений М. Міланкович побудував криву надходження сонячної радіації за 650 тис. років. Цим він сподівався пояснити наявність льодовикових та міжльодовикових стадій четвертинного зледеніння. Пізніше виявилось, що повного співпадіння цих стадій з кривою немає. Крім того, таку криву можна побудувати і для третинного періоду, але ознак зледеніння в цей період не виявлено.

Фізичні гіпотези. Представники цих гіпотез пояснюють зміну клімату Землі у минулому зміною кількості та спектрального складу сонячної радіації, яка надходить на Землю. Такі зміни можливі як в наслідок зміни фізичного стану Сонця, так і зміни оптичних властивостей атмосфери.

Ще в XIX ст. зміни клімату пояснювали зміною вмісту в атмосфері вуглекислого газу. Розрахунки показують, що якби не було в атмосфері вуглекислого газу, то середня температура повітря на Землі була б -7°C , тобто на 21° нижчою, ніж зараз. Подвоєння вмісту CO_2 могло б підвищити середню річну температуру до 18°C .

Отже, теплі періоди в історії Землі пояснювали великим вмістом CO_2 в атмосфері, а холодні – малим. Але чергування льодовикових і міжльодовикових епох під час четвертинного зледеніння пояснити важко, оскільки невідомі причини можливої зміни вмісту CO_2 в атмосфері.

Крім того, клімат може змінюватись в результаті зміни прозорості атмосфери. При забрудненні атмосфери вулканічним пилом і попелом збільшується альbedo Землі як планети. Внаслідок цього до Землі надходить менше сонячної радіації і її температура знижується. Так, вулкан Кракатау (Індонезія) в 1883 р. викинув в атмосферу близько 18 км^3 пилу та попелу, а вулкан Катмаї (Аляска) в 1912 р. – близько 21 км^3 . Дрібний пил та попіл може зберігатись в атмосфері протягом кількох років.

Докази впливу вулканів на температуру можна продовжити. Так, в 1815 р. вулкан Тамбора на о. Субава (Індонезія) викинув величезну кількість попелу. Його шлейф покрив

атмосферу всієї північної півкулі. Наступного року в Західній Європі сніг лежав до червня, а в серпні вже почались приморозки. Англія залишилась практично без літа. Про роль вулкану в цьому похолоданні європейці і не здогадувались. Лише у наш час історико-географічний аналіз дозволив відтворити причинний зв'язок.

Отже, клімат земної кулі має тісний зв'язок з вулканічною діяльністю. В історії розвитку Землі були періоди інтенсивної вулканічної діяльності і спокійні періоди. Але при зміні льодовикових та міжльодовикових епох в плейстоцені вулканічна активність не змінювалась.

До фізичних гіпотез належать також ті, які пояснюють зміну клімату циклічними коливаннями діяльності Сонця. При цьому могла змінюватись як сонячна стала, так і потоки ультрафіолетової та корпускулярної геоактивної радіації.

Геолого-географічні гіпотези. Багато вчених пояснювали зміну клімату Землі зміною співвідношення суходолу й водної поверхні, трансгресіями та регресіями моря, зміною висоти місцевості в результаті тектонічних рухів. При піднятті ділянки різко збільшується ефективне випромінювання і температура повітря знижується. При опусканні ділянки клімат стає теплішим. Відступання моря особливо сильно впливає на зниження температури у північних районах через малий вміст водяної пари в повітрі.

Найкраще пояснює різкі зміни клімату Землі гіпотеза А.В.Вегенера, запропонована в 1912 р. На його думку великі зміни клімату можуть бути лише в результаті дрейфу материків. Гіпотезу дрейфу материків Вегенер разом з Кеппенем поєднують з широко розповсюдженою гіпотезою про переміщення земної осі та полюсів. Автори вважають, що північний полюс, починаючи з палеозою, пройшов довгий шлях через Тихий океан. Тому географічна широта о. Шпіцбергена змінилась від 24° до 79° пн. ш., а міста Коломбо від 82° пд. ш. до 7° пн. ш.

Автори стверджують, що в усі геологічні епохи на Землі були такі самі кліматичні пояси як і зараз. Дві полярні області були вкриті материковою чи плаваючою кригою, але положення їх на Землі змінювалось разом із зміною положення екватора та полюсів. Причину зміни положення полюсів пояснюють нерівномірним розподілом мас земної кори. Розташування материків відбиває ті процеси, які відбувається всередині Землі, тобто перерозподіл речовини та енергії всередині самої планети. На думку вчених перерозподіл материків на поверхні Землі відбувається циклічно з інтервалом близько 600 млн. років.

Отже, лише остання гіпотеза може пояснити наявність кам'яного вугілля на о. Шпіцберген, яке утворилось там, коли він був усередині тропічних широт. Те ж саме стосується коралових рифів в Англії та Скандинавії. Ніяка інша гіпотеза цього не пояснить.

13.10. КЛІМАТ І ЛЮДСЬКЕ СУСПІЛЬСТВО

Діяльність людського суспільства в значній мірі залежить від клімату, але, чим вищий розвиток суспільства, чим більші досягнення науки і техніки, тим менше стає ця залежність, хоча зовсім вона не може зникнути.

Клімат сприяє обробленню сільськогосподарських культур з плодівих дерев, розведенню тварин, а в деяких місцевостях утруднює або виключає цю можливість. Освоюючи природні багатства, люди не можуть рахуватись з кліматом. Зараз людина живе на земній поверхні усюди, навіть у такому кліматі, як антарктичний. Але це стало можливо тому, що з'явилися літаки й океанські судна, здатні регулярно переборювати простір, що відокремлює Антарктиду від інших материків, а також тому, що люди створили все необхідне для життя в таких суворих кліматичних умовах.

Людина постійно свідомо чи стихійно, змінює клімат, і, чим вищий рівень розвитку людського суспільства, тим значніший і спрямованіший його вплив на клімат. Оскільки людина не в змозі змінити кількість сонячної радіації, що надходить на Землю, не в змозі повернути могутні повітряні потоки, цей вплив здійснюється за посередництва підстильної поверхні. При цьому змінюється головним чином мікроклімат (у результаті знищення ділянок лісу і, навпаки, насадження лісових смуг, створення водойм

тощо). Місцеві особливості клімату можна змінити на великому просторі, однак це не викликає змін макроклімату. Для того щоб це відбулося, потрібно, наприклад, змінити напрямок океанічних течій, знищити крижаний покрив північного Льодовитого океану чи розтопити льоди Антарктиди тощо.

Завдання для самостійного розв'язання

1. Побудуйте графіки ходу середньої місячної температури повітря (червоним кольором) методом гістограм, атмосферних опадів (стовпчиковою діаграмою), максимальної (червоним пунктиром), мінімальної (синім пунктиром) температури повітря за даними табл. 13.1.

2. За даними завдання 1 та за класифікацією В.П. Кеппена і Б.П. Алісова визначте тип клімату для кожного із вказаних пунктів та порівняйте кліматичні характеристики пунктів, які знаходяться в однакових кліматичних поясах.

Таблиця 13.1

Річний хід температури повітря ($t_{сер}$) та його абсолютний максимуми (t_{max}), мінімуми (t_{min}) опадів (R , мм) у різних кліматичних поясах

Метео - елемент	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Рига													
t	-4,5	-4,2	-1,1	5,2	11,5	15,4	18,0	16,5	12,2	6,3	1,6	-2,3	
t_{max}	7	11	17	26	31	33	35	34	28	22	13	10	
t_{min}	-31	-31	-26	-10	-4	2	7	5	2	-10	-20	-24	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
R , мм	41	35	31	39	46	67	84	79	66	59	55	47	
Петропавловськ-Камчатський													
t	-9,4	-9,3	-6,4	-1,8	2,3	6,7	10,8	12,2	9,2	4,0	-2,5	-7,1	
t_{max}	4	3	8	13	2-	26	31	27	23	18	13	6	
t_{min}	-34	-32	-24	-14	11	2	2	3	1	-8	-16	-26	
R , мм	108	84	167	110	66	64	93	96	93	115	174	111	
Київ													
t	-6,0	-5,0	-0,2	7,8	14,7	17,9	19,7	18,6	14,0	7,6	-1,5	-3,3	
t_{max}	10	12	22	29	33	35	39	39	34	28	23	13	
t_{min}	-31	-32	-23	-10	-2	2	6	3	-3	-18	-22	-30	
R , мм	39	38	41	45	56	72	74	66	46	44	48	41	
Іркутськ													
t	-20	-19	-9,7	-1,0	8,4	14,8	17,6	15,0	8,1	-0,5	-11	-19	
t_{max}	2	6	16	29	33	35	36	24	25	26	14	4	
t_{min}	-50	-45	-67	-32	-14	-4	0	-3	-12	-30	-4-	-46	
R , мм	11	8	9	16	32	70	92	85	44	21	17	16	
Сухумі													
t	5,5	6,2	8,7	12,2	16,8	21,0	24,0	24,1	20,5	16,0	11,1	7,7	
t_{max}	23	25	30	33	34	37	39	40	36	34	28	22	
t_{min}	-14	-12	-11	-2	4	9	11	10	5	4	-6	9	
R , мм	133	120	116	104	99	108	102	139	117	123	130	112	
Ялта													
t	3,9	3,9	5,9	10,4	15,8	20,4	23,8	23,5	19,0	14,0	9,1	6,2	
t_{max}	21	22	29	28	31	34	37	36	34	30	26	22	
t_{min}	-15	-15	-11	-5	1	7	11	11	4	-4	-8	-12	
R , мм	70	62	40	28	2	040	50	25	30	45	46	90	

Продовження табл. 13. 1

Ташкент													
t	0,9	2,0	7,6	14,4	20,0	24,7	26,9	24,9	19,4	12,6	6,4	1,6	
t _{max}	22	26	33	35	42	44	44	43	40	38	31	24	
t _{min}	-28	-26	-20	-6	0	4	8	7	0	-21	-22	-30	
R, мм	46	45	69	57	32	12	4	2	3	25	40	49	

3. Користуючись кліматичними довідниками, таблицями, вирахуйте показники X_o , $X_{дек}$, X_M , X_p , X_n та їх статистичні показники σ , C_v для одного із пунктів (пункт вказує викладач).

4. Складіть кліматичну характеристику району (пункту) за планом:

- 1) кліматоутворюючі фактори;
- 2) характеристика добового, місячного, річного, багаторічного ходу кліматичних елементів;
- 3) характеристика небезпечних явищ;
- 4) характеристика сезонів року;
- 5) визначте тип клімату району (пункту) за класифікацією Б.П. Алісова.

Запитання для самоперевірки

1. Що таке клімат, макроклімат, мезоклімат, мікроклімат?
2. Які чинники впливають на зміну клімату?
3. Які особливості мікроклімату міста та лісу?
4. Які Ви знаєте класифікації клімату?.
5. Які зміни клімату відбувалися в геологічному минулому?
6. Які сучасні коливання клімату?
7. Які існують гіпотези, що пояснюють зміни клімату Землі?

Метеорологічні прилади

14.1. ПРИЛАДИ ДЛЯ ВИМІРЮВАННЯ СОНЯЧНОЇ РАДІАЦІЇ

Для вимірювання всіх видів сонячної радіації на метеорологічних станціях та в польових умовах застосовують так звані актинометричні прилади: 1) актинометр – для вимірювання інтенсивності прямої сонячної радіації; 2) піранометр – для вимірювання інтенсивності

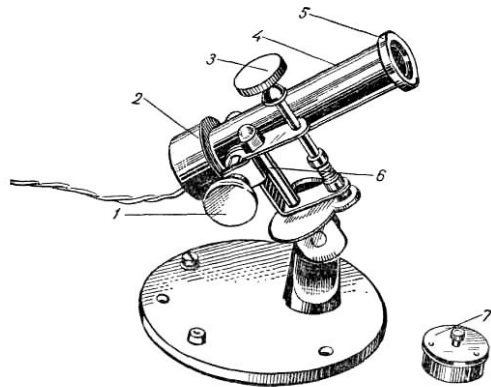


Рис. 14.2. Актинометр термоелектричний (Янишевського)

розсіяної та сумарної радіації; 3) альбедометр – для вимірювання відбивної здатності поверхні; 4) геліограф – для вимірювання тривалості сонячного саява.

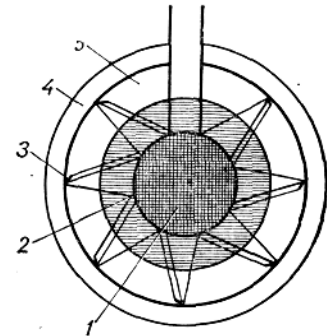


Рис. 14.1. Зіркоподібна термобатарея

Актинометр термоелектричний (Янишевського). Принцип роботи приладу ґрунтується на використанні явища термоструму. Останнє полягає в тому, що в замкнутому колі, складеному з двох різних провідників (термопар), виникає електричний струм, якщо температура місця їх з'єднання буде різною. Сила цього струму пропорційна різниці температур спаїв і її можна виміряти гальванометром.

В актинометрі приймачем сонячної радіації є диск 1 (рис. 14.2) з срібної фольги діаметром 11 мм. Сторона диска, обернена до Сонця, покрита матовим чорним лаком, а до

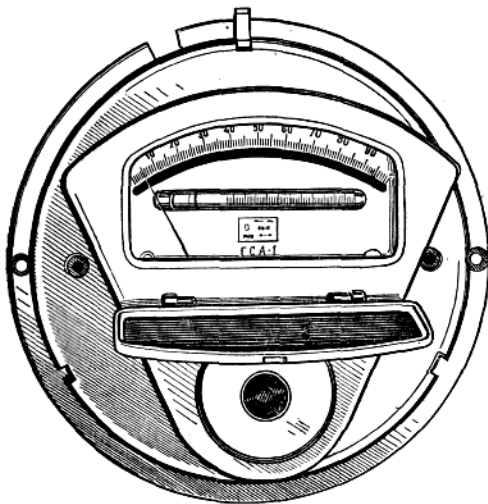


Рис. 14.3. Гальванометр ГСА-1

другої сторони через цигарковий папір приклеєні внутрішні непарні спаї 2 зіркоподібної термобатареї, яка складається з манганінових і константанових стрічок. Зовнішні парні спаї 3 приклеєні до мідного кільця 4, затиснутого в корпусі приладу поверх цигаркового паперу. Зірочка ізолювана шелаком від срібного диска 5 і мідного кільця. Кінці провідника виведені і можуть бути ввімкнуті на гальванометр.

Приймач вміщений в трубку 4, розширену з одного кінця (рис. 14.2). При цьому зачорнена сторона диска, коли актинометр установлений правильно, під час спостережень перебуває перпендикулярно до сонячних променів. Для захисту приймача від вітру і розсіяної радіації в трубці закріплено діафрагми з таким розрахунком, щоб отвори в трубці зменшувались у напрямі приймача.

Перед вимірюванням прямої сонячної радіації актинометр підключають до гальванометра на клемах (+) і (C). Загальний вигляд гальванометра наведено на рис. 14.3.

Вимірювання актинометром починають з націлювання його на Сонце. Для цього з приладу знімають кришку 7, трубку 4 націлюють на Сонце поворотом навколо осі 1 на терті та навколо осі 6 за допомогою рукоятки 3. Якщо прилад правильно націлений на Сонце, тінь від оправы зовнішньої діафрагми 5 буде концентричною на екрані 2. У такому разі прямі сонячні промені будуть потрапляти на зачорнений диск приймача, в термобатарей виникне струм і стрілка гальванометра відхилиться праворуч. Після встановлення актинометра кришку знову надівають на трубку і через 25-30 сек роблять відлік по гальванометру при відсутності радіації, тобто знаходять місце нуля гальванометра.

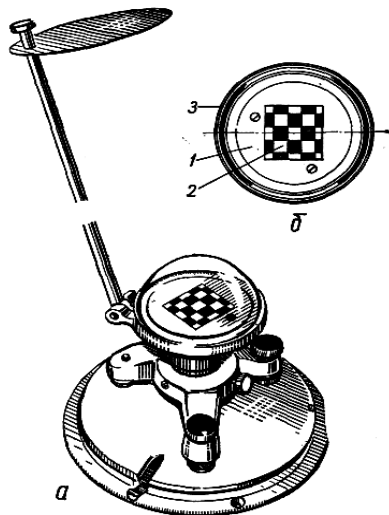


Рис. 14.4. Піранометр термоелектричний.
а-загальний вигляд, б-термобатарея

При цьому гальванометр повинен бути затінений, а його аретир звільнений. Потім кришку знімають і через 25-30 сек починають спостереження. Останні являють собою серії відліків з інтервалами 5 сек. Через кожні 7 хв коригують положення трубки відносно Сонця. Після закінчення спостережень, а також через кожні 20-30 хв роботи з приладом знову визначають місце нуля гальванометра.

Піранометр термоелектричний. Приймальною частиною піранометра є чутливий елемент у вигляді квадратної термобатарей 2 (рис. 14.4б) розміром 32х33 мм, яка складається з 87 термопар з манганіну і константану. Частина спаїв розташована на середині чорних полів (покриті сажею), а частина – на білих полях (зафарбовані магнєзією). Спаї розташовані так, що чорні і білі квадрати чергуються в шаховому порядку. Через ізоляційний папір термобатарея приклеєна до ребер плити 1, пригвинченої до корпусу 3.

Під дією короткохвильової радіації, внаслідок різниці температур чорних і білих спаїв, виникає термострум. Від крайніх термоелементів батареї є виводи до клем, а до них підключено провідники для з'єднання термобатарей з гальванометром.

Зверху корпус закритий скляним напівсферичним ковпаком для захисту термобатарей від вітру, опадів та механічного пошкодження. Крім того, скло затримує довгохвильову радіацію Землі і завдяки цьому піранометр вимірює радіацію з короткими хвилями.

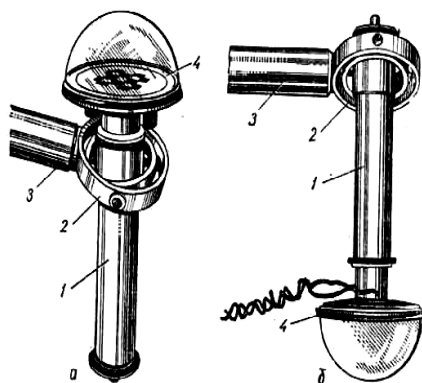


Рис. 14.5. Альбедометр термоелектричний похідний:
а – положення для вимірювання сумарної радіації, б – положення для вимірювання відбитої радіації.

Головку приладу пригвинчено до спеціального стояка. Під час вимірювання розсіяної радіації піранометр затінюють тінювим екраном, який закриває термобатарею від прямих сонячних променів.

Під час спостережень піранометр повинен перебувати в горизонтальному положенні. Це роблять за допомогою рівня, який є на корпусі приладу. Його регулюють установочними гвинтами. З метою запобігання можливій конденсації водяної пари на поверхні термобатарей до нижньої частини корпусу прикріплено спеціальну суходолрку, заповнену хімічною речовиною, яка добре поглинає воду.

Для вимірювання сумарної і розсіяної радіації піранометр установлюють у незатіненому місці на спеціальній підставці на висоті 1,5 м від земної поверхні. До Сонця піранометр завжди повертають однією стороною, відміченою номером на головці. Гальванометр установлюють з північної сторони від піранометра на такий відстані, щоб спостерігач під час відліків не затіняв піранометра. При цьому на гальванометр не повинні падати прямі сонячні промені.

Після встановлення піранометра його за допомогою провідників підключають до гальванометра на клемах (+) і (-). Правильність підключення перевіряють при знятій кришці. При відхиленні стрілки за нуль шкали провідники міняють місцями.

Альбедометр термоелектричний похідний. Альбедометр – це піранометр, пристосований для спостереження відбитої короткохвильової радіації від поверхні Землі та окремих її ділянок.

Приймач приладу – головку піранометра 4 (рис. 14.5. а і б) пригвинчено до труби 1 з карданним підвісом 2, до якого прикріплено рукоятку 3. Поворотом цієї рукоятки на 180° приймач може бути повернутий як угору, так і вниз. Ці положення показано на рисунку.

Спостереження за допомогою альбедометра ведуть так само, як і за допомогою піранометра, але в більшості випадків два спостерігачі.

Геліограф універсальний. Приймачем геліографа є скляна куля (діаметр 98 мм), яка збирає в фокусі падаючу на неї сонячну радіацію. На відстані фокуса кулі закріплено сферичну чашку, внутрішній бік якої має три пари пазів для закладання паперових стрічок. Сонячні промені, проходячи через скляну кулю, збираються в фокусі на паперовій стрічці, залишаючи на ній пропали.

Коли хмари закривають Сонце, пропалів немає і лінія пропалу переривається. За довжиною пропалу, користуючись поділками на стрічці (відстань між двома великими поділками відповідає 1 год), визначають тривалість сонячного саява.

Скляна куля 7 (рис. 14.6.), затиснена між опорами, разом з дугою 6, закріпленою на ній голкою 4 і чашкою 5, може обертатися навколо вертикальної осі 9. Разом з кулею обертається і диск 10, на якому є отвір і чотири позначки з літерами А, Б, В і Г. Положення диска 10 фіксується за допомогою штиря 8. Під ним є ще один диск з покажчиком. Він нерухомий відносно верхнього диска, але може разом з основною частиною приладу обертатися навколо горизонтальної осі. Одна з цапф нижнього диска нерухомо скріплена з сектором 3, на краю якого нанесено шкалу широт. Для встановлення приладу по широті відпускають гвинт 2 і, повертаючи прилад навколо горизонтальної осі, встановлюють поділку на шкалі, яка відповідає широті місця спостереження, проти індексу 1.

Кулю разом з чашкою можна встановити в одному з чотирьох положень, що фіксується літерами А, Б, В, Г, і закріпити штирем 8, вставленим в отвір диска 10 і під ним в один з отворів нижнього нерухомого диска. При цьому одна з літер диска 10 стане проти покажчика.

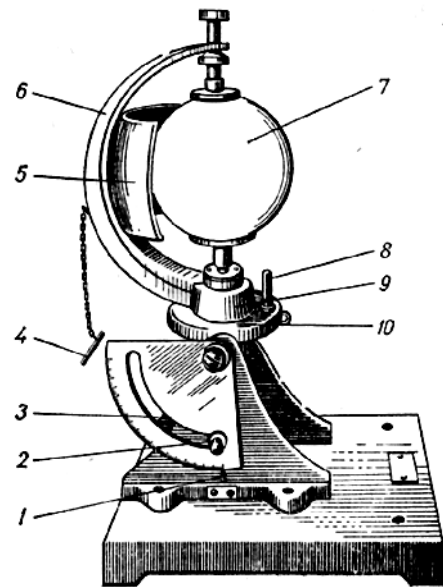


Рис. 14.6. Геліограф універсальний

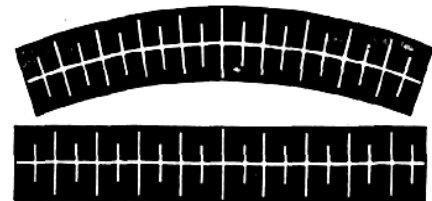


Рис. 14.7. Стрічки для геліографа

Тривалість сонячного сяння реєструється на синіх картонних стрічках (рис. 14.7.), які встановлюють у пази на внутрішній поверхні чашки. Навесні і восени користуються прямими стрічками, які установлюють у середню пару пазів. Взимку і влітку вставляють скривлені стрічки, відповідно у верхню і нижню пару пазів. Вставляючи стрічку в чашку, треба стежити за тим, щоб середній штрих стрічки збігся з рискою, яка є в середині внутрішнього боку чашки. Стрічку проколюють голкою і цим самим забезпечують контроль правильності встановлення її.

Стрічки змінюють два рази на добу, якщо тривалість дня становить від 9 до 18 год. Коли стрічку змінюють увечері, після заходу Сонця, індекс сполучають з відміткою А, а при зміні стрічки об 11-й чи 12-й годині – з відміткою В. У тому разі, коли тривалість дня перевищує 18 год, стрічку змінюють три рази на добу: о 4, 12 і 20-й годині, якщо тривалість дня менша за 9 годин, стрічку змінюють один раз на добу.

Геліограф встановлюють на відкритому місці, яке протягом року в світлу частину доби ніколи не затіняється. Якщо таке місце не можна знайти, прилад встановлюють на спеціальній вежі або даху будинку.

Користуючись слідами або пропалами на стрічці, визначають тривалість сонячного сяння за кожен годину з точністю до 0,1 год. При цьому враховують усі, навіть дуже слабкі, сліди дії Сонця. Після цього додаванням підраховують тривалість сонячного сйива за окремі дні і місяці в годинах.

14.2 ПРИЛАДИ ДЛЯ ВИМІРЮВАННЯ ТЕМПЕРАТУР ҐРУНТУ І ПОВІТРЯ

Для вимірювання температури ґрунту і повітря використовують рідинні, термоелектричні, деформаційні термометри і термометри опору.

В основі принципу дії рідинних термометрів лежить властивість рідини змінювати свій об'єм залежно від зміни температури. Для метеорологічних термометрів найчастіше використовують як термометричну рідину ртуть або етиловий спирт, рідше – толуол. Кожна з цих рідин має певні недоліки. Порівняно висока температура замерзання ртуті ($-38,9^{\circ}\text{C}$) обмежує можливості її застосування для вимірювання низької температури. Спирт, навпаки, маючи дуже низьку температуру замерзання ($-117,3^{\circ}\text{C}$), при додатних температурах легко випаровується, що негативно відбивається на точності спостережень.

Майже всі рідинні термометри складаються з трьох частин: скляної капілярної трубки з резервуаром, шкали з поділками і захисної скляної трубки. Головною частиною

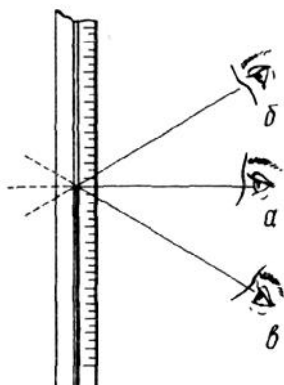


Рис. 14.8. Положення ока спостерігача при відліках температури на термометрах: а – правильно; б і в – неправильно

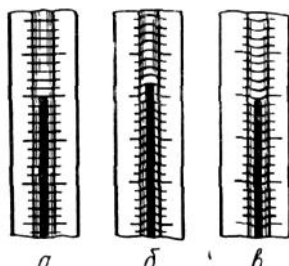


Рис. 16.9. Вигляд стовпчика ртуті й поділок шкали при різному положенні ока

будь-якого термометра є капілярна трубка, один кінець якої запаяний, а другий переходить до циліндричної, кулястої чи конічної форми резервуара, заповненого ртуттю або спиртом.

Рідина, яка є в резервуарі, маючи більший температурний коефіцієнт об'ємного розширення, ніж скло, при нагріванні збільшується в об'ємі і поступово починає заповнювати капіляр. Рі-

вень, до якого заповнюється капіляр рідиною, дає уявлення про температуру.

Дія термоелектричних термометрів ґрунтується на вимірюванні електрорушійної сили термопар, яка виникає внаслідок різниці температур спаїв. Найпростішим термо-

електричним термометром може бути термопара, складена з двох неоднорідних провідників (міді і константану).

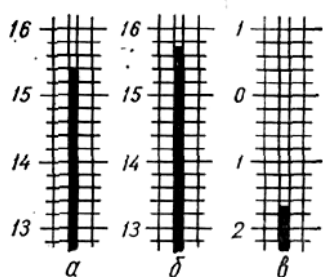


Рис. 14.10. Приклади показів термометрів

У термопарах опору використано властивість провідників змінювати свій опір електричному струму залежно від зміни температури, їх виготовляють з провідників (металів) і напівпровідників (термісторів).

З підвищенням температури опір металів збільшується, а

опір напівпровідників, навпаки, зменшується. Користуючись цією залежністю, можна визначити температуру того середовища, де перебуває провідник, попередньо вимірявши його опір.

У деформаційних термометрах використано властивість металів змінювати лінійні розміри залежно від зміни температури. Приймачем таких термометрів може бути подвійна (біметалева) пластинка або металева трубка з рідиною. Ширше застосовують термометри з біметалевою пластинкою.

Перш ніж почати вимірювати температуру ґрунту або повітря, потрібно добре вивчити правила відліків і ведення спостережень за допомогою термометрів. Нижче коротко спинимось на них.

Під час відліку потрібно правильно оцінювати положення кінця стовпчика рідини (ртуті або спирту) в капілярі відносно шкали. У ртутних термометрах (меніск випуклий) відлічують на шкалі положення уявної дотичної до випуклої частини меніска. У спиртових термометрах (меніск увігнутий) відлічують положення уявної дотичної до увігнутої частини меніска. Очі спостерігача повинні бути на одному рівні з рідиною в капілярі (рис. 14.8.). При правильному положенні ока уявна дотична (риска) на шкалі буде здаватися рівною лінією на всьому протязі (рис. 14.9, а): коли ж око займатиме неправильне положення, ця риска там де проходить капіляр, буде зігнутою. На рис. 14.9. (б, в) показано положення стовпчика ртуті і поділок шкали відповідно при низькому і високому положеннях ока.

Температуру відлічують з точністю до $0,1^{\circ}\text{C}$. Спочатку роблять відлік десятих, а потім визначають число цілих градусів. У зв'язку з цим потрібно звертати увагу на ціну поділки шкали термометрів.

Слід пам'ятати, що ціна поділки шкал термометрів така: психрометричного ТМ-4 – $0,2^{\circ}\text{C}$; мінімального ТМ-2, максимального ТМ-1, колінчастого ТМ-5, щупа і витяжного – $0,5^{\circ}\text{C}$. Відлік з точністю до $0,1^{\circ}\text{C}$ легко зробити на око. Положення ртуті в капілярі, як показано на рис. 16.10., відповідають значенням температури $15,4^{\circ}\text{C}$ (а), $15,7^{\circ}\text{C}$ (б) і $-1,7^{\circ}\text{C}$ (в).

До добутих результатів вимірювання вносять поправки згідно з даними свідоцтва (сертифіката), яке додається до кожного термометра.

Для вимірювання температури поверхні ґрунту застосовують строковий, максимальний і мінімальний термометри.

Термометр строковий ТМ-3. Це звичайний ртутний термометр з циліндричним резервуаром і вставною молочного кольору шкалою, ціна поділки якої становить $0,5^{\circ}$.

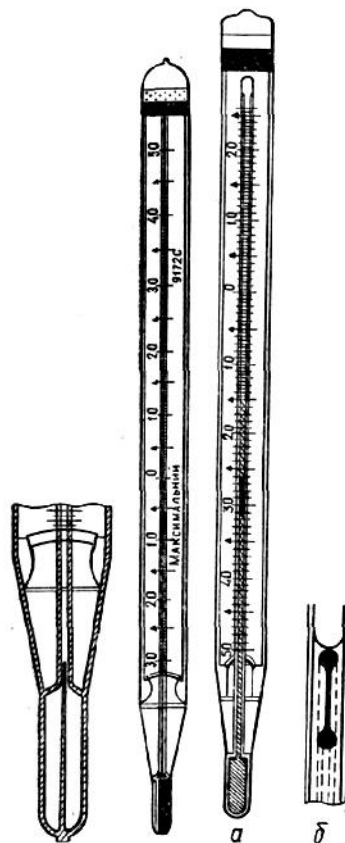


Рис. 14.11. Термометр максимальний

Рис. 14.12. Термометр мінімальний
а – загальний вигляд;
б – штифтик

Межі шкали від +60 до -35° , або від +70 до -25° С. Шкала і капіляр вміщені в захисну скляну трубку. Циліндрична форма резервуара забезпечує найбільшу площу контакту його з ґрунтом і тим самим збільшує надійність показів термометра.

Спостереження за допомогою строкового термометра полягають у знятті його показів у відповідні строки.

Термометр максимальний ТМ-1 (рис. 14.11.). Цей термометр також ртутний з циліндричним (інколи кулястим) резервуаром і вставною шкалою, на якій поділки нанесено через $0,5^{\circ}$ С. Межі шкали: від $+50^{\circ}$ С до -30° С, або від $+70^{\circ}$ С до -20° С. Максимальне значення температури термометр зберігає завдяки тому, що в нижній частині капіляра за допомогою впаяного в дно резервуара скляного стержня (штифта) створено кільцеподібне звуження. З підвищенням температури ртуть у резервуарі розширюється і піднімається по капіляру, оскільки сили розширення ртуті більші, ніж сили тертя в місці звуження. Коли температура знижується, ртуть стискується (зменшується в об'ємі), але вона не може знову повернутись у резервуар через те, що сили молекулярного зчеплення значно менші, ніж сили тертя в місці звуження. Це приводить до розриву ртуті в місці звуження капіляра, і стовпчик її, який був у капілярі до початку зниження температури, залишається на місці, показуючи вищу температуру, яка спостерігалася з моменту попереднього строку спостереження. Знявши покази максимального термометра, його готують до наступного відліку. Для цього термометр беруть у руку і, тримаючи резервуаром вниз, кілька разів струшують, щоб перегнати ртуть з капіляра в резервуар. Після струшування покази максимального термометра повинні бути близькими до показів строкового. Максимальний термометр встановлюють на поверхні ґрунту горизонтально, трохи нахиленим у бік резервуара.

Термометр мінімальний ТМ-2 (рис. 14.12.а). На відміну від попередніх, цей термометр спиртовий з вставною шкалою, яка має поділки через $0,5^{\circ}$ С. Межі шкали: від $+20^{\circ}$ С до -70° , або від $+30^{\circ}$ С до -65° С. Резервуар термометра циліндричний або у вигляді вилки. В середині капіляра (в спирті) є штифтик, виготовлений з темного скла, який має вигляд невеликої витягнутої котушечки (рис. 14.12.б). Він може вільно переміщуватися всередині капіляра і не заважає вільному переміщенню спирту, який його обтікає.

Із зниженням температури стовпчик спирту в капілярі зменшується, і як тільки поверхнева плівка його дійде до штифтика, останній почне переміщуватися разом із спиртом у бік резервуара. Рухатиметься він доти, поки температура знижуватиметься. Якщо температура залишається незмінною або почне підвищуватися, рух штифтика припиняється, бо з підвищенням температури спирт вільно обтікає штифт. Отже, положення штифтика дає змогу встановити мінімальну температуру, яка спостерігалася між строками спостережень. Щоб визначити величину мінімальної температури, досить відрахувати положення відносно шкали більш віддаленого від резервуара кінця штифтика.

Після зняття показів термометр потрібно підготувати до наступного строку спостережень. Для цього штифтик підводять до меніска спирту, піднявши термометр резервуаром уверх. Як тільки штифтик дійде до меніска спирту і зупиниться, термометр встановлюють горизонтально на поверхні ґрунту.

Щоб перевірити роботу термометра під час зняття показів мінімального термометра, слід зробити відлік по штифтику (показує мінімальну температуру) і меніску спирту (показує температуру в момент спостереження). Покази по меніску спирту повинні відповідати показам строкового термометра або бути близькими до них.

На метеорологічних станціях і агрометеорологічних постах термометри для вимірювання температури поверхні ґрунту (строковий, максимальний і мінімальний) встановлюють на оголеній ділянці розміром 4х6м, без рослинного покриву. Ґрунт на ній повинен бути перекопаний, розпушений і вирівняний граблями. Всі термометри розміщують посередині ділянки резервуарами на схід на відстані 10-15 см один від одного. Першим з півночі встановлюють строковий термометр, другим — мінімальний, третім — максимальний. Усі три термометри повинні лежати так, щоб резервуар і зовнішня оболонка кожного термометра були занурені наполовину в ґрунт, але не

покривалися землею, а резервуари щільно прилягали до ґрунту. Щоб не ущільнювати ґрунт біля термометрів, для підходу до них під час спостережень з північної сторони кладуть невеликий дощаний настил.

Для вимірювання температури ґрунту на різних глибинах застосовують колінчасті термометри (Савінова), витяжні, термометри-щупи, електротермометри (АМ-2М), максимально-мінімальні термометри (АМ-17), термоелектричну дистанційну установку (М-54-1) та ін.

Термометр колінчастий (Савінова) ТМ-5 використовують для вимірювання температури орного шару ґрунту на глибинах 5, 10, 15 і 20 см. Це ртутний термометр, який має вставну шкалу з ціною поділки $0,5^{\circ}\text{C}$. Залежно від глибини, для якої термометр призначено, його довжина змінюється від 290 до 500 мм. Захисна трубка і капіляр термометра трохи вище резервуара зігнуті під кутом 135° (рис. 14.13).

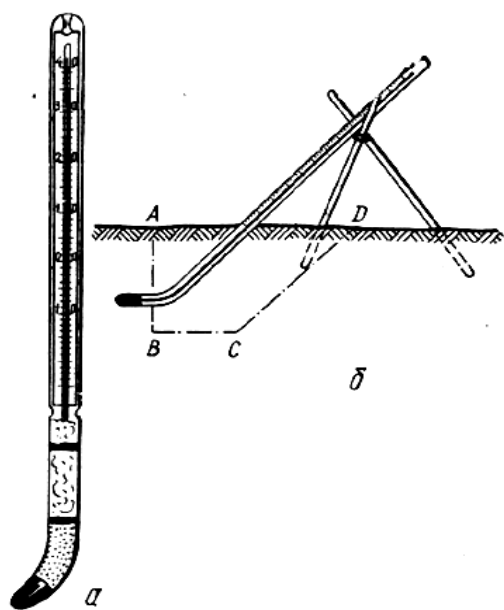


Рис. 14.13. Термометр колінчастий (Савінова)

Нижня частина скляної захисної оболонки від резервуара до початку шкали заповнена термоізоляційним порошком, а зверху над порошком — ватою. Це потрібно для кращої термоізоляції резервуара від верхньої частини термометра, яка перебуває в інших температурних умовах, ніж його нижня частина, що розміщена в ґрунті.

Колінчасті термометри встановлюють рано навесні, зразу ж після сходу снігового покриву, коли глибина відталого ґрунту досягає 20-25 см. Установлюють їх на ділянці поруч з термометрами для визначення температури поверхні ґрунту на відстані 10 см один від одного резервуарами на північ на лінії в напрямі зі сходу на захід у порядку зростання глибини.

Щоб встановити колінчастий термометр, потрібно викопати канавку у вигляді трапеції АВСО (рис. 14.13 б). Північна сторона АВ канавки прямовисна. У ній на

заданій глибині роблять заглиблення, паралельне поверхні ґрунту, в яке вставляють резервуар термометра. При цьому частина термометра, розміщена над поверхнею ґрунту, повинна бути нахилена під кутом 45° до поверхні ґрунту. Після встановлення термометра канавку засипають, уважно стежачи, щоб зберігалася послідовність вийнятих шарів ґрунту і ґрунт щільно прилягав до резервуара. Для стійкості термометри закріплюють на дерев'яних козлах.

Восени, коли температура ґрунту на глибині 5 см знижується до 0° , термометри з ґрунту виймають і спостереження не проводять.

До термометрів під час спостережень потрібно підходити з північної сторони і послідовно, почи-наючи з термо-метра, встановленого на глибині 5 см, знімати покази їх. Після відліку вводять поправки на «виступаючий стовпчик» та інструментальну.

Термометр витяжний ТМ-10 застосовують для вимірювання температури ґрунту на глибинах 20, 40, 80, 160, 320 см. Це ртутний термометр з вставною шкалою, яка має поділки через $0,2^{\circ}\text{C}$. Межі шкали: від -5 до $+40^{\circ}\text{C}$, або від -20 до $+30^{\circ}\text{C}$ (Рис. 14.14).

Кожний термометр вмонтовано в циліндричну вініпластову оправу 2, нижня частина якої закінчується металевим дном 1 (рис. 14.14а). Оправа має поздовжній виріз для шкали. Простір навколо резервуара термометра, що міститься в нижній частині оправи, засипаний дрібними мідними ошурками і внаслідок цього має значну теплову інерцію. Це дає змогу під час відрахування показів термометра виймати його з ґрунту, спокійно робити відлік і поміщати на попереднє місце. За цей час термометр не встигне змінити свого показу і покаже справжню температуру ґрунту.

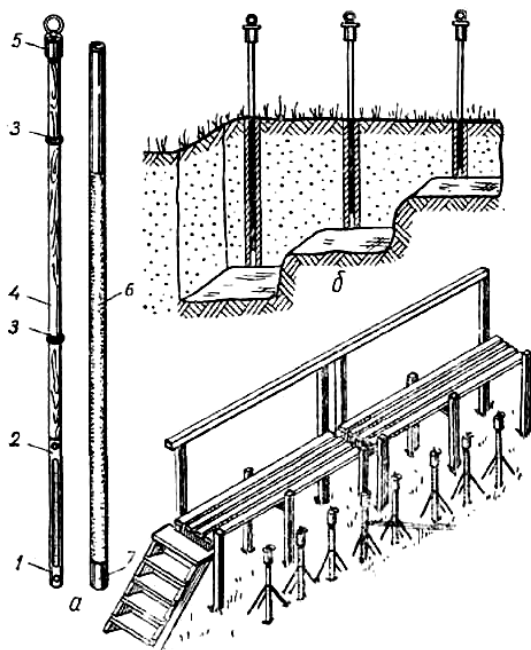


Рис.14.14. Термометр витяжний:
а – загальний вигляд; б – траншея для витяжних термометрів; в - установка

і встановлюється вертикально на відстані 50 см одна від одної в зроблені за допомогою бура свердловини або спеціально викопану траншею (рис.14.14 б). Довжина труб зростає із сходу на захід. Труби повинні виступати над поверхнею ґрунту на 50—100 см, щоб взимку їх не заносило снігом.

Для встановлення витяжних термометрів підбирають відкриту ділянку з природним покривом (влітку - трава, взимку - сніг).

Щоб зберегти природний покрив біля термометрів, з північної сторони влаштовують відкидний поміст, з якого і ведуть спостереження (рис. 14.14 в)

На метеорологічних станціях витяжними термометрами, на відміну від колінчастих, користуються цілий рік. Строки спостереження такі: для термометрів, розміщених на глибині 20 і 40 см, вісім разів на добу, для решти – один раз на добу о 12-й годині міжнародного скоординованого часу.

Термометр-щуп (рис. 14.15.) застосовують для вимірювання температури поверхневих шарів ґрунту (від 3 до 30 см) у польових умовах. Сам термометр 3 спиртовий (забарвлений) з ціною поділок шкали $0,5^{\circ}\text{C}$, що має межу від 0 до $+60^{\circ}\text{C}$, вставлений у спеціальну оправу 2, загострений нижній кінець 1 якої дає змогу порівняно легко заглиблювати термометр у ґрунт. Контакт між ґрунтом і резервуаром термометра здійснюється за допомогою металевого конусоподібного наконечника і мідних або латунних ошурок, які засипають між резервуаром і стінками наконечника.

Верхня частина оправы має поздовжній закритий органічним склом виріз для шкали. На протилежному боці оправы нанесено поділки в сантиметрах для визначення глибини встановлення термометра. Верхній кінець оправы закінчується ручкою 4, яка полегшує занурення термометра в ґрунт. Під час спостережень термометр-щуп вставляють у ґрунт на певну глибину і через 5-10 хв. роблять відлік.

За допомогою гвинтів оправа з термометром прикріплюється до дерев'яного стержня 4, довжина якого залежить від глибини встановлення термометра. Довжину стержня за допомогою спеціальних з'єднань 3 можна нарощувати. Зовнішній кінець стержня закінчується ковпачком 5 з кільцем, за яке термометр виймають з ґрунту.

Витяжні термометри разом з дерев'яними стержнями опускають у пластмасові або ебонітові труби 6, вкопані в ґрунт. Кожна труба закінчується металевим наконечником 7

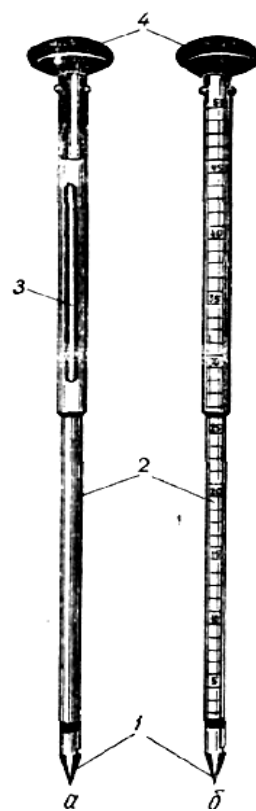


Рис.14.15. Термометр-щуп:
а – вигляд спереду;
б – вигляд з протилежного боку

Електротермометр АМ-2М (рис. 14.16.) використовують для дистанційного вимірювання температури ґрунту на глибині 2-5 см, переважно на глибині залягання вузла кушіння. Він забезпечує вимірювання температури від -30°C до $+45^{\circ}\text{C}$ з точністю $\pm 1^{\circ}$. Це термометр опору, головнішими частинами якого є датчики (10 шт.) і пульт. Кожний датчик складається з герметичного металевго корпусу 2, всередині якого є чутливий елемент (мідний дротик), що з'єднується двожильтним кабелем / через штепсельну вилку 3 з пультом.

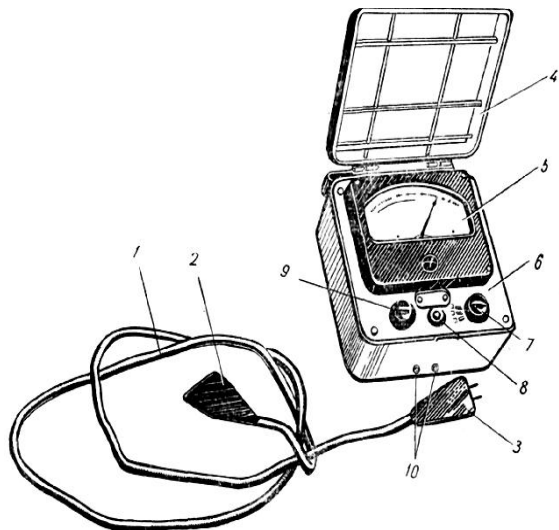


Рис. 14.16. Електротермометр АМ-2М

Вимірювальний пульт складається з корпусу 6, який закривається кришкою 4, шкали 5, перемикача діапазонів 8, перемикача видів робіт 7, ручки реостата 9 і виходів для підключення датчика 10.

Спостереження за допомогою електротермометра АМ-2М проводять у такій послідовності. Спочатку встановлюють датчик (для вимірювання температури на глибині вузла кушіння до замерзання ґрунту). Для цього копають канавку глибиною 3 см, шириною 5-8 і довжиною 150 см, кладуть в неї датчик і кабель, які прикопують. Протилежний від датчика кінець кабелю (30-40 см), який не закладають у канавку, прив'язують до

дерев'яного брусочка, забитого в ґрунт.

На цей брусочок можна прибити невелику дощечку для встановлення пульта.

Після встановлення датчика і підключення його до пульта (гнізда 10) відкривають кришку пульта і встановлюють перемикач роду робіт у положення «В». При цьому стрілка повинна перебувати на поділці шкали $+5^{\circ}\text{C}$ з лівої сторони. Якщо цього не буде, то це потрібно зробити за допомогою гвинта коректора. Потім перемикач діапазонів температур переводять у положення + (вліво), а ручку перемикача роду робіт у положення «Р». Поворотом ручки реостата встановлюють стрілку на поділку $+45^{\circ}$ (з правого боку шкали).

Щоб виміряти температуру в діапазоні від $+5$ до $+45^{\circ}$, ручку перемикача роду робіт переводять у положення «И» і визначають за положенням стрілки покази приладу в цілих градусах. Після цього перемикач роду робіт знову переводять у положення «В».

Щоб виміряти температуру в діапазоні від $+5$ до -30° , ручку перемикача діапазонів переводять вліво, а ручку перемикача роду робіт у положення «И» і роблять відлік. Після закінчення спостережень ручку перемикача роду робіт ставлять у положення «В», пульт закривають кришкою, а вилку датчика виймають з гнізда пульта. До приєднання датчика змінювати положення ручок пульта забороняється.

Мерзлотомір Даниліна (рис. 14.17.) – прилад для визначення глибини промерзання ґрунту. Головною частиною цього досить простого приладу є гумова трубка 3 з сантиметровими поділками.

Довжина трубки, як правило, становить 150 см, а для районів поширення багаторічної мерзлоти — 300 см. Трубка знизу закрита пробкою, а верхній кінець її, після заповнення місцевою ґрунтовою водою, прикріплюється до дерев'яного стержня 2, який, як і у витяжних термометрів, закінчується металевим ковпачком. Ковпачок закриває захисну ебонітову трубку 1, в яку вставляють гумову трубку разом з дерев'яним стержнем.

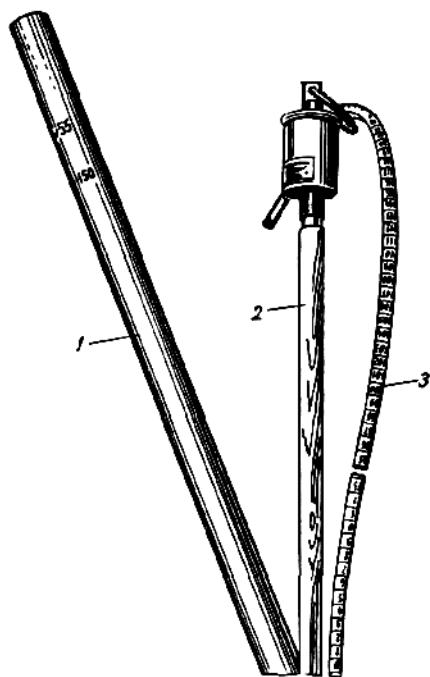


Рис.14.17. Мерзлотомір Даниліна

Мерзлотомір установлюють, як і витяжні термометри. Спочатку роблять вертикальну свердловину, в яку опускають відповідної довжини захисну ебонітову трубку. В ебонітовій трубці протягом усього періоду спостережень міститься гумова трубка, нульова поділка якої завжди перебуває на рівні поверхні ґрунту. Спостереження за глибиною промерзання ґрунту починають з моменту настання заморозків і проводять щоденно протягом холодного періоду року до повного відтавання ґрунту. Щоб визначити глибину промерзання ґрунту, гумову трубку витягують за кільце і двома пальцями прощупують її зверху вниз, визначаючи при цьому нижню межу стовпчика льоду в трубці за нанесеними поділками з точністю до 0,5 см.

При вимірюванні температури повітря користуються психрометричними, максимальними і мінімальними термометрами. Безперервно реєструвати температуру повітря можна термографом.

Термометр психрометричний ТМ-4 (рис. 14.18.) – це ртутний термометр з виставною шкалою, яка має поділки через 0,2°. Межі шкали: від +40°C до –35°C,

або +50°C до –25°C. Резервуар термометра має кулясту форму.

Психрометричний термометр встановлюють вертикально. Для цього на верхню частину захисної трубки насаджено металевий ковпачок із закраїною, за допомогою якого термометр закріплюють на штативі.

Для районів з сильними морозами застосовують спиртові (низько градусні) психрометричні термометри ТМ-9 з циліндричним резервуаром.

Максимальні і мінімальні термометри для вимірювання температури повітря за своєю будовою не відрізняються від тих, які використовують для вимірювання температури поверхні ґрунту. Температуру повітря завжди вимірюють у затіненому від сонця місці. На метеорологічних станціях термометри для визначення температури повітря розташовують у психрометричних (метеорологічних) жалюзійних будках (рис. 14.19.). Будка захищає

термометр
і від
прямих
сонячних
променів,
теплових
променів,
які
випромінює
поверхня
землі, а
також од
вітру і
механічні
х

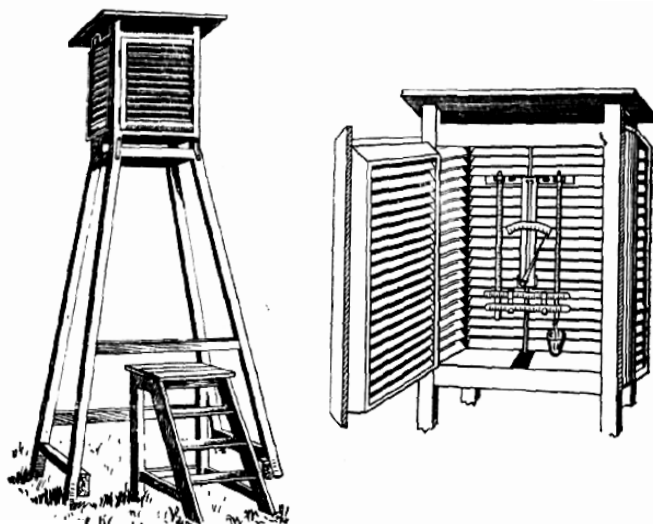


Рис.14.19. Психрометрична будка (загальний і внутрішній вигляд)

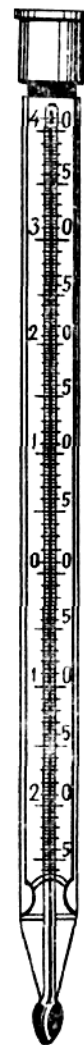


Рис.14.18. Термометр психрометричний

пошкоджень, в той же час, завдяки жалюзійним планкам дозволяє вільний доступ до термометра.

До середньої планки дна будки кріпиться металевий штатив, на якому встановлюють: вертикально-психрометричні термометри і гігрометр, горизонтально-максимальний і мінімальний термометри.

Будку закріплюють на дерев'яній або металевій підставці так, щоб резервуари психрометричних термометрів знаходились на висоті 2 м від земної поверхні. Для зручності ведення спостережень з північної сторони до будки приставляють сходи.

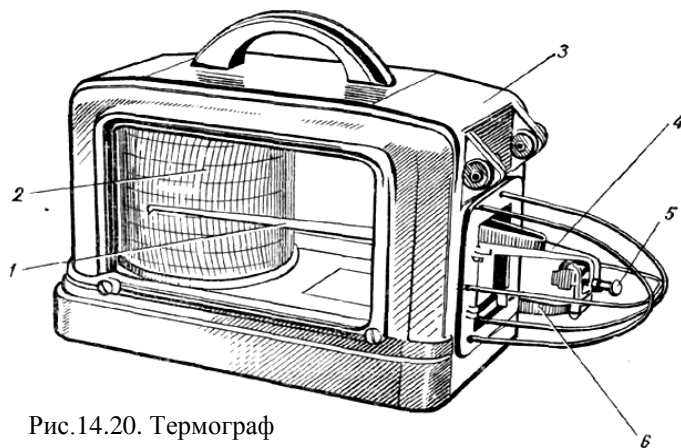


Рис.14.20. Термограф

На агрометеорологічних постах для встановлення термометрів використовують простішу за будовою будку Селянинова. Вона менша і встановлюється на стовпчику так, щоб висота від поверхні ґрунту до резервуарів термометрів дорівнювала 1,5 м.

Термограф (рис. 14.20.) використовують для безперервної

реєстрації змін температури приземного шару повітря. Прилад складається з таких основних вузлів: датчика температури — біметалевої пластинки 6, яка одним кінцем через важіль і тягу з'єднана з стрілкою, а другим — прикріплена нерухомо до кронштейна 4; записуючого механізму — стрілки 1 з пером і барабана 2 з годинниковим механізмом всередині; корпусу 3.

Перо термографа заповнюється спеціальним аніліновим чорнилом, яке має в своєму складі гліцерин. Останній сприяє тому, що чорнило навіть при високих температурах дуже повільно висихає, а на морозі не замерзає. Установочним гвинтом 5 можна змінювати положення пера на стрічці.

Барабан за допомогою годинникового механізму обертається навколо вертикальної осі. Повний оберт барабана здійснюється за добу або за тиждень. У першому випадку термограф називають «добовим», у другому — «тижневим». На барабан надівають паперову стрічку з температурною шкалою та поділками часу (рис. 14.21.). Вона утримується на поверхні барабана спеціальною пружиною.

Якщо температура повітря змінюється, біметалева пластинка зміщується у вертикальній площині. Вона або випрямляється, або ще більше згинається. Деформація пластинки через систему важелів передається на стрілку і перо. Перо залишає чорнильний слід на стрічці під час обертання барабана.

Перед установкою термографа потрібно відкрити кришку корпусу, зняти барабан з його осі (обережно береться двома пальцями за головку заводного ключа), ключем завести годинниковий механізм; надіти стрічку на барабан, вказавши на її зворотній стороні дату і

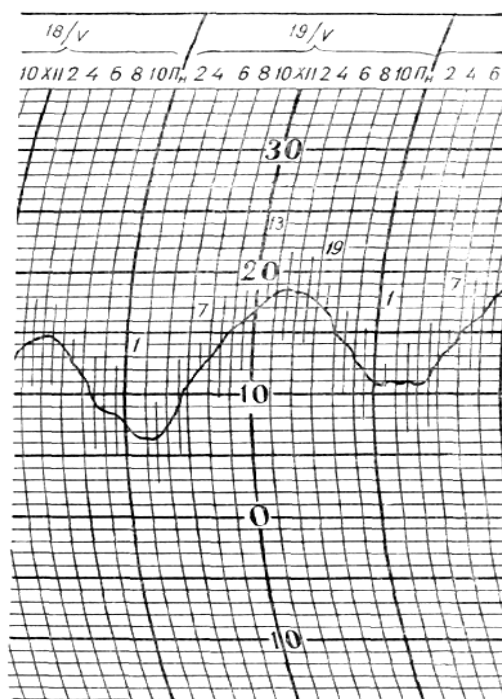


Рис. 14.21. Стрічка термографа

час зміни стрічки; поставити барабан на своє місце і, обертаючи його навколо осі (проти годинникової стрілки), підвести стрічку до пера тією кривою, яка відповідає часу її встановлення. Після цього відпустити аретир стрілки, простежити, щоб перо прилягало до стрічки, і за допомогою установочного гвинта поставити перо термографа в ту точку стрічки, яка відповідатиме значенню температури в момент запуску приладу (при встановленні стрічки треба записати покази термометра). Готовий до запису температури термограф обережно поставити в будку.

14.3. ПРИЛАДИ ДЛЯ ВИМІРЮВАННЯ ХАРАКТЕРИСТИК ВОЛОГОСТІ ПОВІТРЯ

Характеристики вологості повітря на практиці вимірюють переважно психрометричним і гігрометричним методами. Суть першого полягає в тому, що вологість визначається на основі показів двох однакових термометрів, але поверхня резервуара одного з них щільно обгорнута білим батистом і протягом усього часу або на період спостережень змочується дистильованою водою. Другий термометр залишається в звичайному стані і на відміну від «змоченого» зветься «сухим». З поверхні батисту, яким обгорнуто резервуар змоченого термометра, вода випаровується в навколишній простір, на що витрачається певна кількість тепла. Завдяки цьому змочений термометр завжди буде показувати нижчу температуру, ніж сухий. Чим сухіше повітря, тим інтенсивніше випаровується вода, тим більша різниця показів сухого і змоченого термометрів. Отже, різниця показів сухого і змоченого термометрів буде характеризувати вологість повітря

Гігрометричний метод вимірювання вологості повітря ґрунтується на здатності деяких гігроскопічних тіл (людська волосина, плівка кишечника тварин тощо) змінювати свою довжину залежно від зміни вологості повітря. Визначаючи тим чи іншим способом, наприклад, зміну довжини волосини, можна визначити вологість повітря, знаючи попередньо залежність між довжиною волосини і вологістю повітря.

Для вимірювання вологості повітря психрометричним методом використовують станційний і аспіраційний психрометри, а гігрометричним – гігрометри і гігрографи.

Психрометр станційний (рис. 14.22.) складається з двох однакових (парних) психрометричних термометрів, вертикально встановлених на штативі у психрометричній будці. Лівий термометр психрометра сухий, правий — змочений. Останній щільно обгорнутий батистом, кінець якого опущено в скляночку з дистильованою водою. Розміри клаптика батиста – 9х4,5 см. Батист пов'язують на 4 мм вище від резервуара, зверху і знизу перев'язують ниткою. Резервуар змоченого термометра встановлюють на 2-3 см від води. Завдяки капілярності батисту вода по ньому піднімається безпосередньо вгору і змочує резервуар термометра, з поверхні якого вона й випаровується.

Станційним психрометром користуються за будь-яких додатних температур та при від'ємних температурах до -10°C . В останньому разі похибка психрометра значно збільшується. У зв'язку з цим скляночку з водою переносять у приміщення, а кінець батисту змоченого термометра підрізують під самим резервуаром. Тільки за 30 хв до спостереження скляночку з водою кімнатної температури виносять і в неї занурюють резервуар змоченого термометра, уважно спостерігаючи за показами самого термометра. При цьому обов'язково потрібно дочекатися моменту, коли його покази стануть вище нуля. Це є доказом того, що шар льоду, який був на резервуарі термометра, повністю розтанув. Далі слід забрати скляночку з водою, зачинити будку і, коли

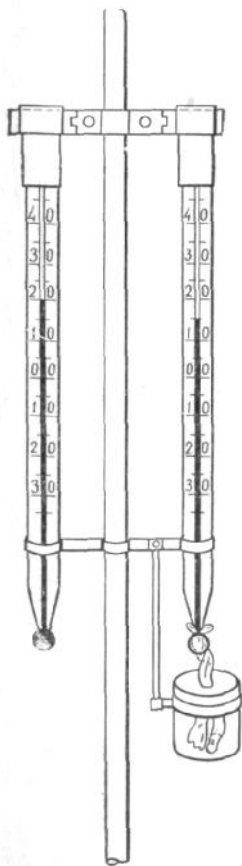


Рис.14.22. Психрометр станційний

підійде строк спостереження, зняти покази обох термометрів психрометра, визначивши водночас, у якому агрегатному стані перебуває вода на батисті. Для цього можна торкнутися олівцем нижнього кінця батиста. Якщо на батисті була переохолоджена вода, то дотик твердого предмета викличе її замерзання і покази змоченого термометра спочатку під-вищатися, а потім знову почнуть знижуватися. Якщо на батисті був лід, то покази змоченого термометра не зміняться. Влітку при високих температурах повітря батист інколи не встигає в достатній кількості подавати до резервуара воду. У цих випадках за 10-15 хв до спостереження батист треба додатково змочити, піднявши для цього скляночку і зануривши в воду резервуар термометра.

Спостереження за психрометром зводяться до відліку показів сухого і змоченого термометрів з точністю до $0,1^{\circ}$. Це слід робити дуже швидко, щоб виключити вплив температури спостерігача. Під час відліку треба намагатися не дихати на термометр і наближати до нього ліхтарик (при відліках уночі). Після відліку вводять поправки і обчислюють характеристики вологості повітря.

Психрометр аспіраційний (рис. 14.23.) – дуже зручний прилад для ведення спостережень у польових умовах і особливо серед рослин, адже для нього не треба психрометричної будки. Прилад за принципом дії аналогічний станційному психрометру. Він також складається з двох однакових термометрів 4, 8, які вставлено в металеву оправу, бокові частини якої мають вигляд планок 3, 10. Планки захищають термометри від пошкоджень. Середня частина оправы – пустотіла трубка 3, яка в нижній частині роздвоюється на двостінні (зовнішня і внутрішня) циліндричні трубки У, 12. Зовнішні трубки прикріплені до оправы за допомогою пластмасових або ебонітових кілець 2, 11, які виконують роль термо-

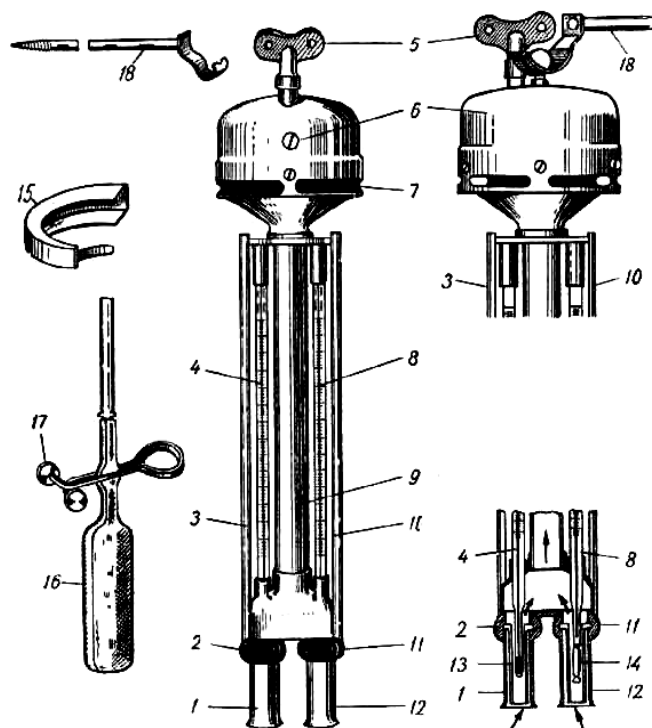


Рис. 14.23. Психрометр аспіраційний

ізоляторів. У внутрішні трубки 13, 14 входять резервуари термометрів. На верхню частину оправы нагвинчено головку 6 з вентилятором, який приводиться в дію за допомогою пружини, що накручується ключем 5, або електродвигуна що можна підключити до побутової електромережі. Вентилятор втягує зовнішнє повітря з постійною швидкістю 2 м/сек. в трубки 1, 12. Потім повітря обтікає резервуари, проходить трубку оправы 9 і через щілинні отвори 7 головки виходить за межі психрометра. При швидкості вітру понад 3 м/сек. на головку приладу з навітряного боку надівають спеціальну металеву дугу 15, яка усуває порушення нормальної швидкості вентиляції.

Змочують резервуар одного з термометрів за допомогою гумової груші 16 із скляним наконечником та затискачем 17. Під час спостережень прилад зручно підвішувати на металевий стержень з гачком 18, який загвинчують у дерев'яну рейку, вставлену в ґрунт.

Для ведення спостережень психрометр виносять з приміщення і тільки після цього через 15 хв. влітку і через 30хв. взимку провадять вимірювання. При від'ємних температурах за 30 хв. і при додатних — за 4 хв. до спостережень батист змочують

дистильованою водою. Правильне змочування термометра відіграє важливу роль у надійності показів психрометра. Його потрібно провадити дуже уважно, додержуючись існуючих правил.

Слід пам'ятати, що при температурі повітря нижче -10° аспіраційним психрометром, як і станційним, не користуються.

Гігрометр волосяний (рис. 14.24.) є зручним приладом для швидкого визначення відносної вологості повітря. Приймальною частиною його є людська знежирена волосина 3 (довжина близько 27 см), натягнута на металеву рамку. Верхній кінець волосини закріплено на кінці гвинта 5, за допомогою якого регулюють натяг її на рамі. Другий кінець волосини обернуто і закріплено на маленькому блоці 6, насадженому на вісь 2. На цьому ж блоці на невеликому штифті закріплено тягарець, який натягує волосину.

Коли вологість повітря зростає, волосина стає довшою і тягарець, обертаючи блок за годинниковою стрілкою, опускається вниз. Якщо вологість зменшується, волосина укорочується і, обертаючи блок у зворотний бік, піднімає тягарець угору. На блоці закріплено стрілку 1, положення якої в кожний момент часу можна відлічувати на шкалі 4, прикріпленій на металевій рамці проти кінця стрілки. Стрілку можна переміщувати по шкалі за допомогою гвинта-регулятора.

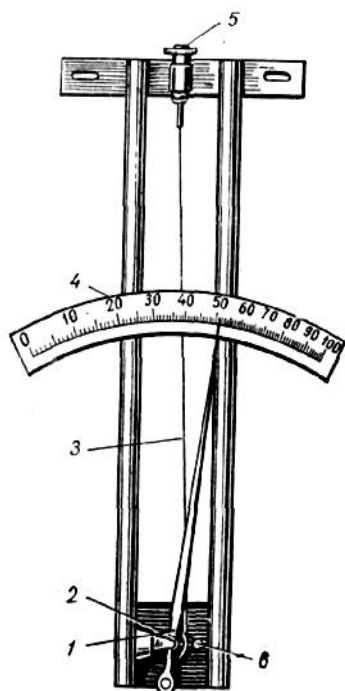


Рис. 14.24. Гігрометр волосяний

Гігрометр однаково добре працює як при додатній, так і при низькій від'ємній температурі повітря, хоч похибка його дещо більша, ніж у психрометра. Взимку, коли температура повітря нижча -10°C , гігрометр є практично єдиним приладом для вимірювання вологості повітря. До цього його треба вивірити, провівши паралельні спостереження за гігрометром і станційним психрометром.

Визначення відносної вологості повітря за допомогою гігрометра зводиться до простого відліку на його шкалі положення стрілки з точністю до 1%. Для контролю роботи приладу після кожного відліку стрілку відводять трохи вліво. Якщо вона після цього знову повертається в початкове положення, прилад працює нормально.

Покази волосяного гігрометра відносні. До них вводять поправки, які дістають порівнянням показів

гіг
роме
тра

з показами психрометра. Для цього будують графік за щоденними відліками психрометра і волосяного гігрометра. На горизонтальній осі відкладають відносну вологість за гігрометром, а на вертикальній – за психрометром (рис.14.25). Потім проводять середню лінію так, щоб по обидва боки від неї була однакова кількість точок. Виправлені значення вологості повітря за гігрометром визначають так. На горизонтальній осі знаходять точку, що відповідає показам гігрометра, і з неї перпендикулярно до осі

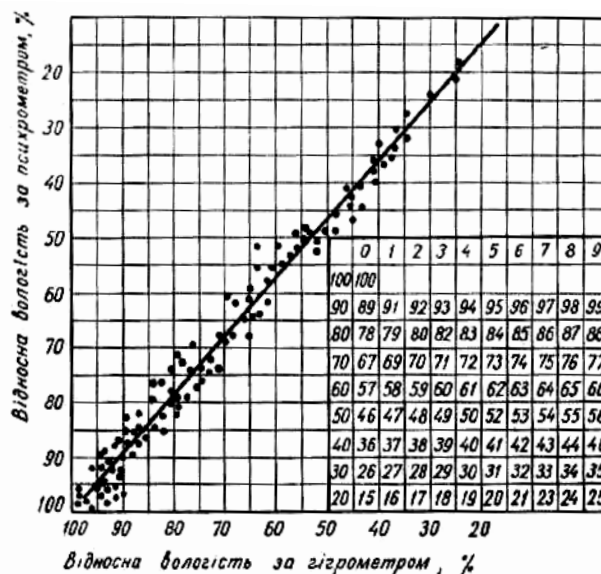


Рис 14.25. Таблиця і графік поправок гігрометра

піднімаю-ться вгору до перетину з лінією залежності (середня лінія), звідси переміщуються паралельно горизонтальній осі до перетину з вертикальною віссю. Точка перетину і буде шуканим значенням відносної вологості повітря. Наприклад, відлік за гігрометром 70%, виправлена величина буде 67%. Можна користуватися також таблицею, наведеною на рис.66. Покази гігрометра на цій таблиці знаходять у лівому вертикальному стовпчику (десятки) і верхньому горизонтальному (одиниці). До-пустимо, що відлік за гігрометром становить 52%, тоді виправлена величина становитиме 48%.

Гігрометр плівковий (рис.14.26.) (зараз не використовується) – прилад для вимірювання відносної вологості повітря. Його приймачем є натягнута на металеве кільце гігроскопічна плівка кишечника тварин 2 (мембрана), в центрі якої є металева шайба. До шайби прикріплено передавальний механізм, який складається з тяги 10, осі 8, стрілки 5 і важка 9. У нижній частині рами 4 є лапки 1 для встановлення приладу на столі. Установочними гвинтами 3 датчик (мембрану) можна переміщувати, коли стрілку

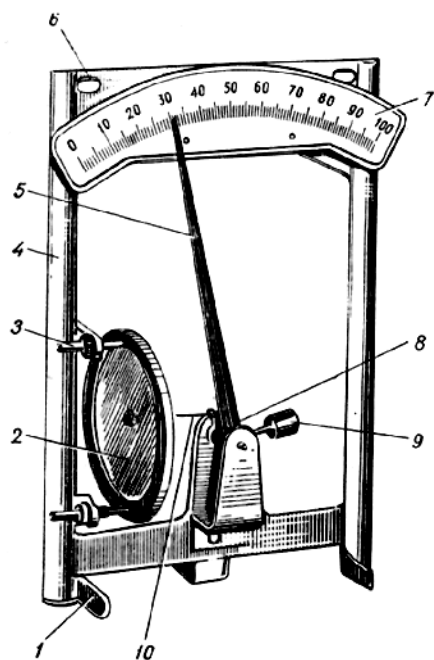


Рис.14.26. Гігрометр плівковий

потрібно встановити на задану поділку шкали. Зміна пружних властивостей мембрани під дією зміни вологості повітря передається на стрілку, яка займає певне положення відносно шкали 7. У верхній частині рами є два отвори 6 для прикріплення приладу. Покази плівкового гігрометра відносні. До них, як і до показів волосяного гігрометра, вводяться поправки, добуті порівнянням показів плівкового гігрометра з показами психрометра.

Гігрограф (рис. 14.27.) використовують для безперервного запису змін відносної вологості повітря в межах від 30 до 100% при температурі від -35 до $+45^{\circ}$, з похибкою $\pm 10-15\%$. Приймачем є пучок (35-40 шт.) знежиреного людського волосся, прикріпленого своїми кінцями до металевої рамки 4 спеціальними ебонітовими втулками 5. Пучок волосся за допомогою гачка з'єднаний із зігнутим важелем і тягарцем 3 на його кінці. Завдяки цьому пучок постійно перебуває в натягнутому стані. Важіль повзає по другому важелю, з'єднаному спільною віссю із стрілкою 2, на кінці якої

міститься перо.

Записуючою частиною гігрографа служить барабан 1 з годинниковим механізмом всередині, пружина якого накручується за допомогою ключа. Зміна відносної вологості

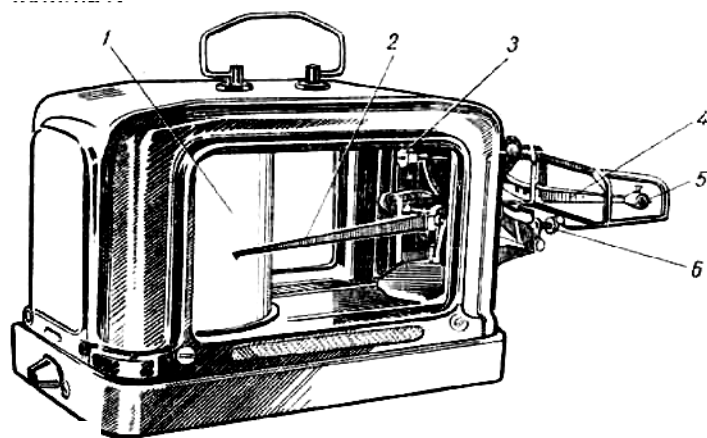


Рис.14.27. Гігрограф

повітря приводить до зміни довжини пучка волосся, а це, в свою чергу, через передавальний механізм – до переміщення стрілки з пером на паперовій діаграмній стрічці. Перо стрілки на потрібну поділку стрічки встановлюють обертами установочного гвинта 6.

14.4. ПРИЛАДИ ДЛЯ ВИМІРЮВАННЯ АТМОСФЕРНИХ ОПАДІВ

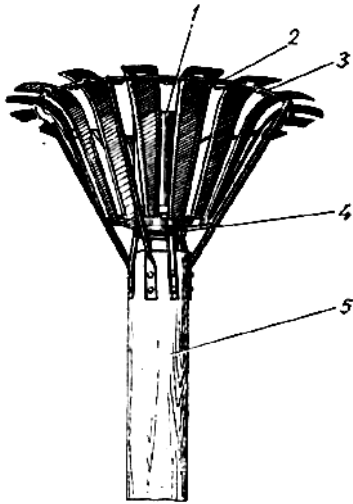


Рис. 14.28. Опадомір Третьякова

Для вимірювання атмосферних опадів використовують такі основні прилади: 1) опадомір Третьякова – для визначення кількості опадів у рідкому і твердому стані; 2) дощомір польовий (Давітая) – для вимірювання рідких опадів; 3) снігомір ваговий – для визначення щільності снігу; 4) рейки снігомірні – для визначення висоти снігового покриву; 5) плювіограф – для безперервної реєстрації опадів; 6) вимірювач кількості та інтенсивності опадів ВОА-1.

Опадомір Третьякова (рис. 14.28) складається з відра, кришки, захисту з металевих планок і вимірювального стакана.

Відро опадоміра 1 має форму циліндра діаметром 159,9 мм, площею поперечного перерізу 200 см^2 і висотою 40 см. Всередині відра, крім звичайного дна, впаяне друге дно (діафрагма) лійкоподібної форми з отвором для стікання води в його нижню частину. Роль діафрагми—зменшити випаровування зібраних опадів. У зв'язку з цим влітку отвір діафрагми ще додатково накривають лійкою з невеликим отвором у центрі. Взимку лійку знімають. Із зовнішнього боку відра під діафрагмою припаяно невелику трубку (носик) для зливання опадів, які збираються у відрі, у вимірювальний стакан. Трубку закривають ковпачком, прикріпленим металевим ланцюжком до відра. Таких відер опадомір має два, що дає змогу вести спостереження безперервно.

Відро встановлюють у кільцеву оправу (таган) 4, яку закріплено нерухомо на дерев'яному стовпі 5 або металевій приставці так, щоб верхній зріз відра займав горизонтальне положення і був на висоті 2 м над поверхнею землі.

Для зменшення впливу вітру на покази опадоміра навколо відра монтують захист з 15 металевих планок 2 певної форми, рівномірно розміщених на кільці захисту 3. Верхні кінці їх відігнуті в зовнішній бік і розміщені в одній горизонтальній площині з верхнім краєм відра.

Біля опадоміра встановлюють східці, щоб можна було легко і зручно змінювати відра під час спостережень.

Для вимірювання опадів спостерігач у час спостережень приносить запасне відро, закрите кришкою, і замінює ним те відро, яке до цього було в опадомірі. Із принесеного відра знімають кришку і накривають нею тільки що зняте відро. Останнє заносять у приміщення, де зібрані опади через носик зливають у вимірювальний стакан (тверді опади спочатку повинні розтанути), щоб кількість опадів, виміряну в поділках стакана перевести в міліметри шару води, кількість поділок потрібно розділити на 10.

Дощомір польовий (Давітая) – це циліндричний стакан 1 (рис. 14.29.) висотою 34 см з розширеною верхньою частиною 2, яка є приймачем опадів. Площа приймальної частини становить 30 см^2 .

Для зменшення випаровування опадів у стакан встановлено скляну лійку 3. На стакан нанесено міліметрові поділки.

Дощомір установлюють на дерев'яній підставці з таким розрахунком, щоб верхній його край містився на висоті 1,5 м від поверхні землі. Щоб виміряти опади серед рослин, дощомір установлюють прямо на землю.

Для того щоб визначити кількість опадів за допомогою дощоміра, досить зробити правильний відлік за шкалою, тримаючи око на рівні меніска води.

Снігомір ваговий (рис. 14.30.) використовують для вимірювання щільності снігового покриву в польових умовах. Він складається з металевого циліндра 1 і ваг.

Циліндр висотою 60 см і площею поперечного перерізу 50 см^2 має на одному кінці товсте кільце з загостреним краєм у вигляді пилки, а на другому – кришку, яка закриває його.

Збоку циліндра нанесено шкалу з сантиметровими поділками для визначення висоти снігового покриву. На циліндрі вільно переміщується кільце з дужкою 2, за яку циліндр підвішують до ваг.

Ваги снігоміра складаються з латунної рейки 3 з нанесеними на ній поділками від 0 до 300 та позначенням цифрою кожного десятка поділок. Одна поділка відповідає 5 г. На рейці закріплено дві призми. Одна з них, обернена ребром вниз, ділить лінійку на два нерівних плеча і спирається на підвіс рукоятки 5 з кільцем, за яке спостерігач утримує ваги в підвішеному стані. На другу призму (короткого плеча) надівають гачок 6, до якого за дужку підвішують циліндр.



Рис. 14.32.
Снігомірна рейка
переносна

Для зрівноваження ваг служить важок 4, який може переміщуватися на рейці ваг. Важок має виріз, через який видно поділки шкали, а на скошеному його краї нанесено риску для відліку поділок на шкалі ваг. Рівновагу ваг визначають за покажчиком, який є на рейці.

Ваговим снігоміром можна визначати не тільки щільність снігу, а й запаси води в ньому, які дорівнюють (у міліметрах) числу поділок на вагах.

Рейки снігомірні. Рейки снігомірні бувають постійні і переносні (маршрутні). Постійна рейка — це дерев'яний брус довжиною близько 2 м шириною не менше 5 см, розбитий на сантиметрові забарвлені поділки (рис. 14.31.).

Постійні снігомірні рейки встановлюють восени до початку снігопадів. Вибравши місце, забивають у землю дерев'яний загострений брус (40-60 см), на якому є вирізна сходинка. До бруска і прикріплюють снігомірну рейку.

Спостереження за висотою снігового покриву по постійній рейці ведуть з одного і того самого місця на відстані 5-6 кроків, щоб не порушувати снігового покриву. Відлік здійснюють з точністю до сантиметра.

Переносну снігомірну рейку (рис. 14.32.) використовують під час маршрутних зйомок снігового покриву на полях. Це прямокутний брусок довжиною 180, шириною 4 і

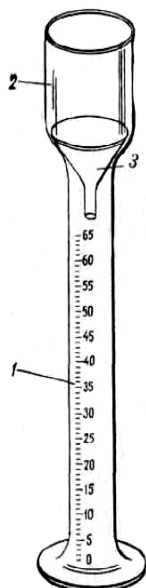


Рис. 14.29.
Дошомір польовий
(Давітая)

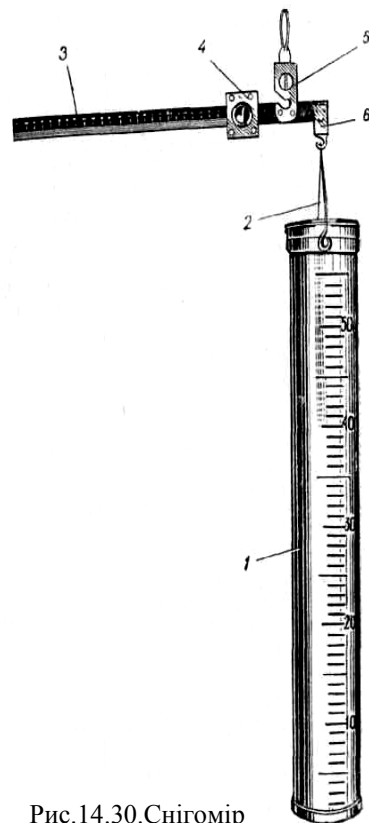


Рис. 14.30. Снігомір
ваговий

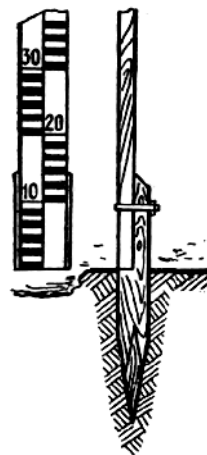


Рис. 14.31. Рейка
снігомірна (постійна)

товщиною 2 см, зроблений із сухого просоченого олією дерева. Нижній кінець рейки загострений і оббитий жерстю.

Плювіограф П-2 (рис. 14.33.) змонтований в металевому корпусі 3 циліндричної форми. Приймачем опадів є посудина 2 з приймальною площею 500 см². Конусоподібне дно обернуто вниз вершиною і має декілька отворів для стоку води. До дна припаяна зливна трубка, вставлена у воронку трубки 4, що йде від камери поплавця 8, укріпленої гвинтом на платні 10. У середині камери 8 знаходиться металевий поплавець з вертикальним стрижнем, що виходить через кришку камери і пропущеним через Г-подібний кронштейн (закріплений на кришці, на якому за допомогою колодки закріплена стрілка, що закінчується пером). Збоку камери 8 є трубка, в яку за допомогою мідної гільзи вставляється скляний сифон 11 для зливу опадів. На кришці камери поплавця 8 укріплений механізм примусового зливу 5. Він забезпечує початок зливу води при певному рівні заповнення камери незалежно від інтенсивності випадання опадів.

На платі 10 укріплена стійка 9 з віссю для годинникового механізму з барабаном 6. На дні корпуса встановлюється посудина 12, в яку через сифон зливається вода з камери 8.

Вода, що потрапила в судину 2, стікає по зливній трубці циліндричної посудини і потрапляють в камеру 8. Поплавець, що знаходиться в ній, підіймається. Перо, що піднімається поплавцем, креслить на стрічці, надітій на барабан, криву, кут нахилу якої тим більший, чим інтенсивніше випадають опади. Коли вода в поплавковій камері досягне певного рівня, починається її зливання з камери. Для підвищення надійності зливання в плювіографі П-2 застосовується механізм примусового зливу. У момент досягнення заданого рівня води в камері поплавець автоматично починає діяти механізм примусового зливу, ударом занурюючи поплавець, різко цим підвищуючи рівень води в камері, забезпечуючи повне заповнення сифона і швидкий злив води з камери.

Плювіограф встановлюється на метеорологічному майданчику на дерев'яному стовпі або спеціальній металевій підставці з таким розрахунком, щоб верхній край приладу знаходився на висоті 2 м над поверхнею землі. Спочатку встановлюється корпус (кожух) з приймачем опадів. Верхній край приймача опадів повинен бути в горизонтальному положенні. Корпус зміцнюється за допомогою трьох дротяних відтяжок.

Вимірювач кількості та інтенсивності опадів ВОА-1

Вимірювач призначений для вимірювання кількості рідких та твердих опадів, а також інтенсивності рідких опадів в автоматизованому режимі, що дозволяє візуально отримувати інформацію про кількість та інтенсивність опадів, забезпечити архівацію інформаційних даних та, за необхідністю, передати її для подальшої комп'ютерної обробки.

До складу вимірювача входять:

- блок вимірювання опадів (блок БВО);
- блок обробки, архівації та індикації (блок БОАІ);
- блок живлення (блок БЖ).

Вимірювач може використовуватись як у автономному режимі, так і у складі автоматизованих гідрометеорологічних станцій.

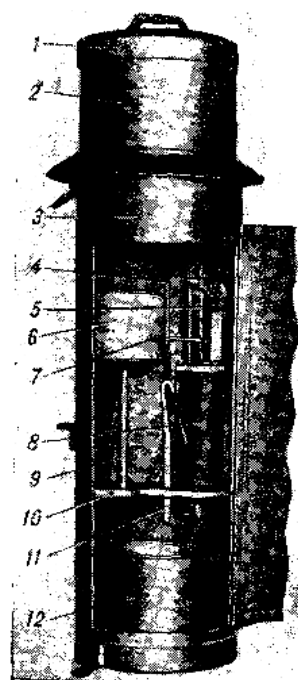


Рис. 14.33.
Плювіограф П-2

14.5. ПРИЛАДИ ДЛЯ ВИМІРЮВАННЯ АТМОСФЕРНОГО ТИСКУ

Для вимірювання атмосферного тиску використовують ртутні барометри, барометри-анероїди, електронні барометри.

Ртутні барометри – це точні прилади, встановлюють їх у приміщеннях. Виміряти тиском може тільки підготовлений спеціаліст-метеоролог. Тому для побутових та практичних потреб сільського господарства найчастіше використовують менш точні прилади – барометри-анероїди.

Барометр-анероїд (рис. 14.34.) застосовують для вимірювання атмосферного тиску в межах від 800 до 1060 мбар, або від 600 до 800 мм, при температурі від -10 до $+40^{\circ}$. Його дія ґрунтується на властивості мембранної анероїдної коробки деформуватися під час зміни атмосферного тиску. Механізм безпружинного анероїда розташований між двома платами 9, з'єднаними стояками. Приймачем тиску є три послідовно з'єднані анероїдні коробки 11. Один кінець блока коробок нерухомий, а до другого шарнірно прикріплено жорстку тягу 12, яка з'єднана з важелем 13. Довжину важеля регулюють гвинтом 15. Зменшення або подовження важеля 13 відповідно збільшує або зменшує чутливість анероїда. Важіль 13 через вісь 14 зв'язаний з важелем 2, а той через ланцюжок 4 з

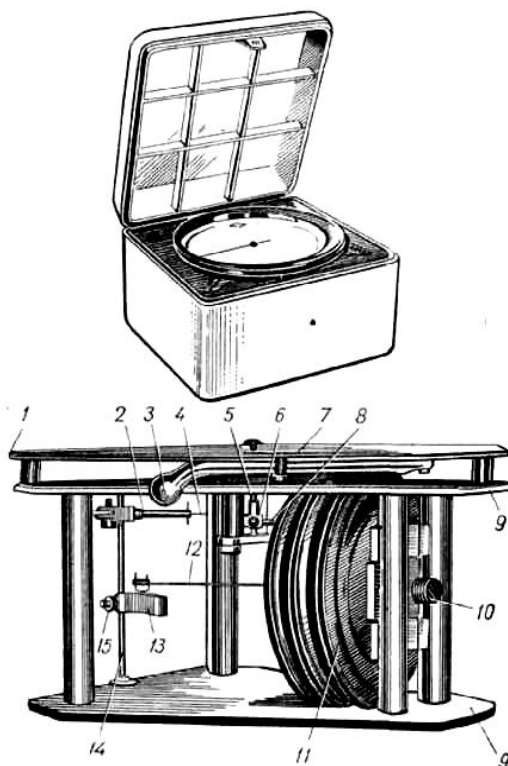


Рис. 14.34. Барометр-анероїд:
зверху – загальний вигляд;
внизу – механізм приладу.

передавальним механізмом, що складається з вертикальної осі 5, упора 6 та тяги 8. На осі 5 кріпиться стрілка 7. До циферблата приладу 1 прикріплено дугоподібний термометр 3. На циферблаті нанесено шкалу в міліметрах, або в мілібарах. За допомогою гвинта 10 барокоробки можна трохи пере-міщувати і цим самим викликати переміщення стрілки. Це роблять під час порівняння показів анероїда з показами контрольного приладу (ртутний барометр).

Механізм анероїда вставлено на гумових амортизаторах у спеціальному корпусі – футлярі. Під час вимірювання тиску прилад установлюють горизонтально. Для побутових потреб використовують настінні барометри-анероїди.

Барограф (рис. 14.35.) реєструє безперервні зміни атмосферного тиску в межах від 870 до 1060 мбар при температурі повітря від -10°C до $+40^{\circ}\text{C}$. Він розміщений у

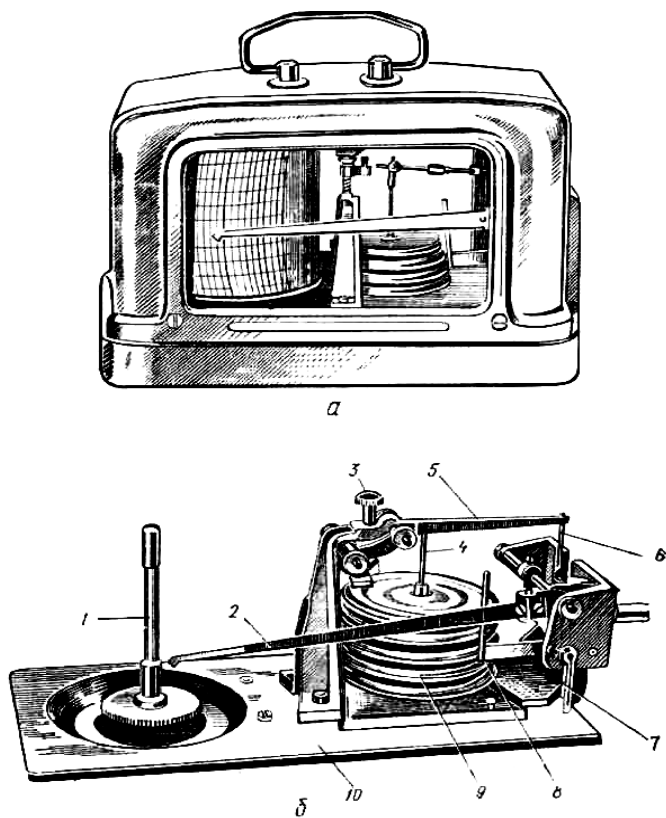


Рис 14.35.. Барограф:
а – загальний вигляд; б – механізм

пластмасовому корпусі, до основи якого гвинтами прикріплено металеву плату 10, на якій змонтовано весь механізм приладу.

Приймачем тиску в барографі є блок барокоробок 9, який нижнім кінцем прикріплений до плати. Верхній кінець за допомогою упора 4, важеля 5 і тяги 6 зв'язаний зі стрілкою 2, на кінці якої є перо. За допомогою гвинта 3 можна встановлювати кінець стрілки з пером у потрібне положення відносно поділок на стрічці (барограмі). Барограму надівають на барабан годин-никового механізму, а сам барабан на вісь 1. При підвищенні атмосферного тиску барокоробки стискаються і через важільну систему пере-міщують стрілку разом з пером угору, а при зниженні тиску, навпаки, вниз. Для від-ведення стрілки від барабана під час заміни стрічки служить рукоятка 7, яка зв'язана з упором 8. Барографи бувають добові і тижневі. У перших барабан робить повний оберт за добу, у других – за тиждень.

Барограф встановлюють горизонтально на спеціально відведений для нього поличці або на столі не далеко від барометра (коли є такий). При цьому слід мати на увазі, що прилад повинен бути віддалений від опалювальної системи і захищений від прямих сонячних променів.

Перед встановленням барографа накручують пружину годинникового механізму і на барабан надівають паперову стрічку, зробивши на ній помітки про місце і час встановлення. Після цього барабан ставлять на своє місце, до нього підводять перо і одночасно установочним гвинтом ставлять його в ту точку стрічки, яка відповідає тиску по барометру у момент запуску барографа.

Електронний барометр. Конструктивно барометр виконаний у вигляді двох блоків – вимірювального блоку і блоку живлення.

Принцип дії барометра заснований на вимірюванні вихідного сигналу одержаного від двох інтегральних датчиків абсолютного тиску, перетворюючих зовнішній абсолютний тиск в електричний сигнал.

Наявність двох датчиків підвищує достовірність барометричної інформації. Досягнувши різниці між каналами більше 0,6 гПа спрацює попередження про несправність у вигляді блимання показників.

Для зменшення впливу навколишньої температури і вологості на показники барометра датчики і схема обробки сигналів поміщені в герметичний термостат. Контролер забезпечує стабільність заданої температури ($45 \pm 1^\circ\text{C}$) на рівні $\pm 0,05^\circ\text{C}$.

Електроживлення барометра здійснюється від джерела постійної напруги 12В, що дає можливість працювати від автомобільного акумулятора (під час збоїв електропостачання в мережі 220В). Електронні вимірювачі атмосферного тиску БАР – це сучасні точні професійні прилади, які використовують на метеорологічних станціях.

14.6. ПРИЛАДИ ДЛЯ ВИМІРЮВАННЯ ХАРАКТЕРИСТИК ВІТРУ

Для вимірювання характеристик вітру (напряму і швидкості) використовують такі прилади:

- 1) флюгер – для визначення напряму і швидкості;
- 2) анемометр ручний – для вимірювання швидкості,
- 3) анеморумбометр (М-63М-1 або МАРК).

За допомогою флюгера та анеморумбометра спостереження за характеристиками вітру ведуть на метеорологічних станціях. Ручні анемометри використовують в експедиціях та під час польових досліджень.

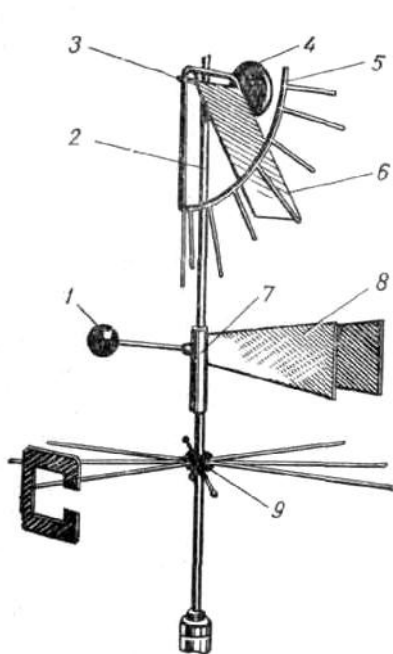


Рис. 14.36. Флюгер

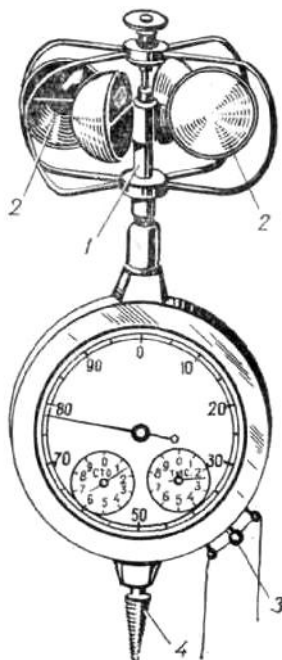


Рис.14.37. Анемометр ручний

Флюгер (рис. 14.36.) має таку будову. На вертикально встановлений залізний стержень 2 з одного кінця надіта трубка 7 з флюгаркою 8. Унизу під флюгаркою на тому ж стержні закріплено муфту 9 з штифтами (8 шт.), які відповідають напрямам сторін світу (румбам). На кінці одного штифта прикріплено літеру «С», тому він завжди повинен показувати точно на північ.

Противага у вигляді кулі 1 зрівнює вагу хвіст флюгарки. Вона завжди спрямована в ту сторону горизонту, звідкіля дме вітер. Отже, положення її відносно штифтів показує напрям вітру.

Швидкість вітру ви-значають за відхиленням залізної дошки (пластинки) 6, яка вільно коливається навколо горизонтальної осі 3. Дошка має вагу 200 г (у флюгера з легкою дошкою) і 800 г (у флюгера з важкою дошкою), а розмір її становить 15х30 см. Відхилення дошки від вертикалі визначають по дузі 5 з штифтами, які мають номери від 0 (відповідає вертикальному положенню дошки) до 7. Нульовий і парні штифти довші непарних. Дуга з штифтами зрівноважується вантажем 4.

Під дією вітру противага 1 встановлюється назустріч йому, а дошка 6 перпендикулярно до вітру і при цьому відхиляється під певним кутом (від вертикального положення), величина якого фіксується одним із штифтів. За номерами штифтів визначають швидкість вітру, користуючись для цього перевідною таблицею або умовною шкалою (табл. 10). Напрямок вітру визначають за 16 румбами.

Штифти на дузі мають номери (знизу уверх) від 0 до 7. Штифт 0 збігається з ребром дошки, коли вона перебуває у прямовисному положенні (під час штилю). Короткі штифти мають непарні номери, довгі – парні.

Таблиця 16.1.

Оцінювання швидкості вітру за флюгером

Коливання дошки флюгера	Швидкість вітру, м·с ⁻¹		Коливання дошки флюгера	Швидкість вітру, м·с ⁻¹	
	ФВЛ	ФВВ		ФВЛ	ФВВ
Біля штифта 0	0	0	Біля штифта 4	8	16
Між штифтами 0 і 1	1	2	Між штифтами 4 і 5	9	18
Біля штифта 1	2	4	Біля штифта 5	10	20
Між штифтами 1 і 2	3	6	Між штифтами 5 і 6	12	24
Біля штифта 2	4	8	Біля штифта 6	14	28
Між штифтами 2 і 3	5	10	Між штифтами 6 і 7	17	34
Біля штифта 3	6	12	Біля штифта 7	20	40
Між штифтами 3 і 4	7	14	Вище штифта 7	>20	>40

Флюгер встановлюють на відкритому місці на дерев'яній або металевій щоглі, висота якої становить 10-12 м. Флюгером з легкою дошкою вимірюють швидкість вітру в межах від 1 до 20 м/сек, а з важкою дошкою – від 4 до 40 м/сек.

Анемометр ручний (рис. 14.37.) (чашковий) використовують для вимірювання середньої швидкості вітру від 1 до 20 м/сек за певний проміжок часу на висоті його розміщення.

Головним елементом анемометра є невелика вертушка з чотирма напівсферичними чашками 2. Вона закріплена на осі 1, на кінці якої є черв'ячна передача. Остання зчіплюється з зубчастим редуктором лічильника обертів, що передає рух трьом стрілкам лічильного механізму. Кожна стрілка має свій циферблат, на якому велика стрілка показує число обертів від 0 до 100, а дві малі – відповідно сотні і тисячі.

Збоку лічильника внизу є аретир 3, за допомогою якого включають і виключають лічильний механізм. При переміщенні його вгору лічильник включається, а вниз — виключається. Прилад прикріплюють до рейки гвинтом 4.

На корпусі приладу є два нерухомі вушка – вище і нижче аретира. До аретира прив'язують два тонких шнурки, один з них протягують через верхнє вушко, а другий – через нижнє. Шнурки дають змогу включати і виключати лічильник, не підходячи близько до приладу. Якщо потягнути за шнурок, який протягнутий через верхнє вушко, анемометр включиться, а коли потягнути за другий шнурок – виключиться.

Для вимірювання швидкості вітру анемометр установлюють у заданому місці на певній висоті, попередньо виключивши за допомогою аретира прилад і записавши початкові покази по шкалах. Потім за допомогою шнурка через 10-15сек включають водночас прилад і секундомір. Після певного часу, наприклад 100сек, прилад виключають і знову записують його покази. Різниця показів приладу дає кількість обертів хрестовини за 100 сек. По кількості обертів за 1 сек за графіком, який додається до приладу, визначають швидкість вітру в метрах за секунду.

Анеморумбометр М-63М.

Анеморумбометр М-63М-1 (рис. 14.38.) є основним приладом для визначення швидкості і напрямку вітру на мережі гідрометеорологічних станцій. Прилад забезпечує визначення миттєвої середньої за 10 хв швидкості і напрямку вітру. Прилад також дозволяє визначити максимальне значення миттєвої швидкості вітру за проміжок часу між двома послідовними відліками шляхом фіксації максимального відхилення показчика миттєвої швидкості.

Датчик анеморумбометра М-63М-1 є анемометром з повітряним гвинтом і горизонтальною віссю обертання, який встановлюється в потоці об'ємної флюгарки. Пульт приладу встановлюють в приміщенні.

Анеморумбометр МАРК безперервно фіксує миттєву швидкість, 2-х чи 10-ти хвилинні поточні швидкості (тобто кожної хвилини – за минулі 2 чи 10 хв.), максимальну швидкість з фіксацією часу її досягання. Датчик анеморумбометра МАРК підключається до комп'ютера, що дає можливість створювати електронні архіви даних.

За відсутності приладів швидкість вітру визначають візуально – за шкалою Бофора

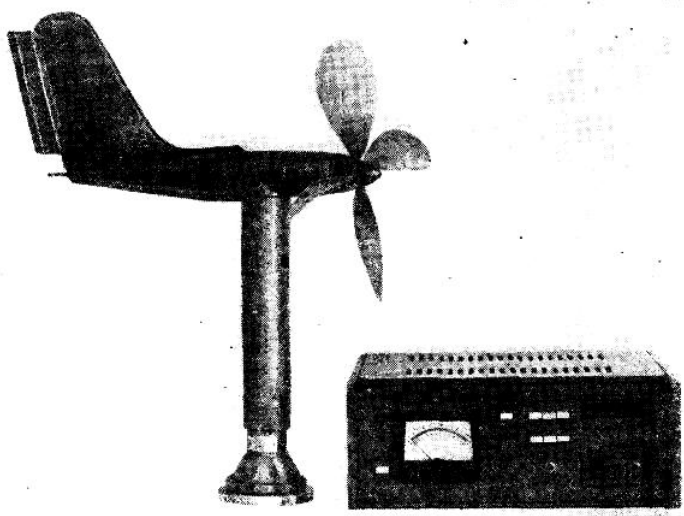


Рис. 14.38. Анеморумбометр М-63М-1

Таблиця 14.2.

ШКАЛА ВІЗУАЛЬНОГО ОЦІНЮВАННЯ СИЛИ ВІТРУ
(шкала Бофорта)

Сила вітру, бали	Вид вітру	Еквівалент швидкості вітру на стандартній висоті 10 м над відкритим рівнинним майданчиком			Ознаки	
		м·с ⁻¹	км·год ⁻¹	вузли	біля поверхні землі	на поверхні моря, озера, водойми
1	2	3	4	5	6	7
0	Штиль	0-0,2 (0)	< 1 (0)	< 1 (0)	Дим піднімається вертикально або майже вертикально. Вимпел і листя на деревах нерухомі	Поверхня дзеркально рівна
1	Тихий	0,3-1,5 (1)	1-5 (3)	1-3 (2)	Напрямок вітру помітний за рухом диму, який піднімається похило. Похитуються окремі листки на деревах	Брижі
2	Легкий	1,6-3,3 (3)	6-11 (8)	4-6 (5)	Легкий подув вітру можна відчувати обличчям. Ледве коливається вимпел і прапори. Листя на деревах час від часу шелестить	З'являються невеликі гребені хвиль
3	Слабкий	3,4-5,4 (5)	12-19 (15)	7-10 (8)	Листя й тонкі гілки на деревах постійно коливаються. По посівах хлібів і ділянках з високими травами починають пробігати невеликі вітрові хвилі. Вимпел і прапори майорять від вітру	Невеликі гребені хвиль починають перевертатись, а їхня піна не біла, а склоподібна
4	Помірний	5,5-7,9 (7)	20-28 (24)	11-16 (13)	Вітер розгойдує тонкі гілки дерев, піднімає із землі пил. По високих травах і посівах хлібів пробігають хвилі. Витягується вимпел	Добре помітні невеликі хвилі, гребені деяких з них перевертаються і де-не-де утворюють "баранці" — білу піну, що клубочиться
5	Свіжий	8,0-10,7 (9)	29-38 (33)	17-21 (19)	Розгойдуються гілки й тонкі стовбури дерев. Витягуються великі прапори	Хвилі набувають різної форми, всюди виникають "баранці"
6	Сильний	10,8-13,8 (12)	39-49 (44)	22-27 (25)	Розгойдуються товсті гілки дерев, шумить ліс. Висока трава і посіви часом вилягають. Гудуть телеграфні проводи	З'являються дуже високі гребені хвиль, їхні, вкриті піною вершини, займають більшу частину площі, вітер починає зривати піну з гребенів

Продовження табл. 14.2

7	Міцний	13,9-17,1 (15)	50-61 (55)	28-33 (31)	Розгойдуються стовбури дерев, вигинаються великі гілки. Чутно свист вітру біля будівель і нерухомих предметів (метеорологічна будка). Рух проти вітру помітно утруднюється.	Гребені хвиль утворюють довгі буруни; піна, яку зриває з гребенів вітер, починає витягуватися у довгі смуги вздовж водяних схилів
8	Дуже міцний	17,2-20,7 (19)	62-74 (68)	34-40 (37)	Розгойдуються великі дерева, ламаються тонкі гілки і сухе суччя. Рух проти вітру значно утруднюється. На узбережжі морів і великих водойм шум прибою чутно на значну відстань	Довгі смуги зірваної вітром піни вкривають водяні схили; смуги зливаються і доходять до підосви хвиль
9	Шторм	20,8-24,4 (23)	75-88 (81)	41-47 (44)	Трапляються незначні ушкодження будівель. На деревах відламуються великі гілки. Легкі предмети зсовуються з місця	Піна широкими густими смугами вкриває схили хвиль, через що їхня поверхня стає майже білою; де-не-де у западинах видно вільні від піни ділянки води
10	Сильний шторм	24,5-28,4 (27)	89-102 (95)	48-55 (51)	Відбувається руйнування будівель і споруд. Деякі дерева можуть бути зламані	Поверхня води вкрита шаром піни, повітря наповнене водяним пилом і бризками. Видимість дуже обмежена
11	Лютий шторм	28,5-32,6	103-117	56-63	Вітер ламає стовбури дерев, призводить до сильних руйнувань	Поверхня води вкрита густим шаром піни; горизонтальна видимість зовсім мала
12	Ураган	32,7 і вище	118 і вище	64 і вище	Катастрофічні руйнування. Вітер вириває дерева з корінням	Те саме

14.7. ПРИЛАДИ ДЛЯ ВИМІРЮВАННЯ ТИСКУ, ТЕМПЕРАТУРИ, ВОЛОГОСТІ ПОВІТРЯ В ВІЛЬНІЙ АТМОСФЕРІ

Радіозонд. Один з найзначніших винаходів ХХ століття, що здійснило революцію в метеорології й протягом уже 75 років є основним засобом вивчення стану атмосфери в її нижньому 25-30 кілометровому шарі. Перший радіозонд сконструйований радянським ученим професором П.А.Молчановим. Уперше цей прилад був випущений 30 січня 1930 року в Павловську, під Ленінградом. В Україні перший радіозонд був випущений в 1935 році в м.Києві (на площі Богдана Хмельницького). Сучасний радіозонд являє собою дуже компактну радіометеорологічну станцію, яка випускається у вільний політ за допомогою кулі, наповненої воднем або гелієм, оболонка кулі – тонка еластична гума або неопрен. Складається радіозонд із портативних високочутливих вимірювачів атмосферного тиску, температури і вологості повітря, оригінального пристрою для кодування результатів вимірювань, що перетворюються в радіосигнали, та невеликого передавача цих сигналів. Крім атмосферного тиску, температури та вологості повітря, визначається напрям і швидкість вітру на висотах. Вага сучасного обладнання радіозонду – 300 грам. Результати радіозондування є основою для складання висотних карт погоди різних рівнів, від 1,5 до 20 км і вище.



Рис.14.39. Перед випуском радіозонду на метеостанції в Індії (фото ВМО)



Рис. 14.40. Радіозонд в польоті



Р о з д і л 15

Проведення метеорологічних спостережень

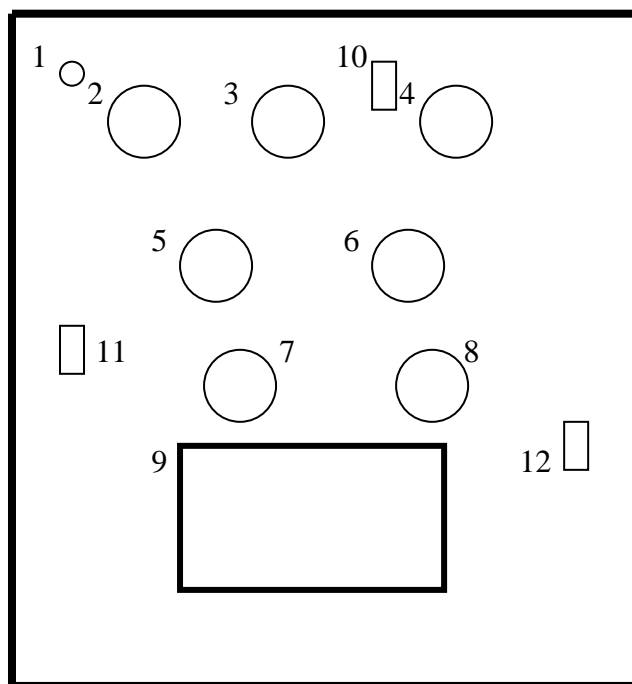
15.1. ВИМОГИ ЩОДО РОЗТАШУВАННЯ МЕТЕОМАЙДАНЧИКА ТА РОЗМІЩЕННЯ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ ПРИЛАДІВ НА НЬОМУ

Під метеорологічний майданчик відводять земельну ділянку у формі квадрата розміром 26 м × 26 м, з характерною для даної місцевості поверхнею, віддалену від води (море, озеро, ріка, водойма) не менше ніж на 100 м від урізу води. На метеостанціях з неповною програмою спостережень дозволено встановлювати розміри метеомайданчика 20 м × 16 м. За умови розміщення на метеомайданчику додаткових приладів і обладнання його розміри можна збільшувати.

Поблизу метеомайданчика не повинно бути крутих схилів, урвищ та інших різких зламів рельєфу. Від окремих перешкод (дерев, будівель тощо), метеомайданчик повинен бути віддалений на відстань не меншу за 10-кратну висоту цих перешкод; від великих за протяжністю перешкод (лісовий масив, житловий масив, суцільні паркани тощо) — не менше 20-кратної висоти перешкод.

Метеомайданчик повинен мати огорожу відкритого типу (сітку висотою 1.2 м і розміром чарунок 10 см; на території метеомайданчика слід передбачити ділянку оголеної землі розміром 6 м × 4 м для проведення спостережень за станом поверхні ґрунту та його температурою на глибинах

Метеорологічні прилади і обладнання розміщують на метеомайданчику за планом (рис. 15.1.), відповідно до якого щогли з анеморумбометром і флюгерами, а також ожеледний станок та льодоскоп установлюють у північній частині метеомайданчика; захисну жалюзійну будку психрометричну, будку для самописів (термографа і гігрографа), опадомір і плювіограф — посередині, а південну частину метеомайданчика відводять для проведення спостережень за температурою ґрунту.



- 1 – репер станції; 2 – флюгер;
- 3 – анеморумбометр (анемометр МАРК);
- 4 – ожеледний станок; 5 – будка психрометрична; 6 – будка для самописів; 7 – опадомір; 8 – плювіограф;
- 9 – оголена ділянка для термометрів на поверхні ґрунту та колінчастих термометрів Савінова; 10, 11, 12 – снігомірні рейки;

Рис. 15.1. Схема розміщення приладів і обладнання на метеомайданчику у випадку неповної програми спостережень (розміри 20 м x 16 м)

Актинометричні й градієнтні установки розміщують за приладами для вимірювання характеристик ґрунту. Для цього площу метеомайданчика збільшують в сторону півдня на 8 м – 10 м.

Щоб зберегти поверхню метеомайданчика у природному стані прокладають спеціальні стежки шириною не меншою ніж 0,4 м для підходу спостерігача до приладів і обладнання. Рекомендується покривати стежки піском, дрібним щебенем або прокладати дерев'яні настили.

За станом метеомайданчика потрібно постійно наглядати спостерігачі й утримувати його в належному стані., а саме:

- регулярно косити й прибирати траву;
- сніговий покрив залишати у природному стані з моменту його утворення до моменту остаточного танення;
- замети, що утворюються біля приладів і обладнання, зрізати й виносити за межі метеомайданчика;
- сніг, що налипає на стінках і покрівлі захисної жалюзійної будки, планках опадоміра тощо, прибирати перед початком кожного спостереження.

На метеомайданчику повинно бути стаціонарне освітлення з напругою не більшою ніж 36 В.

15.2. СТРОКИ ТА ПРОГРАМА СПОСТЕРЕЖЕНЬ

Строки спостережень

На всіх основних метеорологічних станціях спостереження проводять у єдині синхронні строки спостережень: 21 год, 00 год, 03 год, 06 год, 09 год, 12 год, 15 год і 18 год Міжнародного скоординованого часу (МСЧ). МСЧ відрізняється від Київського поясного (зимового) часу на 2 години, а від літнього – на 3 години; тобто 18 год МСЧ відповідає 20 год Київського поясного (зимового) часу і 21 год – літнього. Станції, що не входять до державної (опорної) мережі, можуть проводити спостереження в основні строки (00 год, 06 год, 12 год і 18 год МСЧ) або в інші строки, з обов'язковим проведенням спостережень у строки 06 год і 18 год МСЧ і можуть використовувати для забезпечення та обслуговування господарських організацій метеорологічною інформацією київський (зимовий чи літній) час.

Під строком спостережень розуміють інтервал часу тривалістю 10 хв, який закінчується у точно вказаний термін. Так, під строком спостережень 06 год розуміють інтервал часу від 05 год 50 хв до 06 год 00 хв тощо.

Програма спостережень

До комплексу наземних метеорологічних спостережень входять: спостереження за атмосферним тиском; температурою та вологістю повітря; характеристиками вітру (швидкістю і напрямом); температурою і станом підстильної поверхні; температурою ґрунту; атмосферними опадами; сніговим покривом; тривалістю сонячного сяйва; ожеледо-паморозовими явищами; метеорологічною дальністю видимості; кількістю та формою хмар; атмосферними явищами.

Значення цих понять наведені в ДСТУ 3513-97 і в додатку Ж.

Метеорологічні станції проводять спостереження за такою обов'язковою програмою:

- вимірювання температури і вологості повітря, напряму й швидкості вітру, атмосферного тиску, температури поверхні ґрунту, видимості, висоти нижньої межі хмар, визначання кількості й форм хмар — проводять у вісім єдиних синхронних строків спостережень (21 год, 00 год, 03 год, 06 год, 09 год, 12 год, 15 год і 18 год МСЧ);

- вимірювання кількості атмосферних опадів, у такі строки: 00 год, 06 год, 12 год і 18 год МСЧ;

- спостереження за станом підстильної поверхні, вимірювання висоти снігового покриву (за його наявності), визначення стану снігового покриву – у строк 06 год МСЧ;

- за станом погоди, атмосферними явищами, небезпечними й стихійними метеорологічними явищами спостерігають цілодобово.

Крім того, на більшості станцій у холодний період року проводять інструментальні спостереження за ожеледо-паморозевими явищами.

Порядок проведення спостережень у єдині синхронні строки установлюють залежно від програми спостережень на конкретній станції з обов'язковим дотриманням таких умов:

- за 30 хв до початку строку всі засоби вимірювання і обладнання потрібно оглянути й підготувати до проведення спостережень;
- вимірювання температури й вологості повітря проводять точно на початку строку, тобто о 02 год 50 хв, о 05 год 50 хв тощо;
- вимірювання тиску слід проводити не раніше ніж за 2 хв до закінчення строку;
- позначки на бланках термографа і гігрографа слід зробити до вимірювання температури й вологості повітря; час замінення бланку визначають з точністю до 1 хв;
- якщо характеристики вітру вимірюють флюгером, ці вимірювання треба виконувати перед проведенням відліків за приладами в захисній жалюзійній будці БП ;

Результати спостережень та їх оброблення записують у книжках для записів спостережень безпосередньо під час спостерігання або відразу після його закінчення.

На кожній станції, відповідно до планових завдань, технічного оснащення та відстані від метеорологічного кабінету до метеомайданчика складають порядок проведення спостережень, який вивішують на видному місці. В ньому похвилинно розписані дії спостережника під час проведення вимірювань на метеомайданчику. Цього порядку повинен дотримуватись кожний працівник станції.

На станціях використовують годинник, що показує МСЧ для проведення спостережень, а також годинник, що показує київський (зимовий чи літній) час для обслуговування господарських організацій на станції.

15.3. СПОСТЕРЕЖЕННЯ ЗА АТМОСФЕРНИМИ ЯВИЩАМИ ТА СТАНОМ ПОГОДИ

Спостереження за атмосферними явищами на станціях проводять безперервно протягом доби в межах видимої місцевості метеорологічної станції.

Під час спостерігання визначають такі характеристики атмосферних явищ:

- вид явища;
- термін початку і закінчення явища, його тривалість;
- інтенсивність явища;
- стан погоди у строки та між строками спостережень.

Класифікація атмосферних явищ

Атмосферні явища (за класифікацією ВМО) ділять на такі групи:

а) гідрометеори – скупчення рідких і твердих водяних частинок, що зависають у повітрі або падають в атмосфері, переносяться вітром з поверхні землі, відкладаються на поверхні ґрунту і наземних об'єктах ;

б) літометеори – скупчення твердих (не водяних) частинок, що перебувають у повітрі в завислому стані або піднімаються вітром з поверхні ґрунту;

в) фотометеори – світлові явища, що виникають у результаті відбивання, заломлення, дифракції або інтерференції світла, що надходить від сонця або місяця;

г) електрометеори – прояви атмосферної електрики, які можна бачити й чути;

д) інші атмосферні явища, які важко віднести до будь-якої класифікаційної групи.









У таблиці 15.1. наведений перелік атмосферних явищ та їхня класифікація, умовні позначки та ознаки, за якими їх можна розпізнати.





Таблиця 15.1.

Умовні позначення та ознаки атмосферних явищ

Назва	Умовна позначка	Ознака
1	2	3
1 Гідрометеори		
1.1 Опади на земну поверхню (що випадають)		
<i>1.1.1 Рідкі опади</i>		
Дощ	●	Різні за розміром краплі води, що випадають на земну поверхню. Навіть найменші краплі досить важкі, тому їх випадання явно помітне: вони залишають помітний слід на сухій поверхні у вигляді мокрих плям, а падаючи у воду — сліди у вигляді кругів, що розходяться. <i>Облоговий дощ</i> (без значних коливань інтенсивності) випадає переважно з шарувато-дощових хмар (безперервно або з короткими перервами); може випадати також із високошаруватих, шарувато-купчастих чи інших хмар.
Зливовий дощ (злива)	▽	Рідкі короткочасні опади, що відрізняються раптовістю початку і кінця випадання та різким наростанням інтенсивності; випадають з купчасто-дощових хмар; можуть супроводжуватись грозою, шквалом, градом. Під час зливого дощу, як правило, випадає велика кількість опадів, але може бути й незначна. Краплі зливого дощу значно крупніші за краплі облогового.
Мряка	●	Рідкі опади у вигляді дуже дрібних крапель, падіння яких майже непомітне для ока. Краплі мряки настільки дрібні, що вони не падають, а, зависаючи в повітрі, осідають. Під час осідання крапель мряки суха поверхня намокає повільно і рівномірно, а на поверхні води круги від крапель не спостерігаються. Мряка, як правило, випадає з шаруватих хмар або туману
<i>1.1.2 Тверді опади</i>		
Сніг	✕	Опади у вигляді окремих снігових кристалів або пластівців, різних за формою і розмірами. Найчастіше випадають із шарувато-дощових хмар, а також високошаруватих, шарувато-купчастих і шаруватих хмар
Зливовий сніг	✕ ▽	Сніг із купчасто-дощових хмар, з різким коливанням інтенсивності й короткочасністю періодів найінтенсивнішого випадання, характеризується раптовістю початку й кінця випадання.
Снігова крупа	⚡	Опади у вигляді непрозорих снігових крупинок білого або матово-білого кольору; круглі або конусоподібні за формою, діаметром від 2 мм до 5 мм, крихкі (можна легко роздавити пальцями); випадають з купчасто-дощових хмар за температури повітря близької до 0 °С, часто перед зливовим снігом або одночасно з ним.

Продовження таблиці 15.1.









1	2	3
Снігові зерна		Опади у вигляді непрозорих матово-білих паличок, стовпчиків і пластинок, які утворюють дрібні зерна діаметром меншим за 2 мм; випадають з шаруватих хмар.
Льодяна крупа		Опади у вигляді твердих льодяних прозорих крупинок круглої або неправильної форми діаметром до 3 мм, з непрозорим білим ядром усередині; крупинки досить тверді, щоб їх роздавити пальцями (потрібні певні зусилля); потрапляючи на тверду поверхню відскакують від неї; випадають, як правило, восени й навесні з купчасто-дошових хмар, часто разом з дощем
Льодяний дощ		Опади у вигляді дрібних прозорих льодяних кульок діаметром від 1 мм до 3 мм (дошові краплі, які під час падання потрапляють з теплого в холодний шар атмосфери і замерзають). Іноді всередині льодяної кульки залишається незамерзла вода; в цьому випадку, падаючи на тверду поверхню, кульки розбиваються на льодяні шкаралупки. Відрізняються від льодяної крупи відсутністю непрозорого ядра.
Град		Опади у вигляді різних за формою і розмірами шматочків льоду. Найчастіше діаметр градин буває близько 5 мм, але може сягати й кількох сантиметрів. Ядро градини тверде, непрозоре, або складається з прозорих і непрозорих шарів, що чергуються; град найчастіше випадає у теплу пору року з купчасто-дошових хмар, і як правило, супроводжується зливою, а крупний град — грозою.
Льодяні голки		Опади у вигляді найдрібніших льодяних кристалів, що утворюються під час сильних морозів при ясному небі Льодяні голки, як правило, перебувають у завислому стані, вдень блищать на сонці, а вночі — від світла місяця або ліхтаря; можуть давати вимірювану кількість опадів.
1.1.3 Змішані опади		
Мокрий сніг		Опади з хмар у вигляді снігу, що тане, за температури повітря близькій до 0°C.
Зливовий мокрий сніг		Зливі за характером опади у вигляді снігу, що тане
1.2 Опади, що утворюються на поверхні землі й на предметах		
1.2.1 Рідкі опади		
Роса		Краплі води, що утворюються на поверхні землі, рослинах або інших об'єктах в результаті стикання вологого повітря з більш холодною поверхнею за температури повітря вищої за 0 °C, ясному небі, штилі або слабкому вітрі; роса, як правило, утворюється вночі, але може бути і в інший час доби; в окремих випадках можна спостерігати росу під час серпанку; рясна роса може давати вимірювану кількість опадів (до 0,5 мм)

1	2	3
<i>1.2.2 Тверді опади</i>		
Іній		Білий осад, кристалічний за структурою, який утворюється на поверхні землі й предметах (переважно на горизонтальних і мало нахилених поверхнях), які охолоджуються внаслідок випромінювання під час штилю або слабого вітру і незначної хмарності. Кристали інею утворюються внаслідок сублімації водяної пари повітря, що стикається з поверхнею ґрунту або предметами. Рясний осад інею можна спостерігати на траві, кущах і деревах, дахах будівель тощо. Іній нерідко утворюється на сніговому покриві, тоді його можна виявити на крузі льодоскопа. Іній під час слабого вітру може утворюватись на проводах, зокрема на дротах ожеледного станка. Максимальний відклад інею на 5-міліметрових дротах не перевищує 3 мм. На нитках діаметром до 1 мм іній не утворюється.
Ожеледиця		Лід або зледенілий сніг на земній поверхні, що утворюється внаслідок замерзання рідких опадів (дощ, мряка, краплі густого туману, мокрий сніг тощо), або талої води, а також ущільнення й зледеніння снігу внаслідок руху автомобільного транспорту. На відміну від ожеледі, ожеледиця буває тільки на земній поверхні, частіше на дорогах.
Ожеледь		Шар льоду, що утворюється на предметах внаслідок намерзання переохолоджених крапель дощу, мряки чи туману, а також у випадках стикання крапель рідких опадів з предметами, температура поверхні яких дорівнює або нижча за 0 °С; Під час утворення ожеледі краплі дощу чи мряки, перед тим, як замерзнути, встигають розтектись і утворити плівку з води, яка, замерзаючи, утворює щільну, іноді склоподібну льодяну кірку, товщина шару якої може сягати кількох сантиметрів, що призводить до обламування гілок дерев, обривання проводів, ламання стовпів ліній електропередач тощо. Ожеледь, як правило, утворюється за температури від 0 °С до мінус 3 °С, але може бути й за нижчої температури. На вигляд ожеледь буває склоподібна й непрозора.
Зерниста паморозь		Снігоподібний пухкий осад, що наростає на дротах, гілках дерев, окремих рослинах тощо у туманну вітряну погоду за температури повітря від мінус 2 °С до мінус 7 °С (іноді за нижчої температури) внаслідок намерзання на них переохолоджених крапель туману. Краплі туману під час осідання на предмети замерзають настільки швидко, що не встигають втратити свою форму і утворюють снігоподібний відклад, що складається з льодяних зерен, які не можна розрізнити оком (льодяний наліт).

Продовження таблиці 15.1.

1	2	3
		Зерниста паморозь має аморфну (не кристалічну) будову. відклад, що складається з льодяних зерен, які не можна розрізнити оком (льодяний наліт). Іноді її поверхня буває бугристою навіть голчастою, але голки зазвичай матові, шорсткі, без кристалічних граней; іноді зерниста паморозь нагадує матову ожеледь, але відрізняється тим, що на зламі кришиться, тоді як ожеледь ламається як однорідне тверде тіло. З посиленням морозу і послабленням швидкості вітру щільність зернистої паморозі що наростає, зменшується і вона поступово переходить у кристалічну паморозь. Коли температура повітря починає зростати, а краплі туману збільшуватись до розмірів мряки щільність зернистої паморозі що наростає збільшується і вона поступово переходить в ожеледь
Кристалічна паморозь	V	Білий осад, що складається з дрібних кристалів льоду тонкої структури. Під час осідання на гілках дерев і проводах має вигляд пухнастих гірлянд, які легко обсипаються під час струшування. Кристалічна паморозь утворюється переважно в нічний час при безхмарному небі або тонких хмарах під час штилю або слабкого вітру, під час туману або серпанку за температури повітря нижчої від мінус 8 °С (найчастіше за температури від мінус 11 °С до мінус 25 °С). За таких умов кристали паморозі утворюються внаслідок переходу (сублімації) водяної пари у лід під час випаровування крапель туману або серпанку. У деяких випадках під час дуже сильних морозів кристалічна паморозь може утворюватись за рахунок водяної пари, що міститься у повітрі, навіть за відсутності туману або серпанку. Щоб відрізнити кристалічну паморозь від зернистої, треба мати на увазі, що на поверхні зернистої паморозі навіть під час найпильнішого огляду неможливо побачити правильні льодяні кристали і блиск їхніх граней; якщо видно хоча б окремі кристали або їхні частини, паморозь слід відносити до кристалічної
1.3 Тумани		
Туман	≡	Скупчення у повітрі дуже дрібних крапель води, які утворюються внаслідок охолодження вологого повітря. Під час туману прозорість атмосфери біля поверхні землі знижується до значень метеорологічної дальності видимості менших за 1000 м. Зменшення видимості залежить від структури туману (кількості крапель в одиниці об'єму та розмірів крапель) і характеру атмосферних домішок. Залежно від фазового стану туман може складатися з рідких крапель води або замерзлих крапель чи кристалів льоду (<i>льодяний туман</i>). Іноді можна спостерігати змішаний туман, який містить у собі краплі води й льодяні частинки.






Продовження таблиці 15.1.

1	2	3
		Туман може бути: суцільний, такий, що просвічується або низовий. Символ \equiv використовують як позначку суцільного туману, утвореного з крапель води та змішаного туману. Відносна вологість повітря в тумані за плюсових температур найчастіше становить (96–100) %. У випадках зниження температури (близько мінус 30 °С) відносна вологість повітря в тумані зменшується і може становити 80 %
Льодяний туман		Скупчення у повітрі льодяних кристалів, які утворюються під час сильних морозів і високої вологості повітря. Вдень на сонці і в місячну ніч, або при світлі ліхтаря льодяний туман можна розпізнати за світінням граней льодяних кристалів
Просвічуваний туман		Туман, крізь який можна бачити хмари, ясне небо або диск Сонця чи Місяця
Просвічуваний льодяний туман		Льодяний туман, крізь який можна бачити хмари, ясне небо або диск Сонця чи Місяця
Низовий туман		Туман, що стелиться шаром (який не перевищує 2 м над сушею і 10 м над морем) в основному над низинами і водною поверхнею (моря, річки, озера, болота, лук тощо); виникає, як правило, в ясну погоду вночі і розсіюється зі сходом сонця. Якщо шар низового туману знаходиться нижче очей спостерігача, то видимість у такому тумані може бути більшою за 1000 м
Низовий льодяний туман		Льодяний туман висота якого не перевищує 2 м, як правило спостерігається тільки над поверхнею суші.
Туман на околиці (місцями або на відстані)		Туман будь-якого із зазначених видів, що спостерігається тільки на околицях станції (в низинах, на заболочених луках тощо).
Паріння моря (озера, річки)		Туман, що клубочиться над незамерзлою водною поверхнею моря, озера чи річки; утворюється за умови великої різниці між температурою води і температурою повітря. Під час сильного вітру можна спостерігати і над сушею на околицях водойм
Серпанок		Дуже розріджений туман що утворюється внаслідок конденсації водяної пари у вигляді найдрібніших крапель води, які призводять до слабкого помутніння атмосфери. Метеорологічна дальність видимості під час серпанку становить від 1 км до 10 км, а відносна вологість повітря буває в межах від 85 % до 97 %. За значної кількості атмосферних домішок (ядер конденсації) серпанок може спостерігатись і за нижчих значень вологості (від 70 %). Не слід плутати серпанок з помутнінням атмосфери внаслідок забруднення промисловими викидами, лісовими пожежами тощо

Продовження таблиці 15.1.

1	2	3
1.4 Хуртовини		
Хуртовина		Перенесення вітром снігу під час снігопаду і/або піднімання його з поверхні снігового покриву чи земної поверхні під впливом сильного поривчастого вітру, в результаті чого відбувається перерозподіл висоти снігового покриву; зменшує видимість, утворює намети біля різних перепон, замітає шляхи. Розрізняють хуртовини: загальну, низову і поземок.
Хуртовина загальна		Перенесення вітром снігу під час снігопаду і/або піднімання його з поверхні снігового покриву під впливом сильного поривчастого вітру; при цьому важко визначити: переноситься сніг, що випадає чи сніг з поверхні снігового покриву; видимість при цьому погіршується по горизонталі і по вертикалі. Якщо чітко видно, що випадає сніг, треба відмітити обидва явища.
Хуртовина низова		Перенесення вітром снігу, піднятого з поверхні снігового покриву до висоти кількох метрів; горизонтальна видимість при цьому значно гірша за вертикальну і можна визначити стан неба
Поземок		Перенесення вітром снігу вздовж поверхні снігового покриву чи землі на висоту до 1,5 м; може спостерігатись за будь-якого стану неба, зокрема одночасно з опадами. Погіршення видимості незначне.
Снігова імла		Помутніння повітря від завислих частинок снігу до або після хуртовини; видимість під час снігової імли іноді знижується до 50 м; найчастіше спостерігається в арктичних районах
2 Літометеори		
Пил у повітрі	S	Найдрібніші тверді частинки сухого ґрунту, піску, сухі частинки біологічного походження тощо, підняті з поверхні землі поривом вітру або пиловою бурею; можна спостерігати під час різкого послаблення вітру, часто за високої температури повітря. На станціях відмічають у випадках, коли пил зменшує МДВ до 6 км і менше.
Пиловий (піщаний) поземок		Перенесення вітром пилу, частинок ґрунту або піску біля поверхні землі до висоти 1,5 м. Можна спостерігати навіть під час дуже слабкого вітру.
Пилова (піщана) буря		Перенесення сильним вітром великої кількості пилу або піску у приземному шарі повітря: частинки піску або ґрунту можуть підніматися і одночасно осідати у вигляді пилу на великій території; при цьому значно погіршується видимість.

Продовження таблиці 15.1.

1	2	3
Імла		<p>Суцільне помутніння повітря, обумовлене наявністю в ньому завислих частинок пилу, промислового диму або диму іншого походження. Під час імли віддалені предмети часто набувають сіруватого відтінку, а сонце, особливо якщо воно перебуває низько над горизонтом, – червоно-жовтого.</p> <p>Імла відрізняється від серпанку незначною вологістю повітря, хоч іноді відносна вологість повітря під час імли може становити 50 % і більше; видимість під час імли загалом менша ніж 10 км, але, залежно від її інтенсивності, може знижуватись до 1 км і навіть менше</p>
3 Електрометеори		
Гроза		<p>Електричні розряди в атмосфері, що супроводжуються блискавкою і громом. Розряди можуть бути між хмарами або між хмарами та землею. Грім під час грози можна почути на відстані до 20 км, а блискавку – побачити не завжди. Чим більша відстань, тим більший проміжок часу між блискавкою і гуркотом грому (за відстані до блискавки близько 3 км грім лунає через 10 с).</p> <p>Гроза часто супроводжується шквалом, сильним вітром, зливовими опадами, а іноді – градом.</p>
Зірниця		Світлове явище, що спостерігається під час далекої грози, коли не чути гуркоту грому, а лише освітлювання блискавками хмар і горизонту.
Полярне саяво		Світіння верхніх розріджених шарів атмосфери на висоті кількох десятків кілометрів, яке виникає внаслідок проникнення в них електрично заряджених часток під час коливання інтенсивності магнітного поля Землі. В помірних широтах спостерігається дуже рідко, переважно в періоди значного посилення сонячної активності та сильних магнітних бур. Полярне саяво, рухливе або спокійне, найчастіше буває схожим на прозору вуаль, яка коливається, швидко змінюючи яскравість та забарвлення; може нагадувати дуги, смуги, стрічки, пучки променів чи окремі промені; колір найчастіше – блакитно-білий, смарагдово-зелений, зрідка червонуватий або фіолетовий
4 Фотометеори		
Міраж		Оптичне явище у повітрі, яке утворюється внаслідок рефракції (викривлення оптичних хвиль внаслідок неоднакової густини повітря по горизонталі й вертикалі) у вигляді існуючих предметів у скривленому або перевернутому вигляді. Зображення може бути над справжнім предметом (верхній міраж) або під ним (нижній міраж). На території України нижні міражі досить часто можна спостерігати в жарку суху погоду на дорогах (зображення неба на асфальті має вигляд калюж).

Продовження таблиці 15.1.

1	2	3
5 Інші явища		
Шквал	∇	Раптове різке посилення вітру (на $8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і більше) протягом невеликого проміжку часу (не більше 2 хвилини); при цьому швидкість вітру перевищує $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, а тривалість – не менше 1 хвилини; в окремих випадках шквал може тривати 30 хв. Як правило, спостерігають за купчасто-дощовою хмарністю, під час злив зливових опадів і гроз.
Вихор (пиловий або піщаний)	⊙	Вихровий рух повітря, що виникає в малохмарну погоду біля поверхні землі під час сильного перегрівання підстильної поверхні, який швидко затухає; вихор піднімає з поверхні землі пил, пісок, дрібні легкі предмети, іноді переносить їх на значну відстань.
Смерч	⌋	Могутній вихор у вигляді велетенського темного хмарного стовпа або конуса, спрямованого до земної поверхні або до поверхні моря, який утворюється під добре розвиненою купчасто-дощовою хмариною; опустившись до поверхні землі (моря) втягує в себе і піднімає на значну висоту пил, пісок, воду і навіть важкі предмети; часто супроводжується грозою, зливовими опадами, іноді градом; має велику руйнівну силу.

Спостереження за атмосферними явищами виконують візуально, за зовнішніми ознаками.

Початок і закінчення явища визначають за МСЧ, тривалість – як різницю часу між початком і закінченням явища протягом метеорологічної доби. Метеорологічна доба починається о 18 год за МСЧ

Інтенсивність атмосферного явища визначають візуально.

Проведення спостережень

Спостерігаючи за атмосферними явищами, дотримуються таких умов:

- спостереження проводять безперервно протягом доби: безпосередньо на станції, у прилеглий до метеомайданчика місцевості радіусом до 200 м, і в межах видимої околиці;
- спостерігаючи за атмосферним явищем, звертають увагу на змінювання хмарності, видимості, вітру, температури, вологості, стану підстильної поверхні та інших характеристик погоди.

Початок виникнення і закінчення атмосферного явища спостерігач відмічає з точністю до хвилин за МСЧ; за початок явища вважають момент, коли воно було виявлено за ознаками, наведеними в таблиці; за закінчення – момент його повного зникнення. Одночасно спостерігач повинен оцінити інтенсивність явища і в подальшому уважно простежити за його ходом, відмічаючи змінювання інтенсивності.

Інтенсивність більшості атмосферних явищ являє собою суб'єктивну оцінку явища. Застосовують такі поняття як *слабка*, *помірна* та *сильна інтенсивність*. Помірною вважають характерну (звичайну) для даної станції інтенсивність явища протягом конкретного сезону.

Інтенсивність вважають слабкою чи сильною, залежно від того, наскільки вона відрізняється від помірної.

За характером випадання опади бувають трьох типів: зливові, облогові та мряка. Під час зливового дощу вирізняють слабку, помірну, сильну та дуже сильну інтенсивність явища.

Для оцінювання інтенсивності туману, серпанку, імлі використовують значення МДВ.

За МДВ меншої ніж 50 м туман вважають сильним, а від 500 м до 1 км – слабким.

Сильну імлу відмічають за МДВ меншої ніж 1 км, слабку – якщо вона становить або перевищує 2 км.

Серпанок вважають слабким, якщо МДВ становить від 2 км до 10 км; поняття *сильний* для серпанку не застосовують.

Інтенсивність хуртовини оцінюють візуально, за ступенем перенесення снігу внаслідок посилення швидкості вітру й погіршення горизонтальної та вертикальної видимості.

Під час слабкої хуртовини можна чітко простежити відривання часток снігу від поверхні або перенесення сніжинок, що падають; при цьому швидкість вітру, як правило, не перевищує $6 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, а МДВ погіршується до 4 км – 10 км.

Сильною вважають хуртовину за максимальної швидкості не меншої ніж $12 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$; при цьому відбувається перенесення на значні відстані (по горизонталі й вертикалі), снігу що випадає і/або піднятого з поверхні, а видимість, як правило, не перевищує 1 км.

За інших умов інтенсивність хуртовини оцінюють як помірну.

Якщо під час хуртовини можна визначити, що сніг випадає, інтенсивність кожного явища оцінюють окремо (снігу й хуртовини).

Примітка. Вимірювання МДВ з метою оцінювання інтенсивності хуртовини, туману й серпанку проводять під час виникнення явища і додатково між строками спостережень.

Інтенсивність шквалу, вихору, смерчу, льодяних голок і міражу не оцінюють.

Інтенсивність грози оцінюють за частотою грозових розрядів і їхньою потужністю (чим ближча гроза, тим сильніші грозові розряди). Під час грози визначають напрям, в якому спостерігають грозу, за вісьмома румбами. За початок грози вважають момент першого удару грому (незалежно від того, було при цьому видно блискавку чи ні). Закінченням грози вважають момент останнього удару грому за умови, що протягом наступних 15 хвилин грім не повторювався.

Під час граду визначають середній розмір найбільших градин з точністю до 1 мм. Для цього в будь-яку чисту прозору посудину збирають 10 найбільших градин, і після того, як вони розтануть, переливають воду в опадомірний стакан. За рівнем води (кількістю поділок опадомірного стакана) визначають за спеціальною таблицею середній діаметр градин.

Для оперативних цілей вимірюють діаметр града за допомогою лінійки або штангенциркуля.

Під час рідких опадів за близької до 0°C температури, або утворення ожеледі чи паморозі слід звертати увагу на стан ожеледного станка.

Під час ожеледі потрібно визначати, чи супроводжується вона утворенням ожеледиці. Наявність ожеледиці відмічають обов'язково, якщо на поверхні ґрунту (особливо на дорогах) є щільний шар льоду або сніговий накат.

Закінченням роси вважають момент зникнення крапель води, незалежно від того випарувались вони чи замерзли. Замерзлу росу не слід вважати інеєм.

Закінченням інею є момент зникнення твердого відкладу. Воду, що утворилась на поверхні після танення інею, як і воду після опадів або туману, не слід вважати росою.

Якщо під час спостереження трапляється одночасно кілька явищ, відмічають початок і закінчення кожного з них окремо.

Особливо уважно слідкують за виникненням та розвитком небезпечних та стихійних гідрометеорологічних явищ.

Небезпечні та стихійні гідрометеорологічні явища – це явища погоди, які за досягнення певних значень (чи у випадку їхньої появи), можуть порушити виробничу діяльність деяких галузей економіки та призвести до матеріальних збитків.

Стихійні гідрометеорологічні явища (СГЯ) – це атмосферні явища, які за своєю інтенсивністю, тривалістю, періодом виникнення та районом поширення завдають значних збитків населенню й господарству країни.

Небезпечні гідрометеорологічні явища (НЯ) за досягнення відповідних критеріїв погіршують умови здійснення виробничої діяльності та створюють перешкоди та дискомфорт для життєдіяльності населення.

Небезпечні та стихійні гідрометеорологічні явища визначають за наведеними у таблиці 15.2. критеріями.

Таблиця 15.2.

Критерії НЯ та СГЯ

Метеорологічні явища і величини	Критерії НЯ		Критерії СГЯ	
	кількісні значення	тривалість, год	кількісні значення	тривалість, год
1	2	3	4	5
1 Опали – сніг – дощ, мокрий сніг – дощ у селенебезпечних районах – зливові опади	7-19 мм 15-49 мм 15-29 мм –	≤ 12 год ≤ 12 год ≤ 12 год -	≥ 20 мм ≥ 50 мм ≥ 30 мм ≥ 30 мм	≤ 12 год ≤ 12 год ≤ 12 год ≤ 1 год
2 Вітер (в т.ч. шквал, смерч): – максимальна швидкість – максимальна швидкість на висо- когір'ї Карпат і в горах Криму	15-24 м/с 15-39 м/с	будь-яка будь-яка	≥ 25 м/с ≥ 40 м/с	будь-яка будь-яка
3 Сильні хуртовини й пилові бурі за максимальної швидкості вітру	–	–	≥ 15 м/с	≥ 12 год
4 Туман, видимість	≤ 1000 мм	будь-яка	< 100 м	≥ 12 год
5 Наліпання мокрого снігу, складні відклади, діаметр	з моменту появи	будь-яка	≥ 35 мм	будь-яка
6 Ожеледь, діаметр		будь-яка	≥ 20 мм	будь-яка
7 Паморозь, діаметр	≥ 50 мм	будь-яка	–	–
8 Ожеледиця	будь-яка	будь-яка	–	–
9 Гроза	будь-яка	будь-яка	–	–
10 Град, діаметр	незалежно від діаметра	будь-яка	≥ 20 мм	будь-яка
11 Заморозок (у повітрі чи на поверх-ні ґрунту, а також на висоті 2 см у період вегетації)	< 0 °C	будь-яка	< 0 °C	будь-яка
12 Зниження температури повітря на Південному березі Криму	-	-	– 10 °C і нижче	-

Спостереження за НЯ та СГЯ проводять на метеомайданчику і місцевості навколо станції; записують характеристики явищ у відповідні рядки таблиць чи книжок.

Погода в строк та між строками спостережень

До спостережень, які реєструють під назвою: “Погода в строк спостережень” і “Погода між строками спостережень”, відносять зазначені в таблиці ... атмосферні явища, враховуючи при цьому стан неба й розвиток хмарності.

Результати спостережень за поточною погодою в строк спостережень (ww) і за минулою погодою між строками ($W_1 W_2$) записують у відповідні рядки книжки спостережень короткою словесною характеристикою і цифрами синоптичного коду КС-01 і передають у синоптичних телеграмах цифрами коду.

Приклад ww – дощ зі снігом (23); $W_1 W_2$ – сніг, дощ, (7, 6).



СЛОВНИК МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ ТЕРМІНІВ

Абсолютна висота – висота місцевості над середнім рівнем моря.

Абсолютна вологість – кількість водяної пари, що міститься в одиниці об'єму повітря.

Агрокліматичні ресурси – комплекс природних чинників, що визначають зональні особливості розміщення й спеціалізацію сільського господарства. До А.р. відносять тепло, вологу, сонячну радіацію.

Адвекція – горизонтальне перенесення повітряних мас і зміна їх властивостей над земною поверхнею. Крім А. повітряних мас, розрізняють також пов'язану з нею А. тепла, водяної пари, рідких і твердих домішок до повітря.

Аерознімання, аерофотознімання – фотографування земної поверхні з літальних апаратів для створення топографічних карт, вивчення лісів, для пошуку корисних копалин, для землевпорядкування, ґрунтово-геоботанічних і гідрологічних робіт та інженерних досліджень.

Аерологія – вчення про методи дослідження атмосфери на висотах, які проводять за допомогою зондування атмосфери, сучасної авіаційної, ракетної, радіолокаційної техніки та метеорологічних ракет і супутників.

Азональність – одна з головних фізико-географічних закономірностей, що визначає поряд із зональністю формування регіональних ландшафтних комплексів.

Азональні одиниці районування – найвищі категорії фізико-географічного районування, які ґрунтуються на врахуванні азональності: фізико-географічні країна, область, край.

Акліматизація – пристосування організмів до нових для них умов навколишнього середовища завдяки зміні обміну речовин або генетичної структури виду.

Актинометр – прилад для вимірювання інтенсивності прямої сонячної радіації у відносних одиницях.

Альbedo Землі – відношення сонячної радіації, відбитої Землею, до всієї енергії Сонця, яка надходить до земної поверхні. А.З. ~0.36

Альтиметр, висотомір – барометричний прилад чи радіоприлад, що показує висоту польоту літального апарата над земною поверхнею.

Амплітуда – різниця між максимальним і мінімальним значенням якогось із метеорологічних елементів. Розрізняють А. добові, середньомісячні, середньорічні, середні багаторічні та ін.

Амплітуда коливань температур – різниця в градусах між найвищою та найнижчою температурами в даному місці, регіоні. Розрізняють добову амплітуду, сезонну, річну. Найбільша А.к.т. відмічена в районі „полюса холоду” в Якутії – 106.7°С (від -70° взимку до +36.7° улітку). Найбільші перепад температур упродовж доби спостерігався в штаті Монтана(США) – спад температури від +6.7° до -48.8° (амплітуда становила 55.5°).

Анемометр – прилад для визначення швидкості вітру за його тиском на рухому частину приладу – анемометричну вертушку або манометричним способом – за різницею динамічного й статичного тиску вітрового потоку.

Анероїд – прилад для вимірювання атмосферного тиску за величиною деформації пружної металевої коробки, з якої видалено повітря.

Аномалія – 1.А.(в кліматології) – відхилення конкретної величини метеорологічного елемента(температури, тиску тощо) від його середнього значення. 2.А.магнітна – відхилення величин елементів земного магнетизму(магнітного схилення, магнітного нахилення тощо) у різних областях земної кулі від так званих нормальних значень, які були б за однорідного намагнічення земної кулі. 3.А. сили тяжіння – різниця між величиною сили тяжіння та її теоретичним значенням(у тій самій точці), куди внесено поправку, враховуючи залежність сили тяжіння від висоти точки спостереження.

Антарктичний клімат – клімат Антарктики і навколишніх океанічних просторів. Виділяють такі типи А. к.: внутрішньо материкових районів, над якими розвинутий Антарктичний антициклон взимку з темп. $-60, -70^{\circ}\text{C}$ і літній з темп. $-25, -35^{\circ}\text{C}$ та слабкими вітрами; берегового схилу, коли опадів більше, вітри сильні, стокові; узбережний із сильними вітрами і порівняно високими темп. повітря; морський з різкими коливаннями тиску, сильними циклонічними вітрами, порівняно однорідним температурним режимом.

Антициклон – область підвищеного атмосферного тиску (найбільшого у центрі і найменшого на периферії), що охоплює простір від кількох сотень до кількох тисяч км. Як і циклони, А. переміщуються зі швидкістю 30-40 км/год., а інколи тривалий час не рухаються. Вітри дмуть від центра в усі боки і під впливом обертання Землі відхиляються, утворюючи вихрові повітряні потоки у Пн. півкулі за годинниковою стрілкою, а в Пд. – проти неї. Повітря в центрі А. поповнюється холоднішим повітрям з високих шарів атмосфери. Опускаючись, холодне повітря нагрівається і стає сухішим. Тому в А. погода влітку жарка, взимку – холодна.

Антропогенні чинники середовища – група екологічних чинників, що охоплює різні форми впливу людини на рослинність і тваринний світ. А.ф. можуть бути прямими (винищення, завезення та акліматизація, охорона) і посередніми (зміна ландшафтів та їх окремих компонентів – вирубування, розорювання, випалювання лісу тощо).

Аридний клімат – клімат пустинь і напівпустинь, для якого характерні великі добові й річні амплітуди темп. повітря; опадів мало або їх зовсім не буває.

Арктичний клімат – клімат полярної області Пн. півкулі. Формується в умовах надходження сонячної радіації лише в літній період, охолоджуючого впливу криги, що навіть у теплу пору року вкриває більшу частину морської поверхні Арктики. Температура повітря взимку близько -40° , улітку -3° . Опади переважно у вигляді дрібного дощу із снігом (100-200 мм).

Астролябія – кутомірний прилад, за допомогою якого до XVIII ст. визначали широту і довготу в астрономії. У землемірних роботах ним вимірюють горизонтальні кути. Замінений досконалішим приладом — теодолітом. А. використовується в основному з навчально-практичною метою.

Астрономічні пори року – проміжки часу при річному русі Землі по орбіті між моментами сонцестояння і рівнодення: весна з 21 березня по 22 червня, літо з 22 червня по 23 вересня, осінь з 23 вересня по 22 грудня, зима з 22 грудня по 21 березня.

Атмосферна рефракція – викривлення траєкторії світлового променя в атмосфері через зменшення з висотою її щільності, а отже, й показника заломлення повітря. Завдяки А.р. розширюється видимий горизонт на $5-6^{\circ}$, збільшується тривалість дня, утворюються міражі тощо.

Атмосферна циркуляція – див. Загальна циркуляція атмосфери, Місцеві циркуляції атмосфери.

Атмосферний тиск – тиск повітря на всі предмети в ньому і на земну поверхню; вага повітряного стовпа з основою, що дорівнює одиниці. Середня величина А. т. на рівні моря дорівнює приблизно 1013 мб (760 мм рт. ст.). За Міжнародною системою одиниць (СІ) $1 \text{ мб} = 1 \text{ гектопаскалю (гПа)} = 100 \text{ Па}$, $760 \text{ мм рт. ст.} = 1013 \text{ гПа}$.

Атмосферний фронт – перехідна зона між двома повітряними масами з різними фізичними властивостями (наприклад, холодний, теплий А.ф.) Протяжність А.ф. досягає тисяч кілометрів, ширина – десятків кілометрів і потужність по вертикалі – сотень метрів. У планетарному масштабі виділяють головні (зональні) географічні типи А.ф.: арктичний, полярний, антарктичний, на яких утворюються циклони та антициклони. Поряд з головними фронтами виділяють вторинні А.ф. Вони виникають усередині повітряних мас, але не відіграють значної ролі в загальній циркуляції атмосфери.

Атмосферні опади – волога, що випадає на поверхню Землі у вигляді дощу, інею, снігу тощо. Кількість А.о., які випали за певний час (доба, місяць, рік), вимірюються

товщиною шару, що випав, у мм. Атмосферні опади випадають на земній поверхні нерівномірно, що залежить від географічного положення району, клімату, рельєфу тощо. Найвологіше місце на Землі – Черрапунджі (Індія), упродовж року тут випадає 12600 мм. А.о.

Бал – умовна одиниця для кількісної та якісної оцінки явищ (сили і швидкості вітру, хвилювання моря, землетрусу та ін.).

Баланс зволоження – різниця між кількістю опадів і випаровуваністю за певний період у даній місцевості в міліметрах. Позитивний Б.з. – надмір вологи, негативний – її нестача.

Балансомір – прилад для вимірювання радіаційного балансу земної поверхні або будь-якої точки атмосфери.

Бар – одиниця тиску: 1 бар – це тиск силою 1 млн. дин на площі 1см^2 . Одна тисячна частина Б. – мілібар.

Барична депресія, депресія – область зниженого атмосферного тиску.

Баричне поле – просторовий розподіл атмосферного тиску, поле атмосферного тиску. Зображається картами ізобар на стандартних рівнях (рівень моря, 1000 м, 3000 м та ін.) або картами абсолютної топографії головних ізобаричних поверхонь (1000, 850, 700, 500 мб та ін.).

Баричний градієнт, барометричний градієнт – величина, що характеризує зміну атмосферного тиску в гектопаскалях на одиницю відстані в напрямі, перпендикулярному до ізобаричної поверхні. Горизонтальна складова Б. г. (зміна тиску на одиницю відстані по нормалі до ізобари) практично визначається різницею тиску в гектопаскалях на відстані 100 км і становить здебільшого 1-3 гПа (у тропічних циклонах – до десятків гПа). Вертикальна складова визначається зниженням тиску на 100 м висоти по вертикалі.

Баричний ступінь, барометричний ступінь – віддаль у вертикальному напрямі, на якій атмосферний тиск зменшується на 1 мб. На рівні моря, при стандартному тиску 1000 мб і темп. повітря 0° , Б. с. становить 8 м/гПа, на висоті 5 км – приблизно 15 м/гПа, на висоті 18 км – близько 70 м/гПа.

Баричні системи – великомасштабні області у баричному полі атмосфери з певним типовим розподілом атмосферного тиску, як правило, Б. с. поділяються на обл. зниженого й підвищеного атмосферного тиску. Головні Б. с. обмежені на картах замкнутими (циклон та антициклон) і незамкнутими (улоговина, гребінь, сідловина) ізобарами.

Барограф – самописний прилад для безперервного запису змін атмосферного тиску.

Барометр – (<грец. Baros – важкість, metreo – вимірюю) – прилад для вимірювання атмосферного тиску. Вперше створений учнем Галілея – Е. Торрічеллі в 1640 р. Існують ртутний барометр (скляна трубка з ртуттю, запаяна з одного кінця і перекинута в чашку з ртуттю: висота стовпчика ртуті в трубці показує тиск повітря в мм.) і металевий барометр-анероїд (тиск реєструється за допомогою металевої коробочки, з якої викачане повітря; коливання стінок коробочки через систему важелів передається на стрілку приладу).

Біла ніч – ніч, характерна для високих широт (на Пн. від 59° , 5 пн.ш. і на Пд. від $59^\circ 5'$ пд.ш.) улітку, коли сутінки й освітленість небосхилу навіть опівночі така, як увечері. Б. н. особливо світлі в період літнього сонцестояння (напр., у Санкі-Петербурзі з 11 червня по 2 липня).

Бора – (італ. Bora – грец. Boreas – північний вітер) – сильний, поривчастий і холодний вітер, що віє вниз по схилу з невисоких гірських хребтів біля берегів моря. Причина – велика різниця тиску повітря на морі (низьке) і на суходолу (високе). Виникнення Б. зумовлене перевалюванням через хребет холодної повітряної маси, внаслідок чого спадне по схилу повітря, незважаючи на деяке адіабатичне нагрівання, стає значно холоднішим, ніж тепле повітря, що раніше займало приморський район. Б. спостерігається в районі Новоросійської бухти (Росія), на Адріатичному узбережжі, в Криму (район міста Алушта), на Новій Землі та в інших районах.

Вертикальний градієнт температури – зміна температури атмосферного повітря з висотою у градусах на 100 м. У тропосфері В.г.т. становить приблизно $0,6^\circ/100\text{ м}$.

Верхні шари атмосфери – шари атмосфери над стратосферою (мезосфера, термосфера, екзосфера).

Випаровуваність – гранично можливе випаровування за даних умов погоди при необмеженому запасі води, умовна теоретична величина, на відміну від фактичного випаровування, що обмежено запасами води в ґрунті.

Випаровування – надходження в атмосферу водяної пари з поверхні води, снігу, льоду, ґрунту, гірських порід, рослин тощо. Виражається товщиною шару води, що випарувалась, у мм за певний проміжок часу.

Високі шари атмосфери — див. Верхні шари атмосфери.

Високі широти — широти, що лежать у приполярних просторах, обмежених приблизно 60° пн. і пд. широт.

Високогірний клімат — клімат на значних висотах у горах. Характеризується зниженими атмосферним тиском і температурою, повітря, інтенсивними сонячною радіацією та освітленістю. Добовий хід температури, повітря і кількість опадів залежать від висоти й експозиції схилів.

Висотна поясність, висотна зональність ландшафтів - закономірна зміна ландшафтів у горах, зумовлена висотою над рівнем моря і пов'язана із зменшенням тепла та зморою (збільшенням, а потім зменшенням) кількості атмосферних опадів. В. п. найяскравіше виявляється в зміні кліматів, ґрунтів і типів рослинності з висотою подібно до змін ландшафтних зон на рівнинній місцевості.

Відносна вологість повітря – процентне співвідношення кількості водяної пари в повітрі до граничної кількості, можливої для даної температури повітря. В абсолютно сухому повітрі В.в.п. дорівнює нулю, у насиченому – 100%. Завжди висока (до 90 %) В.в.п. в екваторіальній зоні, оскільки там протягом усього року висока температура й високе випаровування з океанів. Така висока В.в.п. і в полярних районах, але вже тому що при низьких температурах навіть незначний вміст водяної пари робить повітря насиченим або близьким до насиченого. В помірних широтах В.в.п. змінюється за сезонами : взимку вона вища, влітку нижча.

Віковий хід метеорологічного елемента – зміни температури, кількості опадів тощо протягом багатьох десятків або сотень років.

Вікові коливання клімату – періодичні або ритмічні зміни клімату протягом тривалого часу, пов'язані із змінами інтенсивності загальної циркуляції атмосфери, що, як правило, спричиняються коливаннями сонячної активності.

Вітер – горизонтальний рух повітря, спричинений нерівномірним розподілом атмосферного тиску над земною поверхнею: з областей високого атмосферного тиску повітря переміщується в області з низьким тиском. Характеристиками вітру є його сила (визначається за 12-бальною шкалою Бофорта) та швидкість, вимірюється в м/сек. Найбільша швидкість вітру на Землі зареєстрована в США та становить 371 км/год.

Вітрові течії – течії, що виникають під впливом сили тертя вітру об водну поверхню. В. т. називають також дрейфовими, якщо їх спричиняє вітер, сталий за напрямом і часом (наприклад, Північна пасатна течія, Течія західних вітрів та ін.).

Вологий клімат – див. Гумідний клімат.

Вологість повітря – вміст водяної пари в повітрі, що характеризується її пружністю, абсолютною вологістю, питомою вологістю, відношенням суміші, відносною вологістю, дефіцитом вологості, точкою роси.

Всесвіт – світ, що оточує нас. Нескінченний у часі та просторі й безмежно різноманітний щодо форм, яких набирає вічно рухома матерія. Сонячна система, до складу якої входить Земля, є частиною Галактики (понад 100 млрд. зірок). У свою чергу Галактик у В. безліч.

Галактика – зоряна система, до якої належать Сонце і вся наша планетна система. Г. має лінзоподібну форму поперечником до 30 тис. парсек (100 тис. світлових років) і товщиною близько 4 тис. парсек (12 тис. світлових років). Вона складається з безлічі зірок

різних типів (понад 100 млрд.), зоряних скупчень і асоціацій, газових і пилових туманностей тощо. Сонячна система знаходиться від центра Г. на відстані близько 10 тис. парсек (приблизно 33 тис. світлових років). Найбільш видиму земному спостерігачеві (у вигляді світлої смуги на небі) частину Г. називають Чумацьким шляхом.

Геліограф – самописний прилад для реєстрації тривалості сонячного сяяння протягом дня, коли Сонце не закрито хмарами.

Геліоцентрична система світу – вчення, за яким Земля, як і ін. планети, обертається навколо Сонця й навколо своєї осі. Розробив його польський учений М. Коперник у XVI ст.

Географічна оболонка – оболонка Землі, в якій стикаються і взаємодіють літосфера, гідросфера, атмосфера (нижні шари) та біосфера. Г.о. включає гідросферу, біосферу, атмосферу до шару озону (максимальна концентрація ОЗ в атмосфері на висоті 20-25 км), в земній корі – область гіпергенезу (частина літосфери, в якій під впливом безперервних фізичних, хімічних та біологічних процесів перетворюються первинні мінерали). Найбільша потужність Г.о. становить приблизно 40 км.

Географічне положення – положення будь-якого пункту, району, держави або частини території земної кулі щодо інших територій або об'єктів поза цим пунктом або районом. У математичній географії Г.п. – це широта і довгота даного пункту або місцевості; у фізичній географії – положення пункту щодо фізико-географічних об'єктів (материків, гір, океанів, морів, річок, озер тощо). В економічній і політичній географії під Г.п. розуміють положення країни, району чи певних пунктів щодо інших економіко-географічних (включаючи шляхи сполучення, ринки, господарські центри тощо) та фізико-географічних об'єктів, а також положення країни щодо інших держав та їх груп. Г.п.— одна з умов розвитку країни, району, міста, але реалізація цієї умови залежить насамперед від соціально-економічних чинників. Значення економіко- і політико-географічного положення в різних соціально-економічних формаціях неоднакове.

Географічне середовище – частина земного природного оточення, з якою людське суспільство в даний момент безпосередньо пов'язане своїм життям і виробничою діяльністю. Г.с. – одна з постійних і необхідних умов розвитку суспільства; воно може прискорювати або уповільнювати цей розвиток, але не є його рушійною силою, оскільки специфічні закони руху природи і суспільства, так само, як і темпи цього руху (зміни), істотно відмінні. Розвиток суспільства визначається способом виробництва. Ця марксистська концепція розкрила помилковість інших поглядів на роль Г.с. в розвитку суспільства.

Географічні координати, широта і довгота – величини, що визначають положення точки на земній поверхні.

Географічні полюси (Північний і Південний) – математичні точки перетину уявної осі обертання Землі із земною поверхнею. В Г.п. сходяться всі земні меридіани. Г.п. незначною мірою зміщуються по складній кривій у межах квадрата, сторона якого 26 м.

Геосфери – концентричні, суцільні або переривчасті оболонки Землі, різні за щільністю і хімічним складом. У напрямі від периферії до центра Землі виділяють: атмосферу, гідросферу, літосферу (земна кора), силікатну тверду оболонку — мантію Землі (верхня і нижня) та ядро Землі (центросферу). Частина атмосфери, уся гідросфера і верхня частина літосфери, в межах якої поширена на Землі жива матерія, називається біосферою.

Гігрограф – самописний прилад для реєстрації відносної вологості повітря.

Гігротермограф – самописний метеорологічний прилад, у якому поєднуються гігрограф і термограф.

Гідрометеорологічна служба – державна організація, головним завданням якої є вивчення гідрологічного і метеорологічного режимів на території країни та забезпечення національного господарства всіма видами метеорологічної, гідрологічної та агрометеорологічної інформації (стан морів, річок, озер, короткострокові й довгострокові прогнози).

Гірський клімат – клімат гірської місцевості. Його особливості: знижена температура, атмосферний тиск і вологість повітря, значні сонячна радіація, швидкість

вітру; порушений режим вільної атмосфери, зумовлений наявністю гір (зростання загальної кількості опадів, виникнення гірсько-долинних вітрів тощо).

Гірсько-долинні вітри – вітри, які дмуть уночі вниз по схилах гір і по долинах, а вдень – угору по схилах гір і долинах. Спричинені нагріванням та охолодженням схилів і, відповідно, зміною атмосферного тиску вдень і вночі.

Гномон – найдавніший астрономічний інструмент, що складається з вертикального стержня на горизонтальній площині. За довжиною тіні визначають zenітну віддасть Сонця, за її напрямом у полудень – полуденну лінію. Тепер Г. застосовується як сонячний годинник.

Гумідний клімат – клімат з надмірним зволоженням, при якому кількість сонячного тепла недостатня для випаровування всієї вологи, що надходить у вигляді опадів. Розрізняють полярний (без ґрунтових вод) і фреатичний (з частковим просочуванням опадів у ґрунт і з ґрунтовими водами) Г. к.

Добова амплітуда – різниця між найвищим і найнижчим протягом доби значенням метеорологічного елемента, наприклад температури.

Екзосфера – (грец. Ехо – поза, σφαῖρα – куля) – зовнішня частина Земної атмосфери, розташована над іоносферою, починаючи з висоти 800-1000 км від поверхні Землі. Цю частину атмосфери ще називають сферою розсіювання, оскільки щільність повітря в екзосфері дуже мала, а молекули і атоми найлегших газів рухаються з такою великою швидкістю, що можуть вислизати в космічний простір.

Добове обертання Землі – обертання Землі навколо своєї осі, нахиленої до площини орбіти під кутом $66^{\circ} 31'$, з періодом 23 год. 56 хв. 4 с (одна зоряна доба).

Екваторіальна депресія – смуга зниженого атмосферного тиску навколо екватора Землі.

Екваторіальна зона західних вітрів – смуга західних вітрів, що спорадично виникає в області екватора в нижніх шарах тропосфери, особливо над східною частиною Індійського і західною частиною Тихого океанів.

Екваторіальний клімат – клімат, що охоплює смугу зниженого атмосферного тиску між 5 і 10° пн. та пд.ш. Відзначається високим рівномірним температурним режимом ($24-28^{\circ}$), постійною високою вологістю повітря і великою кількістю атмосферних опадів (1-3 тис. мм, а подекуди 6-10 тис. мм на рік).

Екліптика – велике коло небесної сфери, по якому Сонце рухається протягом року, точніше – його центр. Е. нахилена до небесного екватора під кутом $23^{\circ} 27'$.

Екологічні фактори – елементи середовища, від яких залежить існування організмів. Серед Е. ф. виділяють клімат., едафічні (ґрунти), орографічні, біологічні, антропогенні, історичні та ін. Безпосередньо діючі Е.ф. – світло, хімічний склад ґрунтів, сінокосіння, пожежа тощо; посередньо діючі – особливості рельєфу, осуходоломлення місцевості тощо.

Експозиція схилів – орієнтування схилів пагорбів, гір, долин та ін. щодо сторін горизонту і площини горизонту, отже, щодо Сонця.

Ефективні опади – частина атмосферної вологи, яка потрапляє в ґрунт і вбирається рослинами.

Загальна циркуляція атмосфери – система великомасштабних повітряних течій над земною кулею, що включає: основні зональні перенесення повітря, наприклад західне перенесення, східне перенесення; збурення зональних перенесень впливами суходолу й моря (мусони); великі атмосферні вихори (циклони й антициклони) у західному перенесенні.

Засівання хмар – введення у хмари деяких реагентів (тверда вуглекислота, йодисте срібло тощо) для зміни фазового стану хмар і пов'язаного з цим випадання опадів.

Західне перенесення – переважаюче перенесення повітря із заходу на схід у процесі загальної циркуляції атмосфери, що захоплює тропосферу і стратосферу середніх широт, а також верхню тропосферу і стратосферу тропічних та полярних широт.

Земля – третя від Сонця велика планета Сонячної системи. Маса З. становить $5,98 \cdot 10^{24}$ кг, густина $5,52$ г/см³.

Зони зволоження – території з різним співвідношенням кількості опадів, що випали, і тих, що випарувалися. Виділяються зони надмірного, достатнього, нестійкого і недостатнього зволоження.

Ізалобарична область – область в атмосфері, де атмосферний тиск за певний проміжок часу (напр., 6, 12, 24 годин) знизився (І.о.падіння) або підвищився (І.о.зростання). На карті позначається ізалобарами (лініями однакової зміни атмосферного тиску за певний проміжок часу – добу, годину тощо).

Ізалогіпси – ізолінії змін величини висоти ізобаричної поверхні за певний проміжок часу.

Ізалотерми – ізолінії змін температури повітря за певний проміжок часу на однакову величину.

Ізаномали – ізолінії аномалій даного метеорологічного елемента (найчастіше атмосферного тиску або температури повітря).

Ізоамплітуди – ізолінії амплітуди того чи іншого метеорологічного елемента (температури, або тиску повітря тощо).

Ізобари – лінії на географічній карті, що сполучають точки з однаковим атмосферним тиском.

Ізогієти – лінії на географічній карті, що сполучають точки з однаковою кількістю опадів за добу, місяць, рік тощо.

Ізолії – лінії на географічних картах, розрізах і графіках, що сполучають точки з однаковим значенням певної величини, наприклад, тиску (див. Ізобари), глибини морів (див. Ізобати) тощо.

Ізотерми – лінії на географічних картах, розрізах, що сполучають точки з однаковою температурою повітря, води або ґрунту.

Інверсія температури – підвищення температури повітря з висотою у певному шарі тропосфери. Виділяють І. т. у приземному шарі, у вільній атмосфері, на межі від тропосфери до стратосфери. Потужність шару інверсії досягає десятків і сотень метрів. Температура може підвищуватися на 10-15° і більше. Звичайно І. т. зумовлюється охолодженням повітря від ґрунту.

Іній – тонкий шар крижаних кристалів, що утворюються на ґрунті, траві, наземних предметах при охолодженні земної поверхні нижче 0оС в результаті її сильного теплового випромінювання вночі при ясному небі та слабкому вітрі.

Іоносфера – шар атмосфери від 80—85 до 500—600 км (за ін. даними – 800км) – нижньої межі магнітосфери. Завдяки високій електропровідності в І. поширюються радіохвилі тощо. Температура в І. зростає від кількох десятків (на висоті 100 км) до 2000° у верхніх її межах, завдяки чому І. називають також термосферою.

Кarti баричної топографії – карти, на яких ізогіпсами нанесено висоти тієї чи іншої ізобаричної поверхні над рівнем моря.

Класифікація хмар (міжнародна) – групування хмар за формою, різновидностями і додатковими ознаками. За формою хмарних утворень виділяють 10 видів хмар: перисті, перисто-купчасті, перисто-шаруваті, висококупчасті, високошаруваті, шарувато-дощові, шаруваті, шарувато-купчасті, купчасті, купчасто-дощові.

Клімат – багаторічний режим погоди певної місцевості Землі (сукупність усіх умов погоди даної території протягом кількох десятків років; типова річна зміна цих умов і можливі відхилення від них в окремі роки; поєднання умов погоди, характерні для різних її аномалій – посухи, дощова погода, похолодання тощо). К. – одна з геогр. характеристик території.

Клімати Землі – типи кліматів і їх розподіл по земній кулі з урахуванням багаторічного режиму атмосферних явищ (погоди), які визначаються географічними умовами. До основних К. З. відносять: екваторіальний, пасатний, тропічних пустинь, тропічних мусонів, середземноморський, сухих субтропіків, холодних пустинь, мусонний

субтропічний, морський, внутрішньоконтинентальний помірних широт, мусонний помірних широт, субарктики, Арктичного басейну й Антарктики.

Кліматична норма – якісна характеристика клімату за даними багаторічних спостережень.

Кліматична область – область Землі з певним типом клімату; є частиною кліматичної зони.

Кліматичне районування — поділ місцевості (області, країни, материка, океану, всієї Землі) на зони, області та дрібніші регіони з більш-менш однорідними кліматичними умовами чи ознаками.

Кліматичні зони – великі регіони земної поверхні з порівняно однорідними кліматичними умовами.

Кліматичні карти – карти, на яких показано особливості клімату даної території (кількісна характеристика метеорологічних явищ та числові показники).

Кліматичні пояси – найбільші підрозділи земної поверхні, виділені за кліматичними умовами, як правило, за особливостями режиму температури та опадів. Розрізняють: екваторіальний, субекваторіальні, тропічні, субтропічні, помірні, субарктичний та субантарктичний, арктичний та антарктичний К. п.

Кліматичні сезони – періоди року тривалістю кілька місяців, протягом яких зберігаються певні кліматичні умови.

Кліматографія – розділ кліматології, присвячений описові клімату конкретних тер. земної кулі; географія кліматів.

Кліматологія – геогр. наука про клімат, його типи, зумовленість, розподіл по земній поверхні та зміни в часі.

Кліматологія комплексна, клімат у погодах – вчення про вплив погоди на людину, на ряд об'єктів її діяльності та на тваринний світ.

Кліматоутворюючі процеси – атмосферні процеси, що визначають характер клімату в межах певної області або всієї Землі. До К. п. належать: теплообіг, вологообіг, загальна циркуляція атмосфери (в ряді районів істотна і місцева циркуляція атмосфери).

Кліматоутворюючі чинники – чинники, що визначають характер і особливості клімату: географічна широта, циркуляція повітряних мас, характер підстильної поверхні (висота над рівнем моря, розподіл суходолу та моря, характер рельєфу, льодовий, сніговий і рослинний покрив, океанічні течії тощо).

Конвекція – вертикальне підняття повітря в атмосфері. Залежить від різниці температури повітря, виражається в утворенні окремих ступенів, що піднімаються вгору (висхідні потоки) над обмеженими ділянками земної поверхні. Швидкість піднімання повітря при К. може досягти 20 м/сек.

Континентальний клімат – клімат, що формується в умовах переважаючого впливу континентальних повітряних мас; клімат усередині материків.

Короткостроковий прогноз погоди – прогноз погоди на строк менший як три доби. Дається за результатами вивчення змін погоди на великій території за допомогою синоптичних карт.

Макроклімат – клімат великого географічного регіону — зони, області або навіть усієї Землі. Закономірності М. найповніше відображаються на світових кліматичних картах.

Максимальний термометр – ртутний термометр, який фіксує найвищу температуру між двома строками спостережень.

Метеорологічна ракета – ракета для підняття у високі шари атмосфери дослідних приладів.

Метеорологічна станція – станція, де регулярно спостерігають за станом атмосфери у регламентованій послідовності.

Метеорологічний супутник – штучний супутник Землі (ШСЗ), до програми дій якого входять фотографування хмарності, вимірювання радіації, спостереження і вимірювання, що дають уявлення про стан нижніх шарів атмосфери.

Метеорологічні елементи – характеристики стану атмосфери: температура, тиск, вологість повітря, швидкість і напрям вітру, хмарність, опади, видимість, а також температура ґрунту і поверхні води, сонячна радіація, довгохвильове випромінювання Землі та атмосфери. Зміни М.е. – це результат атмосферних процесів; вони визначають погоду і клімат.

Метеорологічні прилади – прилади для вимірювання та реєстрації значень метеорологічних елементів.

Метеорологічні термометри – рідинні термометри спеціальної конструкції, призначені для метеорологічних вимірювань переважно на метеорологічних станціях. Виділяють такі М.т.: ртутний психрометричний, спиртовий низькоградусний, ртутний максимальний, спиртовий мінімальний та ін.

Метеорологія – наука про атмосферні і процеси, що в ній відбуваються.

Мілібар – одиниця атмосферного тиску, що дорівнює тисковим силам 1000 дин на 1 см² і еквівалентна тиску 0,75 мм рт.ст., або 1 гПа.

Мінімальний термометр – спиртовий термометр для визначення найнижчої температури між двома строками спостережень.

Місцева циркуляція атмосфери – циркуляція атмосфери над порівняно невеликою територією або акваторією (наприклад, бризи, гірсько-долинні вітри тощо).

Мусонний клімат помірних широт – клімат, що формується на східній окраїні Євразії. Характеризується малохмарною і холодною зимою при переважаючих північно-західних вітрах, теплим або помірно теплим літом з південно-східними вітрами і достатніми (іноді рясними) літніми (місцями й зимовими) атмосферними опадами.

Мусонний субтропічний клімат – клімат, який формується у східній частині материків у субтропічних широтах. Характеризується певною схожістю температурних умов з районами середземноморського клімату, але відрізняється від них рясними літніми атмосферними опадами.

Нівальний клімат – клімат, який характеризується такою кількістю опадів, що вони не можуть розтанути або випаруватися.

Озоновий шар – шар атмосфери на висотах від 10 до 50 км у якому спостерігається максимальна концентрація тривалентного кисню – озону. У межах О.ш. відбувається поглинання ультрафіолетової і сонячної радіації. За відсутності О.ш. температура повітря біля земної поверхні була б на 1.4о вища.

Оклюдія циклону – перетворення молодого циклону в оклюдований, тобто в циклон у кінцевій стадії розвитку. О. полягає в зіткненні холодного фронту циклону з теплим фронтом, який повільно просувається. Причому тепле повітря витісняється холодним у верхні шари тропосфери. У процесі О. зростає вертикальна потужність циклону.

Пасатний клімат – клімат обл. у тропічних, частково в субтропічних, широтах північної та південної півкуль. Характеризується сталістю (східного) напрямку і швидкістю вітру, помірною хмарністю та малою кількістю опадів (крім гірських районів); температура повітря має невелику річну амплітуду.

Перигелій – найближча до Сонця точка орбіти небесного тіла або міжпланетної станції тощо.

Парниковий ефект – зумовлений присутністю в атмосфері Землі вуглекислого газу та водяної пари, що не дозволяє теплу, відбитому від земної поверхні, безперешкодно виходити в космічний простір. Завдяки П.е. перепад температури на Землі протягом доби не перевищує 15о. Якби П.е. не було, земна поверхня б охолоджувалась за ніч у середньому на 30-40о. Нині внаслідок діяльності людини (спалювання величезної кількості вугілля, нафти, деревини на підприємствах, у двигунах машин) у атмосфері підвищується вміст вуглекислого газу, що призводить до посилення П.е. За даними

вчених, у 80 роках середня температура повітря в Північній півкулі підвищилася порівняно з кінцем XIX ст. на 0.5-0.6о. подальше потепління клімату може спричинити танення льодовиків у приполярних областях, підвищення рівня Світового океану, зміну його солоності, температури, глобальні порушення клімату, затоплення прибережних низовин і чимало інших несприятливих наслідків. Розв'язати цю проблему можна було б зменшивши викиди вуглекислого газу та встановивши рівновагу в циклі кругообігу вуглецю.

Пасати – постійні східні вітри в тропічних областях Землі, що дмуть на великих просторах протягом усього року від поясів високого тиску до екватора. Відрізняються усталеністю напрямку і швидкістю. В Північній півкулі П. дмуть з північного сходу на південний захід, у Південній – із південного сходу на північний захід. Це відхилення П. на захід пов'язане з дією сили тертя в приземному шарі та з відхиляючою силою обертання Землі (силою Каріоліса).

Післяльодовикові епохи, післяльодовиків'я – етапи завершення льодовикових епох, протягом яких різко зменшувався об'єм материкових льодовикових покривів у зв'язку із загальним потеплінням клімату.

Плювіограф – самописний прилад для реєстрації рідких атмосферних опадів.

Повітряні (атмосферні) течії – система вітрів над певною площею земної поверхні, що визначається сталістю в часі. Розрізняють П. т. загальної циркуляції атмосфери, пов'язані з циклонічною діяльністю, і місцевих циркуляцій атмосфери.

Погода – стан нижнього шару атмосфери (тропосфери) в даному місці в визначений момент часу. Характеризується певними значеннями всіх метеорологічних елементів (температура, тиск повітря, кількість опадів, вітер, вологість повітря, хмарність) на даний момент. Багаторічний режим погоди визначає клімат.

Полярний клімат – клімат «вічного морозу» з температурами, які навіть улітку рідко перевищують 0о С, з малою кількістю опадів (100-200 мм за рік). Властивий для вкритих снігом і льодом просторів Північного Льодовитого океану, його островів та Антарктики.

Полюс холоду – територія, де фіксуються найнижчі температури повітря біля земної поверхні в даній півкулі або взагалі на земній кулі. В Північній півкулі П.х. знаходиться в районі Верхоянська й Оймякона (Східний Сибір), де абсолютний мінімум температури зафіксований нижче -70о. Також виділяється гренландський П.х. з абсолютним мінімумом температури близько -70о. В південній півкулі знаходиться світовий П.х. – у Східної Антарктиди на полярній станції „Восток” на висоті 3420 м над рівнем океану абсолютний мінімум температур досягав -88.3о.

Полярний фронт – атмосферний фронт, що виникає на межі між повітряними масами позатропічних і тропічних широт.

Полярні кола – північне та південне – паралелі в північних і південних півкулях із широтою 63о33'. У північній півкулі у день північного сонцестояння (21 або 22 грудня) на північ від П.к. Сонце не сходить, а в день літнього сонцестояння не заходить. Таке саме явище спостерігається на південь від південного П.к.

Пояси атмосферного тиску – глобальні області високого і низького тиску повітря Земної атмосфери, що закономірно змінюють один одного в певних широтах. На Землі виділяють три пояси низького тиску – на екваторі і у помірних широтах, і 4 пояси високого тиску – на Полюсах і в тропічних широтах. Утворення П.а.т. біля поверхні планети пов'язане з нерівномірним розподілом сонячного тепла на земній поверхні та з впливом відхиляючої сили обертання Землі. Залежно від пори року обидві півкулі Землі нагріваються Сонцем по-різному. Це зумовлює незначне переміщення П.а.т. влітку – до півночі, взимку до півдня. Формування П.а.т. визначає загальну циркуляцію атмосфери Землі.

Пори року – весна, літо, осінь, зима. П. р. змінюються через те, що вісь обертання Землі нахилена до площини земної орбіти (під кутом близько 66° 33'). Під час руху Землі навколо Сонця вісь переміщується майже строго паралельно самій собі, тому зверненими

до Сонця бувають то північний полюс Землі (у цей час у північній півкулі літо), то південний (у південній півкулі літо, а в північній – зима). У північній півкулі початком весни вважають момент весняного рівнодення (20-21 березня), літа – момент літнього сонцестояння (21-22 червня), осені – момент осіннього рівнодення (23 вересня) і зими — момент зимового сонцестояння (21-22 грудня).

Радіозонд – аерологічний прилад, що вимірює метеорологічні елементи (тиск, темп., вологість повітря) на різних висотах під час підняття в атмосферу і передає по радіо значення цих елементів на Землю.

Рівень конденсації водяної пари – висота, на якій внаслідок процесу охолодження в повітрі починає конденсуватися пара. Р. к. збігається з нижньою межею утворення хмар.

Рівнодення – момент, коли центр Сонця під час річного руху по екліптиці перетинає небесний екватор у точках весняного (20 чи 21 березня) або осіннього (23 вересня) Р. У дні Р. тривалість дня і ночі однакова по всій Землі, крім районів земних полюсів.

Рік – проміжок часу, близький за тривалістю до періоду обертання Землі навколо Сонця.

Річна амплітуда – різниця між середніми значеннями метеорологічного елемента (атмосферного тиску, температури повітря тощо) у місяці з його найбільшим і найменшим середніми значеннями. Обчислюється за багаторічними даними.

Річна амплітуда температур – різниця між найбільшими і найменшими значеннями температури повітря протягом року. Річні коливання температури залежать переважно від широти місця та близькості океану. Наприклад, біля екватора над морями річна амплітуда дорівнює лише 1 градус. А над материками 5-10 градусів. У вищих широтах амплітуда зростає. На тій самій широті Р.а.т. збільшується з віддаленням від океану.

Річний рух Землі – рух Землі навколо Сонця (зі швидкістю приблизно 30 км/с) за 365 днів 5 год 48 хв 46 с (сонячний або тропічний рік). З Р. р. 3. пов'язані зший пір року.

Річний хід метеорологічних елементів – зміна метеорологічних елементів у даному місці протягом року, що визначається за багаторічними (в основному за середньомісячними) даними. Характеризується річною амплітудою, часом настання крайніх значень, величиною змін від місяця до місяця. Здебільшого Р.х.м.е. залежить від надходження сонячної радіації.

Самум – дуже гарячий, сухий вітер, який несе масу дрібної пилюки, що затьмарює сонячне світло. Самум дме зазвичай кілька годин, досягає сили вихору протягом кількох хвилин, коли спека стає нестерпною. Самум характерний для областей пустелі, наприклад, Сахари в Північній Африці.

Сезон – 1. Пора року (весна, літо, осінь, зима). 2. Частина року, на яку припадають певні явища природи (наприклад, С. дощів) або певні види робіт (наприклад, С. збирання врожаю).

Середній сонячний час, середній час – система вимірювання часу, в основі якої лежить добовий рух уявного середнього Сонця, момент нижньої кульмінації якого називається середньою північчю. С.с.ч. відлічується від моменту середньої півночі й чисельно дорівнює годинному куту середнього Сонця, зміненому на 12 год. С.с.ч.— загальноприйнятий у побуті час.

Серія циклонів – кілька циклонів, які послідовно виникають на одному й тому самому полярному або арктичному (антарктичному) головному фронті.

Сила вітру – швидкість вітру, виражена в балах за шкалою Бофорта.

Сила Коріоліса – додаткова сила інерції, що діє під час руху тіла, яке розглядається відносно обертової системи координат. Найважливішим фактором такої сили є відхиляюча сила обертання Землі. Названа іменем Коріоліса, який увів у 30-х роках XIX ст. поняття відносного руху.

Синоптична карта – (грец. Synoptikos – здатний усе оглядати) – географічна карта, на якій умовними позначками і цифрами наносять результати одночасних

спостережень за погодою на мережі метеорологічних станцій. С.к. є основним матеріалом для аналізу і прогнозу погоди. На ній показують напрями переміщення циклонів і антициклонів, положення теплих і холодних атмосферних фронтів, відображається настання ясної і похмурої погоди, опади, їх види, зміни температури тощо. С.к. складається на кожний день та на певний час, на всю Земну кулю або якийсь її район.

Синоптичні строки – строки (кожні три години доби), в які за міжнародною угодою проводяться спостереження на метеорологічних станціях для складання синоптичних карт.

Сироко – сильний гарячий вітер, що дме з пустелі Сахари в бік Середземного моря або Аравійського півострова. В Італії, Сицилії і у західних частинах Балканського півострова повітря сироко зазвичай вологе, а на Аравійському півострові і у Месопотамії – сухе та з піщаним пилом. Триває кілька годин, іноді кілька днів; завдає шкоди рослинам, часто призводячи до їхньої загибелі.

Смерч – сильний атмосферний вихор із вираженою вертикальною віссю. Виникає під купчасто-дощовою хмарою і переміщується разом з нею, триває від кількох до десятків хвилин. Швидкість вітру може досягати 180-360 км/год, в окремих випадках до 450 км/год. Смерч втягує предмети та піднімає їх у повітря, переносючи іноді на значні відстані. В Америці смерч одержав назву торнадо.

Смог – (англ. – smog, smoke -дим, кіпоть+fog – густий туман) – концентроване забруднення приземних шарів тропосфери у великих містах і промислових центрах. Виникає через те, що в результаті господарської діяльності людини до атмосфери потрапляють у великій кількості отруйні гази, їдкий дим, дрібні частинки кіптяви і попелу, які утворюють ядра конденсації для водяної пари. Смог завдає значної шкоди здоров'ю людей.

Снігова лінія – природна межа, вище якої в горах зберігається нетанучий сніг і лід. Висота С.л. залежить від широти місцевості та ступеня континентальності клімату, кількості твердих опадів протягом року, особливостей рельєфу. Біля екватора С.л. знаходиться на висоті 4.6 км, на Кавказі – 2,7-2,9 км, у полярних країнах місцями знижується до рівня моря.

Сонячна радіація – випромінювання Сонця у вигляді електромагнітних хвиль зі швидкістю 300 000 км/сек. Виражається в теплових одиницях. Крім видимої частини світла, містить також інфрачервоні і ультрафіолетові промені. В атмосфері С.р. частково відбивається, переходячи в теплову енергію, розсіюється. Завдяки С.р. земна поверхня нагрівається, атмосферні процеси забезпечуються енергією.

Стаціонарний антициклон – малорухливий антициклон, який іноді тривалий час залишається на одному місці. До С. а. належать значні й потужні антициклони в субтропіках; узимку – антициклони в середніх широтах над материками; протягом року – над Антарктидою.

Стаціонарний фронт – атмосферний фронт, який не змінює свого положення у просторі, оскільки на ньому не виникають циклонічні збурення.

Стаціонарний циклон – циклон з малою швидкістю переміщення, який тривалий час залишається в певному районі.

Стокові вітри – постійні, дуже сильні холодні вітри що дмуть з внутрішніх районів Антарктиди до узбережжя. Можуть досягати ураганної сили, розвиваючи швидкість до 200 км/год.

Стратифікація атмосфери – розподіл температури повітря з висотою; характеризується вертикальним градієнтом температури 1° на 100 м (у тропосфері температура знижується в середньому на 0,6° на кожні 100 м).

Стратосфера – шар атмосфери між тропосферою і мезосферою (від 8-16 до 45-55 км).

Субтропічний антициклон – антициклон у тропічному повітрі з центром у субтропіках, звичайно над океанами в сорокових широтах. У північній півкулі це азорський антициклон в Атлантиці і гавайський у Тихому океані.

Субтропічні зони високого тиску – зони в кожній півкулі, що простягаються між 30 і 35 широти. У С.з.в.т. атмосферний тиск у середньому вищий, ніж у вищих широтах і біля екватора.

Сухий клімат – див. Аридний клімат.

Суховій – гарячий сухий вітер, який періодично виникає в степах і напівпустелях. Часто С. супроводжується імлою, тобто підняттям пилу, що ще більше посилює нагрівання повітря. С. згубно діє на рослини – листя скручується і всихає, зерно стає щуплим.

Східне перенесення – перенесення повітря в загальній циркуляції атмосфери зі сходу на захід. Наприклад, пасати в нижній частині тропосфери, а також повітряні течії в усій тропосфері й нижній стратосфері поблизу екватора. С. п. називають також переважаючі повітряні течії окраїн стійкого антициклону в Арктиці й Антарктиці.

Тайфун – тропічний циклон тропічної штормової сили в Східній і Південно – Східній Азії. Виникають улітку і восени в океані та в своєму русі досягати берегів Китаю, Японії, Кореї в окремих випадках Далекого Сходу Росії. У середньому за рік буває 28 тайфунів.

Температура – фізична величина, що характеризує тепловий стан (повітря, води, ґрунту), вимірюється за допомогою термометра. Триста років тому з'ясували що температура суміші води і льоду постійна, через 50 років склудув Фаренгейт установив що температура кипіння води також залишається постійною(за постійного тиску). Ці дві постійні точки дали можливість відкалібрувати термометр(у 1742 році Цельсій запропонував поділити відстань між цими точками на 100 відрізків). Цією шкалою користуються вже понад 200 років, поділки на шкалі називаються градусами.

Теплові пояси – умовні глобальні області Землі, що виділяються за ознакою розподілу середньорічних температур повітря. В основі виділення Т.п. лежить розподіл тепла залежно від географічної широти, тобто зональний чинник. Зазвичай виділяють жаркий пояс (із середньорічною температурою понад 20 градусів), що займає понад 40% земної поверхні; два помірні пояси (температура 10-20о), що займають приблизно 52% земної поверхні, два холодні (температури 0-10 градусів) і пояси вічної мерзлоти (температура нижча за 0о).

Термічний градієнт – зміна темп, на одиницю відстані в горизонтальному (на 100 км) або вертикальному (на 100 м) напрямі. Середнє значення горизонтального Т.г. близько ° на 100 км; вертикального – бл. 0,6° на 100 м (у тропосфері).

Термічний екватор – паралель з найвищою багаторічною середньою температурою повітря (року або місяця). У січні Т. е. збігається з географічним екватором (середня темп. 20°); до липня зміщується на 20-25° пн.ш. (середня темп. близько 28°); середньорічний Т. е. знаходиться на 10° пн.ш. (середня темп. 26-27°).

Термогігрограф – прилад для безперервної реєстрації температури і відносної вологості повітря на одній стрічці.

Термограф – прилад для безперервної реєстрації температури повітря, води тощо.

Трансформація повітряних мас – зміна властивостей повітряних мас тропосфери у процесі переміщення в широті з іншою підстильною поверхнею.

Тропічний ураган, тропічний циклон – сильний атмосферний вихор у тропічних широтах (між 8 і 15° ш.) в кожній півкулі над Тихим океаном (крім його південно-східної частини), у північній півкулі над Атлантичним та Індійським океаном спричиняє сильні збурення на морі та руйнування на суходолу.

Тропічний фронт – чітко виражена планетарна зона поділу між тропічним і екваторіальним повітрям. Формується між пасатами двох півкуль або між пасатом і мусоном. Т.ф. суцільного поясу не утворює, а складається з кількох відгалужень, із яким пов'язане випадіння рясних опадів.

Тропопауза – перехідний шар між тропосферою і стратосферою від кількох сотень метрів до 2-3 км над земною поверхнею.

Тропосфера – (грец. Тропе – поворот+ sphaîra – куля) нижня частина атмосфери, простягається від поверхні Землі на 8-18 км, у ній зосереджено 4/5 усієї маси атмосферного повітря та майже вся атмосферна водяна пара. Характеризується зниженням температури з висотою в середньому на 6,5о на кожен кілометр, сильною турбулентністю, утворенням хмар, опадів, вітру та інших явищ.

Флюгер – (нім.flüger – крило) прилад для визначення напрямку та сили вітру. Головні частини приладу – стрілка, що вільно повертається вітром і показує його напрям, і металева дошка певного розміру і ваги. Під дією вітру дошка відхиляється на деякий кут. Оцінка відхилення дошки робиться по дузі із штифтами. Номер штифта на спеціальній таблиці вказує силу вітру.

Фронт атмосферний – прикордонна зона завширшки кілька десятків кілометрів між двома повітряними масами з різними фізичними властивостями. Ф.а. являє собою поверхню поділу повітряних мас, що рухаються, нахилена до земної поверхні під дуже малим кутом. Холодне повітря знаходиться поряд із теплим і під ним у вигляді порожнистого клину. При цьому тепле повітря піднімається вгору по клину холодного та охолоджується, наближаючись до стану насичення. В ньому виникають хмари, з яких випадають дощ, сніг тощо.

Фронт оклюзії – комплексний фронт, що виник внаслідок змикання холодного і теплового фронтів у процесі розвитку циклону.

Фронтальні опади – опади, що випадають у зв'язку з проходженням фронту та зумовлені висхідним рухом теплового повітря над фронтальною поверхнею. Зазвичай Ф.о. захоплюють великі площі та переміщуються разом із фронтом у вигляді обложних опадів, які випадають із шарувато-дошових хмар, особливо на холодних фронтах.

Хамсин – сухий, жаркий, курний південний вітер на Північному Сході Африки. Особливо часто трапляються навесні при проходженні циклонів над Середземним морем або Північною Сахарою.

Хмари – скупчення суспендованих у атмосфері продуктів конденсації водяної пари – крапель води або кристалів льоду. Для утворення хмар необхідно, щоб у повітрі були ядра конденсації, водяна пара в атмосфері досягла стану насичення, що можливо внаслідок охолодження повітря під час піднімання від земної поверхні. За формою розрізняють 10 родів хмар: перисті, перисто-купчасті, перисто-шаруваті, високо-купчасті, високо-шаруваті, шарувато-дошові, шаруваті, шарувато-купчасті, купчасті та купчасто-дошові. В стратосфері спостерігаються перламутрові хмари, а в мезосфері сріблясті.

Центри дії атмосфери – обл. високого (переважання антициклонів) і низького (переважання циклонів) атмосферного тиску на багаторічних картах розподілу тиску по земній кулі. Розрізняють перманентні (постійні) й сезонні Ц.Д.а.

Циклон – велике вихрове атмосферне збурення (у початковій стадії – хвильове) із зниженим тиском у центрі та циркуляцією атмосфери навколо центра у північній півкулі проти годинникової стрілки з відхиленням у нижньому шарі до центра, а в південній півкулі – за годинниковою стрілкою з таким самим відхиленням у нижньому шарі.

Циклонічні опади – опади, пов'язані з циклонами.

Циркуляційні зони – зони або пояси з більш-менш однорідними умовами перенесення повітря (вітру) на земній кулі.

Шкала швидкості вітру (Бофорта) – шкала для встановлення сили (швидкості) вітру в балах за різною дією вітру на наземні предмети і за хвилюванням на морі. Відлічується від нуля балів (безвітря) до 12-17 балів (ураган).

Штиль – безвітря або дуже слабкий вітер (швидкість не менша 0,5 м/сек.) Зазвичай спостерігається всередині антициклонів в малоградієнтному колі.

Шторм – дуже сильний, тривалий вітер, що дме зі швидкістю понад 20 м/сек. І супроводжується руйнуванням на суходолі та сильним хвилюванням на морі. При швидкості вітру понад 30 м/сек. йдеться про ураган.

Ядра конденсації – гігроскопічні розчинні частинки, які є центрами утворення водяних крапель хмар і туманів.



Література

1. Астапенко П.Д. Вопросы о погоде / П.Д. Астапенко. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 240 с.
2. Атлас облаков. – Л.: Гидрометеиздат, 1957.
3. Беспалов Д.П. Атлас облаков. Федер. служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет), Гл. геофиз. Обсерватория им. А.И. Воейкова / Д. П. Беспалов. – Санкт-Петербург : Д'АРТ, 2011. – 248 с.
4. Богаткин Л.Т. Динамика облаков. / Л.Т. Богаткин, В.Д. Еникеева. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 232 с.
5. Врублевська О.О. Кліматологічна обробка окремих метеорологічних величин / О.О. Врублевська, Г.П. Катеруша, Н.К. Миротворська. Навчальний посібник – Одеса, 2002. – 150 с.
6. Врублевська О.О. Прикладна кліматологія: Конспект лекцій / О.О. Врублевська, Г.П. Катеруша. – Одеса: Вид-во «ТЭС», 2005. – 131с.
7. Волошина О.В. Метеорологія і кліматологія (розділ Синоптична метеорологія): Конспект лекцій / О.В. Волошина. – Одеса: Вид-во «ТЭС», 2005. – 87 с.
8. Городецкий О.А. Метеорология, методы и технические средства наблюдений: Учебное пособие. / О.А. Городецкий, И.И. Гуральник, В.В. Ларин. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 320 с.
9. Гальцов А.П. Завбачення погоди. / А.П.Гальцов – К., 1952. – 116 с.
10. Рощин А.Н. Сам себе синоптик. Приметы, наблюдения, прогнозы / А.Н. Рощин. – К.: Рад. шк., 1990. - 195 с.
11. Клімат України // За ред. В.М. Ліпінського, В.І. Дячука, В.М. Бабіченко. – Київ: Видавництво Раєвського, 2003. – 343 с.
12. Лосев А.П. Агрометеорология / А.П. Лосев, Л.Л. Журина. – М.: Колос, 2001. 296 с: ил.
13. Міщенко З.А. Мікрокліматологія / З.А. Міщенко, Г.В. Ляшенко // Навчальний посібник. – К: КНТ, 2007. – 336 с.
14. Ситник О.І. Метеорологія з основами кліматології / О.І. Ситник, Н.І. Швень. – Умань: СПД Сочінський, 2008. – 168 с.
15. Ситник О.І. Організація навчально-дослідної роботи з географії на метеорологічному майданчику (Курс лекцій) / О.І. Ситник, Н.І. Швень, О.В. Тімець. – Умань: Видавець «Сочінський», 2010. – 160 с.
16. Синицина Н.И. Агроклиматология / Н.И. Синицина, И.А. Гольцберг, Э.А. Струнников. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 344 с.
17. Хргиан А.Х. Физика атмосферы / А.Х. Хргиан Том 1. Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 248 с.
18. Хромов С.П. Метеорология и климатология / С.П. Хромов, М.А. Петросянц // Учебник. – 5-е изд., перераб. и доп. – М.: Изд-во МГУ, 2001. – 528с.: ил.
19. <http://sinoptik.ua/>
20. <http://www.gismeteo.ua/>
21. <http://www.meteoprog.ua/ru/>
22. <http://www.weather.ua/>

Навчальне видання

Вальчук-Оркуша Оксана Миколаївна

Ситник Олексій Іванович

МЕТЕОРОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ КЛІМАТОЛОГІЇ

Підписано до друку 30.01.2015 р.

Формат 60х84/16.

Папір офсетний. Ум. друк. арк. 13,02

Тираж 300 прим.

Замовлення № 2540

Видавничо – поліграфічний центр “Візаві”

(Видавець і виготівник “Сочінський”)

20300, м. Умань, вул. Тищика, 18/19

Свідоцтво суб’єкта видавничої справи

ДК № 2521 від 08.06.2006.

тел. (04744) 4-64-88, 4-67-77

e-mail: vizavi08@mail.ru

