

Міністерство освіти і науки України  
Національний педагогічний університет  
імені М. П. Драгоманова

Г. Д. Проценко

# Метеорологія та кліматологія

Київ 2007

У навчальному посібнику з дисципліни „Метеорологія та кліматологія” розглядається склад і будова атмосфери, сонячна, земна й атмосферна радіація, тепловий режим земної поверхні та атмосфери, фазові перетворення води в атмосфері та їх наслідки, атмосферний тиск, вітер та загальна циркуляція атмосфери, умови формування клімату, класифікація кліматів, зміни та коливання клімату.

Навчальний посібник розрахований на студентів університетів, які вивчають дисципліну „метеорологія та кліматологія”, як одну із основних дисциплін про навколишнє середовище.

Рецензенти:

Дмитренко В. П. – доктор географічних наук, професор, завідувач відділу аграметеорологічних досліджень Укр. НД гідро-метеорологічного інституту.

Половина І. П. – доктор географічних наук, професор, кафедри фізичної географії НПУ імені М. П. Драгоманова.

Паламарчук Л. В. – кандидат географічних наук, доцент кафедри метеорології та кліматології Київського Національного університету імені Тараса Шевченка.

Друкується за ухвалою Вченої ради  
НПУ імені М. П. Драгоманова.  
Протокол № 10 від 26 квітня 2007 р.

## Зміст

Передмова . . . . .	7
<b>Розділ 1. Вступ . . . . .</b>	<b>8</b>
1.1 Предмет метеорології та кліматології . . . . .	8
1.2 Державна гідрометеорологічна служба . . . . .	9
1.3 Значення метеорології та кліматології для народного господарства . . . .	11
1.4 Коротка історія розвитку метеорології та кліматології . . . . .	12
<b>Розділ 2. Атмосфера Землі . . . . .</b>	<b>15</b>
2.1 Хімічний склад сухого повітря нижніх шарів атмосфери . . . . .	16
2.2 Склад повітря у високих шарах атмосфери . . . . .	19
2.3 Густина повітря . . . . .	19
2.4 Вертикальна будова атмосфери . . . . .	21
2.5 Методи дослідження атмосфери . . . . .	23
<i>Питання для самоперевірки . . . . .</i>	<i>24</i>
<b>Розділ 3. Сонячна, земна й атмосферна радіація . . . . .</b>	<b>25</b>
3.1 Випромінювання Сонця . . . . .	25
3.2 Основні закони випромінювання . . . . .	26
3.3 Спектральний склад сонячної та земної радіації . . . . .	27
3.4 Сонячна стала . . . . .	28
3.5 Пряма сонячна радіація . . . . .	29
3.6 Послаблення сонячної радіації в атмосфері . . . . .	29
3.7 Сумарна сонячна радіація . . . . .	33
3.8 Засвоєння сонячної радіації землею поверхнею . . . . .	36
3.9 Випромінювання земної поверхні й атмосфери . . . . .	37
3.10 Радіаційний баланс земної поверхні . . . . .	38
<i>Питання для самоперевірки . . . . .</i>	<i>41</i>
<b>Розділ 4. Тепловий режим земної поверхні та атмосфери . . . . .</b>	<b>42</b>
4.1 Тепловий баланс земної поверхні . . . . .	42
4.2 Нагрівання й охолодження ґрунту . . . . .	46
4.3 Добовий та річний хід температури поверхні ґрунту . . . . .	47
4.4 Розповсюдження тепла у глибину ґрунту . . . . .	50
4.5 Промерзання ґрунту. Вічна мерзлота . . . . .	51
4.6 Особливості нагрівання і охолодження водойм . . . . .	52
4.7 Шляхи теплообміну земної поверхні з атмосферою . . . . .	54
4.8 Добовий хід температури повітря . . . . .	55
4.9 Неперіодичні зміни температури повітря . . . . .	57
4.10 Приморозки . . . . .	58
4.11 Річні зміни температури повітря . . . . .	60
4.12 Вертикальний розподіл температури повітря . . . . .	64
4.13 Географічний розподіл температури повітря поблизу земної поверхні . . . . .	65
4.13.1 Мінливість середніх місячних температур повітря . . . . .	65
4.13.2 Приведення температури повітря до рівня моря . . . . .	66
4.13.3 Географічний розподіл середньої річної температури повітря . . . . .	66
4.13.4 Географічний розподіл середньої місячної температури повітря в січні . . . . .	68
4.13.5 Географічний розподіл середньої місячної температури повітря в липні . . . . .	70
4.13.6 Екстремальні температури . . . . .	70
4.14 Температурні інверсії . . . . .	72

4.14.1	Приземні інверсії . . . . .	72
4.14.2	Висотні інверсії . . . . .	73
4.15	Адіабатичні процеси в атмосфері . . . . .	74
4.15.1	Сухоадіабатичні зміни температури повітря . . . . .	74
4.15.2	Вологоадіабатичні зміни температури повітря . . . . .	75
4.16	Стратифікація атмосфери та вертикальна рівновага сухого повітря	76
4.17	Стратифікація атмосфери та вертикальна рівновага насиченого повітря . . . . .	77
4.18	Добовий хід стратифікації атмосфери та конвекції . . . . .	78
4.19	Тепловий баланс системи Земля - атмосфера . . . . .	79
	<i>Питання для самоперевірки . . . . .</i>	81
	<b>Розділ 5. Вода в атмосфері . . . . .</b>	82
5.1	Випаровування води . . . . .	82
5.1.1	Тиск насиченої водяної пари . . . . .	83
5.1.2	Швидкість випаровування води . . . . .	84
5.2	Географічний розподіл випаровування та випаровуваності . . . . .	86
5.3	Характеристики вологості повітря . . . . .	87
5.4	Добовий та річний хід тиску водяної пари . . . . .	88
5.5	Добовий та річний хід відносної вологості повітря . . . . .	89
5.6	Географічний розподіл вологості повітря . . . . .	90
5.7	Конденсація та сублімація водяної пари в атмосфері . . . . .	93
5.8	Міжнародна класифікація хмар . . . . .	95
5.9	Мікроструктура та водність хмар . . . . .	98
5.10	Світлові явища у хмарах . . . . .	99
5.11	Добовий та річний хід хмарності . . . . .	101
5.12	Тривалість сонячного сяйва . . . . .	105
5.13	Серпанок, туман, імла . . . . .	105
5.13.1	Умови утворення туманів . . . . .	106
5.13.2	Географічний розподіл туманів . . . . .	108
5.14	Наземні гідрометеори . . . . .	110
5.15	Ожеледь. Ожеледиця. Зледеніння літаків . . . . .	111
5.16	Умови утворення атмосферних опадів . . . . .	111
5.17	Класифікація атмосферних опадів . . . . .	112
5.18	Електризація хмар та опадів . . . . .	114
5.19	Гроза . . . . .	115
5.19.1	Куляста блискавка . . . . .	118
5.19.2	Вогні святого Ельма . . . . .	119
5.20	Активний вплив людини на атмосферні процеси . . . . .	120
5.21	Режим атмосферних опадів . . . . .	121
5.21.1	Добовий хід атмосферних опадів . . . . .	122
5.21.2	Річний хід атмосферних опадів . . . . .	122
5.21.3	Тривалість та інтенсивність опадів . . . . .	124
5.22	Географічний розподіл атмосферних опадів . . . . .	124
5.23	Показники зволоження території . . . . .	128
5.23.1	Коефіцієнти зволоження території . . . . .	128
5.23.2	Мінливість умов зволоження території. Посушливі явища . . . . .	129
5.24	Водний баланс земної кулі . . . . .	130
5.25	Сніговий покрив . . . . .	135
5.25.1	Снігова лінія . . . . .	139
5.25.2	Хуртовини . . . . .	139
	<i>Питання для самоперевірки . . . . .</i>	140

<i>Тести до першого модуля</i> . . . . .	141
<b>Розділ 6. Атмосферний тиск та циркуляція атмосфери</b> . . . . .	<b>151</b>
<b>6.1</b> Одиниці вимірювання атмосферного тиску . . . . .	<b>151</b>
<b>6.2</b> Зміна атмосферного тиску при зміні висоти . . . . .	<b>151</b>
<b>6.2.1</b> Вертикальний баричний градієнт . . . . .	<b>153</b>
<b>6.2.2</b> Баричний ступінь . . . . .	<b>153</b>
<b>6.3</b> Баричне поле . . . . .	<b>154</b>
<b>6.3.1</b> Карти баричної топографії . . . . .	<b>154</b>
<b>6.3.2</b> Горизонтальний баричний градієнт . . . . .	<b>157</b>
<b>6.4</b> Добовий та річний хід атмосферного тиску . . . . .	<b>158</b>
<b>6.5</b> Вітер . . . . .	<b>159</b>
<b>6.6</b> Сили, які впливають на швидкість та напрямок вітру . . . . .	<b>160</b>
<b>6.6.1</b> Зміна напрямку та швидкості вітру при піднятті угору . . . . .	<b>163</b>
<b>6.6.2</b> Вплив тертя на швидкість та напрямок вітру . . . . .	<b>164</b>
<b>6.6.3</b> Добовий та річний хід швидкості вітру . . . . .	<b>165</b>
<b>6.7</b> Повітряні маси. Атмосферні фронти . . . . .	<b>166</b>
<b>6.7.1</b> Повітряні маси . . . . .	<b>166</b>
<b>6.7.2</b> Атмосферні фронти . . . . .	<b>167</b>
<b>6.8</b> Струмінні течії в атмосфері . . . . .	<b>170</b>
<b>6.9</b> Географічний розподіл атмосферного тиску. Центри дії атмосфери . . . . .	<b>171</b>
<b>6.9.1</b> Розподіл тиску в січні . . . . .	<b>171</b>
<b>6.9.2</b> Розподіл тиску в липні . . . . .	<b>173</b>
<b>6.9.3</b> Центри дії атмосфери . . . . .	<b>175</b>
<b>6.9.10</b> Кліматологічні фронти . . . . .	<b>175</b>
<b>6.11</b> Загальна циркуляція атмосфери . . . . .	<b>177</b>
<b>6.11.1</b> Зони атмосферного тиску та вітру поблизу земної поверхні та в нижній тропосфері . . . . .	<b>178</b>
<b>6.11.2</b> Зони тиску та вітру у верхній тропосфері та в стратосфері . . . . .	<b>179</b>
<b>6.11.3</b> Циркуляція атмосфери в тропічних широтах. Пасати . . . . .	<b>180</b>
<b>6.11.4</b> Тропічні циклони . . . . .	<b>181</b>
<b>6.11.5</b> Мусони . . . . .	<b>184</b>
<b>6.12.</b> Циркуляція атмосфери в помірних та високих широтах . . . . .	<b>186</b>
<b>6.12.1</b> Циклони . . . . .	<b>186</b>
<b>6.12.2</b> Антициклони . . . . .	<b>189</b>
<b>6.13</b> Місцеві вітри . . . . .	<b>190</b>
<b>6.14</b> Шквали . . . . .	<b>194</b>
<b>6.15</b> Маломасштабні вихори . . . . .	<b>194</b>
<b>6.16</b> Синоптичний аналіз та прогноз . . . . .	<b>196</b>
<b>6.17</b> Місцеві ознаки погоди . . . . .	<b>198</b>
<i>Питання для самоперевірки</i> . . . . .	<b>199</b>
<b>Розділ 7. Клімат та чинники його формування</b> . . . . .	<b>200</b>
<b>7.1</b> Кліматична система . . . . .	<b>200</b>
<b>7.2</b> Чинники формування клімату . . . . .	<b>202</b>
<b>7.2.1</b> Радіаційні чинники формування клімату . . . . .	<b>202</b>
<b>7.2.2</b> Циркуляційні чинники клімату . . . . .	<b>203</b>
<b>7.2.3</b> Роль підстильної поверхні у формуванні клімату . . . . .	<b>205</b>
<b>7.2.3.1</b> Основні властивості підстильної поверхні, які впливають на клімат . . . . .	<b>205</b>

7.2.3.2	Особливості морського та континентального кліматів . . . . .	206
7.2.3.3	Континентальність клімату . . . . .	207
7.2.4	Вплив морських течій на клімат . . . . .	209
7.2.5	Вплив рослинного покриву на клімат . . . . .	211
7.2.6	Вплив снігового покриву на клімат . . . . .	212
7.2.7	Вплив рельєфу на клімат . . . . .	213
	<b>Розділ 8. Класифікація кліматів . . . . .</b>	<b>217</b>
8.1	Класифікація кліматів Л.С.Берга . . . . .	218
8.2	Класифікація кліматів Б.П.Алісова . . . . .	222
	<b>Розділ 9. Мікроклімат та методи його дослідження . . . . .</b>	<b>228</b>
9.1	Методи дослідження мікроклімату . . . . .	229
9.2	Мікроклімат міста . . . . .	230
	<i>Питання для самоперевірки . . . . .</i>	<i>231</i>
	<b>Розділ 10. Зміни та коливання клімату . . . . .</b>	<b>232</b>
10.1	Ознаки різних типів клімату минулого . . . . .	233
10.1.1	Ознаки теплого клімату . . . . .	233
10.1.2	Ознаки холодного клімату . . . . .	234
10.1.3	Ознаки сухого клімату . . . . .	234
10.1.4	Ознаки вологого клімату . . . . .	235
10.2	Про зміни клімату в геологічному минулому . . . . .	235
10.3	Про коливання клімату в історичний час . . . . .	236
10.4	Сучасні коливання клімату . . . . .	237
10.5	Гіпотези, що пояснюють зміни клімату Землі . . . . .	238
10.5.1	Астрономічні гіпотези . . . . .	238
10.5.2	Фізичні гіпотези . . . . .	239
10.5.3	Геолого-географічні гіпотези . . . . .	240
10.6	Вплив людини на клімат . . . . .	241
10.6.1	Навмисний вплив . . . . .	241
10.6.1.1	Зрошення . . . . .	241
10.6.1.2	Осушення . . . . .	242
10.6.1.3	Будівництво ставків та водосховищ . . . . .	242
10.6.1.4	Створення полезахисних лісових смуг . . . . .	243
10.6.1.5	Затримання снігу та талої води на полях . . . . .	244
10.6.1.6	Збільшення кількості атмосферних опадів шляхом активного впливу людини на атмосферні процеси . . . . .	245
10.6.2	Ненавмисний вплив . . . . .	245
10.6.2.1	Зміна газового складу атмосфери . . . . .	246
10.6.2.2	Збільшення вмісту аерозолів . . . . .	247
10.6.2.3	Збільшення виробництва промислової енергії . . . . .	247
	<i>Питання для самоперевірки . . . . .</i>	<i>248</i>
	<i>Тести до другого модуля . . . . .</i>	<i>249</i>
	<b>Бібліографічний список . . . . .</b>	<b>261</b>
	<b>Предметний покажчик . . . . .</b>	<b>262</b>
	<b>Іменний покажчик . . . . .</b>	<b>264</b>

## Передмова

Головним завданням посібника є висвітлення основних закономірностей атмосферних процесів і явищ, а також закономірностей формування клімату і його зміни. Студент послідовно вивчає хімічний склад атмосфери, роль малих газових компонентів в атмосферних процесах і житті на Землі, загальні властивості атмосфери, основні властивості надходження сонячної радіації, перетворення її в атмосфері та засвоєння атмосферою і земною поверхнею, випромінювання радіації земною поверхнею та атмосферою, радіаційний баланс, термічний режим земної поверхні та атмосфери, особливості нагрівання водних басейнів, розповсюдження тепла в глибину ґрунту, механізми обміну теплом між земною поверхнею та атмосферою, приморозки, їх типи та заходи зменшення їх негативного впливу на сільськогосподарські культури, вертикальний градієнт температури, приведення температури до рівня моря, ізотермія, інверсії та їх типи, адіабатичні процеси та їх роль в атмосферних процесах, стратифікація атмосфери та вертикальна рівновага повітря, фазові перетворення води в атмосфері та їх наслідки, хмари, їх типи, атмосферні опади, наземні гідрометеори, краплі та кристали у приземному шарі атмосфери, активний вплив людини на атмосферні процеси, атмосферний тиск, вітер та сили, які його визначають, горизонтальні та вертикальні закономірності зміни атмосферного тиску, загальна циркуляція атмосфери, регіональні її особливості, циклони, антициклони, маломасштабні вихори, чинники формування клімату, зміни і коливання клімату, класифікація кліматів, причини зміни клімату, вплив людини на клімат. Отже, метеорологія та кліматологія вивчає особливості розповсюдження засвоєння та зміни світла, тепла, вологи і повітря, тобто чинників життя на Землі, які одночасно є основними екологічними чинниками. Будова приладів для вимірювання метеорологічних величин традиційно викладена у відповідному практикумі так само, як вирішення різних задач та завдань.

У відповідності до навчальних планів у різний час цей курс був розрахований на 34 – 54 години лекцій. Останнім часом кількість лекцій дещо скорочується, а решта матеріалу виноситься для самостійного опрацювання. Тому актуальність появи такого посібника збільшується тим більше, що українською мовою посібника з метеорології та кліматології до цього часу немає.

Дисципліна метеорологія та кліматологія в університеті вивчається на першому курсі і ґрунтується на знаннях із фізики, одержаних в середній школі. Тому у посібнику наводяться лише найнеобхідніші закони фізики атмосфери без їх фізико-математичного обґрунтування.

Основне зусилля автора спрямоване на побудову досить повної моделі атмосферних процесів і явищ, що мають погодо- та кліматоутворююче значення. Відбирались матеріали дослідження, які достатньо достовірні та стимулюють науково-пізнавальну і практичну зацікавленість і можуть слугувати основою для вивчення інших географічних та екологічних дисциплін.

До списку літератури включено найважливішу навчальну і довідкову літературу та монографії для поглибленого вивчення метеорології та кліматології. У посібнику наводиться необхідний мінімум імен дослідників.

## Вступ

### 1.1. Предмет метеорології та кліматології

Земля, як небесне тіло, має повітряну оболонку, яка називається атмосферою. Атмосфера утримується силою земного тяжіння і обертається разом із Землею як одне ціле.

Метеорологія – наука про атмосферу, її склад, будову, властивості та про фізичні і хімічні процеси і явища, які відбуваються в ній. Метеорологія походить від грецьких слів „метеор” – небесне явище та „логос” – вчення. Із визначення дисципліни видно, що предметом вивчення метеорології є атмосфера. В атмосфері постійно відбувається перетворення променистої енергії, 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.

В метеорології широко вживається поняття погода. Погода – це фізичний стан атмосфери у певний час на даній території. Параметри, 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 даної 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 слід розуміти не лише умови погоди, які найчастіше повторюються, але й погоду виключних для даної місцевості років.

В 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.

В 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.

Клімат місцевості вивчає наука, яка називається кліматологією. Кліматологія – наука, яка 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 фактором у ході біологічних процесів, розповсюдженні рослин, їх хімічного складу та врожайності, ґрунтово-твірних 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 ключових розділів метеорології, в якому вивчаються закономірності багаторічного режиму процесів і явищ та їх географічний розподіл. У 18 столітті 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.

### **1.2 Державна гідрометеорологічна служба**

Метеорологічні спостереження в Україні організовує Державна гідрометеорологічна служба. Усі спостереження проводяться одночасно, одними й ти-

ми ж приладами за єдиною програмою і методикою. Сучасна метеорологічна мережа складається з 188 метеорологічних станцій II розряду. Актинометричні спостереження проводяться на 16 діючих станціях, теплобалансові спостереження на 7 станціях. На 8 станціях за допомогою радіолокаторів проводяться спостереження за атмосферними явищами у радіусі 300 км і вони охоплюють всю територію України. Спеціальні аерологічні спостереження проводяться на 9 станціях. Для обслуговування потреб сільськогосподарського виробництва на 145 діючих станцій проводяться агрометеорологічні спостереження. Мережа спостереження за забрудненням атмосфери становить 168 постів у 54 містах держави. На 32 станціях визначається хімічний склад атмосферних опадів, на 51 станції визначають кислотність опадів, а на 54 станціях – забруднення снігового покриву. В системі гідрометеорологічної служби є 6 озонметричних станцій. Вивчається також радіоактивне забруднення: потужність експозиційної дози визначається у 182 пунктах, радіоактивне випадіння з атмосфери на земну поверхню в 69 пунктах, вміст аерозолів в атмосфері – в 11 пунктах.

Кліматологічні спостереження до 1935 р. проводились о 7,13 та 21 годинах, з 1936 до 1965 р. о 1,7, 13 та 19 год., а з 1966 р. 8 разів через кожні 3 години, починаючи з 2<sup>00</sup> (за літнім часом з 3<sup>00</sup>). Усі метеорологічні величини вимірюються кожного строку спостереження, а кількість атмосферних опадів – 4 рази протягом доби. Крім щоденного визначення снігового покриву на станції протягом зими, через кожні 5 днів проводяться снігомірні знімання на полях. У системі Державної гідрометеорологічної служби діє Український науководослідний гідрометеорологічний інститут (Київ).

Атмосфера – дуже рухливе середовище, атмосферні процеси не помічають державних кордонів. Метеорологічні спостереження проводять усі країни. Дуже важливо, щоб ці спостереження проводились узгоджено за єдиною методикою. Міжнародне співробітництво в галузі метеорології почалось давно. Ще в 1873 р. відбувся перший Міжнародний метеорологічний конгрес. Він заклав основи Міжнародної метеорологічної організації з регулярними конференціями директорів метеорологічних служб країн. У період між конференціями працював Міжнародний метеорологічний комітет.

Після другої світової війни співпраця поновлена на новій основі як Всесвітня метеорологічна організація (ВМО) при ООН. Через кожні чотири роки збираються конгреси ВМО, які обирають Виконавчий комітет та президента. Секретаріат ВМО працює в Женеві. В системі ВМО працює Всесвітня служба погоди, створена в 1963 р. і об'єднує служби погоди країн членів ВМО. За розкладом ВМО кожна країна передає свою метеорологічну інформацію в ефір і всі країни світу за 3-4 години можуть зібрати інформацію про погоду всієї північної півкулі, а за 7-8 годин – всієї земної кулі. Уся інформація використовується для обслуговування потреб різних галузей народного господарства та для складання прогнозів погоди на найближчі дні.

### **1.3 Значення метеорології та кліматології для народного господарства**

Метеорологія та кліматологія, як і будь-які інші науки, має задовольняти практичні потреби суспільства. Тим більше, що метеорологічні умови справляють величезний 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) організувати 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 проектуванні 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.

#### **1.4 Коротка історія розвитку метеорології та кліматології.**

Ще давньогрецький вчений Аристотель (384-322 рр. до н.е.) написав монографію „Метеорологіка”, в якій вказував що задовго до нього цей розділ знання називали „метеорологія”. Основи сучасних знань про атмосферу були закладені після винайдення метеорологічних приладів. Так, в 1593 р. Галілей сконструював термоскоп – прообраз сучасного термометра, в 1643 р. Торічеллі винайшов барометр і довів існування атмосферного тиску, в 1730 р. Реомюр сконструював спиртовий термометр і він став широко доступним.

Першу спробу створити мережу метеорологічних станцій зробила створена учнями Галілея флорентійська „Академія досвіду” в 1657 р., яка відкрила станції в Італії, Парижі, Варшаві, Інсбруці тощо. Хоч із закриттям академії мережа розпалась, але поштовх було зроблено. З 17 ст. метеорологічні спостереження мають більш-менш науковий характер. У великих містах Європи – Парижі, Упсалі, Празі, Берліні, Лондоні, Петербурзі – спостереження проводяться майже безперервно – з початку 18 ст.

Слід відмітити великий масштаб робіт у царській Росії. У складі експедиції Беринга були природодослідник Гмелін та астроном Деліль. В 1733 р. вони організували цілу мережу метеорологічних станцій на великій території – 12 станцій: Казань, Єкатеринбург, Тобольськ, Ямишево, Єнісейськ, Томськ, Туруханськ, Іркутськ, Селенгінськ, Нерчинськ, Аргунськ, Якутськ. Ряди спостере-

ження на цих станціях, хоч і з перервами, є одними із найдовших і ще у 18 ст. дозволили висвітлити кліматичні умови величезної нікому не відомої території.

Невдовзі результати метеорологічних спостережень дозволили зробити важливі висновки. Працями О.Гумбольта та Г.В. Дове в Німеччині закладено основи кліматології. Слід відмітити найвідоміших європейських кліматологів, таких як Кеппен В.П., Ганн Ю, Воейков О.І. О.І.Воейкова вважають основоположником кліматології в Росії. Він у 1884 р. опублікував класичну працю „Клімати земної кулі, особливо Росії”. У ній він вперше у світі розкрив чинники формування клімату. Він розглядає сонячну радіацію, циркуляцію атмосфери, вологообіг, роль підстильної поверхні у формуванні клімату.

В 1820 р. Г.В.Брандес в Німеччині склав перші синоптичні карти, а з 50-х років за ініціативою французького астронома У. Левер’є та англійського адмірала Р.Фіцроя синоптичний метод набув широкого використання. На його основі виникла служба погоди і новий розділ метеорологічної науки – синоптична метеорологія.. Пізніше вона досягла значних успіхів завдяки працям В. Б’єркнеса (Норвегія), Г.Фікера (Австрія), Б.П.Мультановського.

Вперше інструментальні спостереження в Україні проведені у Харкові (1738-1741 рр.), Сновську (Щорс) Чернігівської області (1769-1782), у Києві (1770-1771, 1799-1802 рр.). Перша метеорологічна станція в Україні була створена в Херсоні в 1808 р. Регулярні спостереження розпочались лише в 1811 р. на метеорологічній станції в с. Кручик під Харковом, в 1812 р. в Києві, в 1825 р. в Херсоні. Перша в Україні метеорологічна обсерваторія була створена в Луганську в 1836 р. В подальшому аналогічні обсерваторії були створені у Одесі (1839) та в Дніпропетровську (1841 р.).

Метеорологічна обсерваторія при Київському університеті заснована в 1855 р. Регулярні місячні результати спостережень почали виходити з 1863 р. Використовуючи ці матеріали О.В. Клосовський опублікував цікаву працю „Некоторые данные по климатологии Киева (1874 р.)”, за яку він був нагороджений золотою медаллю Російського географічного товариства. До речі, з 1890 р. роботою обсерваторії керував завідувач кафедри фізичної географії університету професор П.І. Броунов, який з часом став основоположником сільськогосподарської метеорології. В 1892 р. він організував Придніпровську мережу метеорологічних станцій, де паралельно вели спостереження за ростом, розвитком і урожайністю сільськогосподарських культур.

Уже відомий нам професор Одеського університету О.В.Клосовський протягом 1883-1886 рр. заснував мережу метеорологічних станцій (1648 станцій) від Бессарабії до Криму та від Одеси до Чернігова. В 1891 р. заснована метеорологічна обсерваторія при Харківському університеті. Роботою обсерваторії керував викладач фізики і метеорології М.П.Косач, брат Лесі Українки. Він брав участь також в організації Харківської мережі метеорологічних станцій, яка почала спостереження в 1902 р.

Перша світова і, особливо, громадянська війни практично зруйнували мережу метеорологічних станцій в Україні. Відбудовувати її почали уже в 1918 р.

Характеристику кліматів різних районів України вперше опубліковано в 20-х роках ХХ ст.: Д.К.Педаєв „Климат Харьковской губернии”,

Г.М.Висоцький „Климатические очерки Черниговщины”, С.О. Бржозовский „Климат Житомира”, М.М.Самбікін „Микроклиматические районы Полтавщины”, Л.Г.Данилов „Климат Подолии”, П.Л.Томашевич „Климатические условия Белоцерковщины”, І.Я.Точидловський „Климат Одессы”, Д.К.Педаєв та М.І.Гук „Климатический атлас Украины”, Б.І.Срезневський „Атлас карт распределения температуры воздуха в Украине”.

В 1950 р. за редакцією М.І.Гука опубліковано довідник з клімату України, в якому наведено узагальнені матеріали спостережень всієї метеорологічної мережі України за період 1891-1935 рр. Протягом 1966-1969 рр. опубліковано п'ять томів характеристик клімату. Слід відмітити дві монографії І.О.Бучинського „Клімат України” (1960 р.) та „Клімат Украины в прошлом, настоящем и будущем” (1963 р.)

Найновіші дослідження клімату України підведено в монографії „Клімат Украины” в 1967 р. за редакцією Г.Ф.Прихотька, О.В.Ткаченка, В.М.Бабіченко. В 1984 р. опубліковано монографію „Клімат”, яка є складовою в серії публікацій із загальною назвою „Природа Украинской ССР” за редакцією К.Т.Логвинова та М.І.Щербаня. В.М.Бабіченко стала організатором великого колективу авторів останньої солідної монографії „Клімат України”, опублікованої в 2003 р.

Отже, уже в 19 ст. розвинувся метод класичної кліматології, коли для характеристики клімату використовуються середні значення всіх метеорологічних величин. Ці величини публікуються у вигляді довідників, кліматичних карт, атласів. Вони зручні при характеристиці клімату і використовуються й зараз.

На початку 20-х років ХХ ст.. Є.Є.Федоров запропонував так званий метод комплексної кліматології. Справа в тому, що в синоптиці в цей час розвивалось вчення про повітряні маси. Синоптики оперували погодою в цілому, а кліматологи вивчали середні багаторічні величини. Автор запропонував характеризувати клімат місцевості повторюваністю різних класів (типів) погоди. На сьогодні виділено 14 класів погоди. Метод не набув широкого розповсюдження, він досить трудомісткий. Повторюваність класів погоди можна вважати додатковою характеристикою клімату місцевості.

В 30-х роках ХХ ст.. інтенсивно розвивався метод динамічної кліматології. Широко вивчалась динаміка атмосфери, формування та переміщення повітряних мас, наприклад, визначення кількості днів з арктичним повітрям, середньої температури арктичного повітря в даному районі кожного місяця. Представники цього методу В.Фогель та К.Г.Росбі в США, Г.Гельмгольц у Німеччині, В.Б'єркнес у Норвегії, М.Маргулес в Австралії, М.Є.Кочін, І.О.Кібель, О.О.Фрідман, Г.Я.Вангенгейм, Є.С.Лір, О.І.Аскіназій, С.П.Хромов, О.О.Дроздов, Б.П.Алісов виконали чимало цікавих кліматичних досліджень.

Починаючи з 30-х років ХХ ст.. розвиток аерологічних досліджень дозволив вивчати клімат вільної атмосфери і пов'язувати його з кліматом приземного шару атмосфери. Це праці Х.П.Погосяна, М.Ф.Накоренка, Є.С.Селезнєвої, В.М.Міхеля тощо.

Велике значення для розвитку теорії кліматології мають роботи М.Є.Кочіна про загальну циркуляцію атмосфери, В.В.Шулейкіна про взаємодію

повітряних течій над океаном та суходолом, Х.П.Погосяна про сезонні коливання загальної циркуляції атмосфери, Є.М.Блинової про центри дії атмосфери, М.Є.Швеця про теорію добового ходу температури.

Значна кількість праць присвячена величезній проблемі в кліматології – проблемі теплового балансу підстильної поверхні. Теоретичному обґрунтуванню дослідження присвятили свої роботи С.І.Савинов, М.М.Калітін, А.Онгстрем (Швеція), С.Ланглей та Г.Абот (США), Ф.Лінке (Німеччина). Організатором вивчення усіх компонентів теплового балансу земної кулі став М.І.Будико. Цей напрямок робіт одержав назву фізична кліматологія, оскільки широко вивчались фізичні основи клімату.

Велику роботу з методики обробки матеріалів спостереження провели Л.О.Камінський, Є.С.Кузнецов, О.О.Дроздов, Є.С.Рубінштейн. Велику роль у розвитку сільськогосподарської метеорології відіграли П.І.Броунов, О.І.Воейков, Г.Т.Селянинов, Ф.Ф.Давітая, П.І.Колосков тощо.

Зараз дослідження в галузі метеорології та кліматології досить добре координуються ВМО, особливо у напрямку можливих змін та коливання клімату.

## 2. Атмосфера Землі

Атмосфера – це повітряна оболонка, що оточує Землю і обертається разом з нею. Атмосфера утримується силою земного тяжіння. Повітрям називають механічну суміш багатьох газів.

На відміну від води повітря стискується. Тому густина атмосфери з висотою зменшується і атмосфера поступово переходить у космічний простір, тобто атмосфера не має чіткої верхньої межі. Умовно метеорологічною межею атмосфери вважають висоту 1000-1200 км, де ще інколи спостерігаються полярні саява. Супутники дозволяють вважати, що густина атмосфери наближається до густини міжпланетного середовища на висоті 2-3 тисячі кілометрів. Автоматичні міжпланетні станції зафіксували сліди атмосферних газів на висоті понад 20 тисяч кілометрів. Непрямі методи дослідження показують, що зовнішня частина атмосфери Землі проникає в дуже розріджену сонячну атмосферу.

Нічого дивного в цьому немає, тому що на висоті кількість молекул і атомів в одиниці об'єму повітря зменшується і тому зменшується ймовірність їх зіткнення. Тому деякі атоми, що після зіткнення рухаються угору, можуть не зустріти інших атомів і їхній рух буде уповільнюватись лише силою земного тяжіння. Якщо кінетична енергія газів буде більшою потенціальної енергії земного тяжіння, то вони вийдуть у міжпланетний простір. Це явище називається дисипацією або розсіюванням атмосфери.

Наводимо масу атмосфери Землі у порівнянні з іншими планетами.

Маса атмосфери: Земля  $5,29 \cdot 10^{21}$  г. атмосферний тиск 1 атмосфера

Венера  $4,2 \cdot 10^{23}$  г. понад 80 атмосфер

Марс  $2,4 \cdot 10^{19}$  г. 0,006 атмосфери

На Меркурії немає навіть ознак атмосфери. Половина всієї маси атмосфери Землі зосереджена в нижніх 5 км, 75 % - в нижніх 10 км, 90 % - в нижніх 20 км, 97 % - в нижніх 29 км, 99,8 % - в нижніх 60 км.

## 2.1. Хімічний склад сухого повітря нижніх шарів атмосфери

Сучасна атмосфера – це результат її тривалої еволюції. Вважають, що первинна атмосфера була гелієво-воднева. Далі внаслідок виверження вулканів вона збагатилась іншими газами і стала азотно-вуглецевою. Кисень появився пізніше внаслідок взаємодії ультрафіолетового випромінювання Сонця з водою. Однак можливо, що кисень став продуктом фотосинтезу. В результаті аналізу бульбашок повітря, украплених у товщу льодовиків, яким нараховується кілька сотень мільйонів років, виявлено, що частки азоту, кисню та аргону майже не змінилися, а кількість метану збільшилась. Отже газовий склад атмосфери залишався постійним, поки людина не почала добувати і спалювати органічні рештки минулих геологічних епох.

Основними газами сухого чистого повітря є азот, кисень та аргон, що становлять 99,96 % (табл. 2.1.), на решту великої кількості газів (до 50) залишається 0,04 %. До складу реальної атмосфери входять також водяна пара та аерозолі або тверді і рідкі частинки різного походження і перебувають в атмосфері у завислому стані. Життєво важливе значення основних газів загальновідоме. Для атмосферних процесів найбільше значення мають малі складові атмосфери. Це водяна пара, вуглекислий газ, озон та аерозолі.

Таблиця 2.1. Хімічний склад сухого повітря до висоти 90-95 км.

Газ	Молекула	Об'ємний вміст, %	Відносна молекулярна маса (за вуглецевою шкалою)	Густина у відношенні до повітря
Азот	N <sub>2</sub>	78,084	28,0134	0,967
Кисень	O <sub>2</sub>	20,946	31,9988	1,105
Аргон	A <sub>2</sub>	0,934	39,948	1,379
Вуглекислий Газ	CO <sub>2</sub>	0,0314	44,00995	1,529
Неон	Ne	1,818·10 <sup>-3</sup>	20,183	0,695
Гелій	He	5,234·10 <sup>-4</sup>	4,0026	0,138
Метан	CH <sub>4</sub>	1,6·10 <sup>-4</sup>	16,0	0,552
Кріптон	K <sub>2</sub>	1,14·10 <sup>-4</sup>	83,800	2,868
Водень	H <sub>2</sub>	5·10 <sup>-5</sup>	2,01594	0,070
Ксенон	Xe	8,7·10 <sup>-6</sup>	131,300	4,524
Озон	O <sub>3</sub>	10 <sup>-6</sup> – 10 <sup>-5</sup>	47,9982	1,624
Сухе повітря			28,9645	1·000

Водяна пара – це основний парниковий газ. Водяна пара та продукти її конденсації і сублімації засвоюють довгохвильове випромінювання Землі і випромінюють довгохвильову радіацію у напрямку до Землі, завдяки чому Земля має сприятливий режим температури для рослин, тварин і людей. Вміст водяної пари в атмосфері змінюється залежно від температури і становить від 0,1 % до 4 % за об'ємом. Водяна пара зосереджена в основному в нижніх шарах тропосфери, при піднятті догори її вміст різко зменшується. Завдяки наявності водяної пари в атмосфері утворюються хмари та атмосферні опади.



Вуглекислий газ  $\text{CO}_2$  надходить до атмосфери при виверженні вулканів, внаслідок розкладання органічних речовин, у процесі горіння та дихання тварин, а витрачається у процесі фотосинтезу рослин. Він також засвоює і випромінює довгохвильову радіацію і, як і водяна пара, бере участь у створенні парникового ефекту. За рахунок господарської діяльності людини за останні 90 років ХХ ст.. вміст вуглекислого газу в атмосфері збільшився на 25 % - від 0,029 до 0,033 % за об'ємом. Кількість вуглекислого газу в повітрі залежить від багатьох факторів. У північних широтах його менше, ніж у помірних, над океаном менше ніж над суходолом, вдень менше, ніж уночі. Максимум концентрації вуглекислого газу спостерігається взимку, мінімум - влітку. У промислових центрах його вміст у повітрі досягає 0,07 %. Під впливом діяльності людини збільшується вміст інших газових домішок, у тому числі і шкідливих (табл. 2.2)

Таблиця 2.2 Середні дані про газові домішки в повітрі

Газ	Молекули	Об'ємний вміст, %
Моноксид вуглецю	CO	від 0 до слідів
Сірчистий газ	SO <sub>2</sub>	від 0 до 10 <sup>-4</sup>
Закис азоту	NO <sub>2</sub>	5·10 <sup>-5</sup>
Діоксид азоту	N <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	від 0 до 2·10 <sup>-6</sup>
Радон	Rn	6·10 <sup>-18</sup>
Йод	I <sub>2</sub>	від 0 до 10 <sup>-6</sup>

Озон (O<sub>3</sub>) – це алотропічна видозміна кисню або трьохатомний кисень. Його в атмосфері дуже мало – від 2·10<sup>-6</sup> % взимку до 7·10<sup>-6</sup> % влітку. Але його значення для життя на Землі дуже велике. Він захищає живі організми від згубної дії ультрафіолетової радіації, яка розкладає хроматин клітинного ядра і це перешкоджає поділу клітин. Цей ефект дуже сильний при довжині хвиль 0,255-0,265 мкм і суттєво зменшується при довжині хвиль більше 0,290 мкм. В організмі людини ця ультрафіолетова радіація пошкоджує молекули ДНК і їх розмноження стає неможливим. Ось озон і поглинає небезпечні для життя ультрафіолетові промені з довжиною хвилі менше 0,290 мкм. В той же час озон дуже отруйний газ, знищує усі бактерії. Озону поблизу поверхні землі всього 0,07·10<sup>-6</sup>, а в деяких районах під час смогу досягає 0,5·10<sup>-6</sup>. Уже така концентрація озону за півгодини призводить до загибелі деяких видів рослин. Дихальні шляхи людини озон подразнює при об'ємній концентрації 0,1·10<sup>-6</sup>. Концентрація 5·10<sup>-6</sup> уже небезпечна для життя, а на висотах 16-50 км об'ємна концентрація озону досягає 8·10<sup>-6</sup>.

Озон утворюється в основному у високих шарах атмосфери. Під дією ультрафіолетової радіації з довжиною хвилі менше 0,170 мкм молекули кисню збуджуються і розкладаються на два атоми, які легко приєднуються до молекул кисню. У свою чергу під дією ультрафіолетової радіації більшої довжини хвиль, особливо 0,255 мкм, молекула озону руйнується. Отже у високих шарах атмосфери озон постійно утворюється і розкладається. Це фотохімічна теорія озону Чепмена. У нижніх шарах атмосфери озон утворюється при грозових розрядах, а в лабораторіях при розкладі води під дією електричного струму.

Озон розповсюджений нерівномірно. Найменше його над екватором, найбільше над субполярними широтами (70-80<sup>0</sup> пн. ш. і 60-70<sup>0</sup> пд. ш.) і далі до

полюсів знову різко зменшується. Навколополярний мінімум в Антарктиді виражений краще і охоплює більшу площу, ніж в Арктиці. Цей мінімум має назву Антарктичної дірки. Найбільша мінливість вмісту озону спостерігається в субполярних широтах. Основна маса озону зосереджена в озоносфері – на висоті від 10 км до 50 км, хоч у меншій кількості він є нижче 10 км, а у гору до 70 км. Максимум концентрації озону спостерігається на висоті 20-25 км. Загальний вміст озону у вертикальному стовпі повітря малий. Якщо привести весь озон до рівня моря при атмосферному тиску 1013 гПа та температурі 0<sup>0</sup> С, то одержимо шар озону товщиною 3 мм при коливанні у різних місцях від 1 до 6 мм. Останніми роками спостерігається деяке зменшення загального вмісту озону в атмосфері, особливо у стратосфері. Натомість у приземному шарі є тенденція до його збільшення, особливо у місцях концентрованого забруднення атмосфери.

Основною причиною зменшення вмісту озону в атмосфері є створені людиною фреони. Вони накопичуються в стратосфері і, розкладаючись, вивільняють хлор, який вступає в реакцію з озоном. За міжнародними угодами провідні країни світу уже обмежують виробництво фреонів.

Аерозолів в атмосфері дуже багато. В 1 см<sup>3</sup> повітря в промислових центрах їх є десятки тисяч, у сільській місцевості тисячі, у повітрі над океанами сотні, а в атмосфері на висоті 5-10 км – кілька десятків.

Таблиця 2.3 Вклад різних джерел в аерозольне забруднення атмосфери, %

Джерела забруднення	% від загального
<b>Природні джерела</b>	
Підняття вітром з суходолу	19
Морська піна	11
Лісові пожежі	6
Вулкани	6
Утворення солей: нітратів	16
амонію	10
сульфатів	7
гідрокарбонатів	7
Космічні джерела	2
Усього	84
<b>Антропогенні джерела</b>	
Викиди	4
Утворення солей: сульфатів	8
гідрокарбонатів	3
нітратів	1
Усього	16

З таблиці 2.3 видно, що вклад безпосередньої людської діяльності в аерозольне забруднення становить 16 %. Аерозолі плавають в атмосфері тривалий час, найдрібніші опускаються на землю роками і переносяться повітряними течіями на десятки тисяч кілометрів. Забруднення атмосфери твердими і газоподібними домішками завдають великої шкоди врожайності сільськогосподарських культур, лісовому господарству, продуктивності тварин, будівлям та здо-

ров'ю людей. Атмосферні аерозолі зменшують надходження сонячної енергії до поверхні Землі, оскільки вони збільшують планетарне альbedo Землі.

## 2.2. Склад повітря у високих шарах атмосфери

Згідно закону Дальтона (1802р.) в атмосфері має бути гравітаційний поділ газу, тобто при збільшенні висоти кількість важких газів має зменшуватись швидше, ніж легких і тому на значній висоті повинні переважати легкі гази. Але виявилось, що до висоти 90-100 км немає дифузної рівноваги газів, повітря тут інтенсивно перемішується і тому до цієї висоти зберігається постійний відсотковий вміст основних газів атмосфери. Шар атмосфери до висоти 90-100 км, де зберігається постійний відносний вміст основних газових компонентів, називається гомосферою.

Вище 100 км спостерігається значна зміна складу повітря. Тут насправді відбувається гравітаційний поділ газів. Так, вміст важкого аргону при подальшому піднятті вгору помітно зменшується. Але основним процесом, що викликає зміну складу повітря вище 100 км є дисоціація або розклад молекули кисню на атоми під дією сонячної радіації з довжиною хвилі менше 0,24 мкм. На висоті близько 200 км концентрація атомного кисню стає порівняною з концентрацією азоту. Молекул кисню тут залишається зовсім мало. Вище 200 км переважають заряджені атоми кисню. Вище 250-300 км до них приєднуються заряджені атоми азоту. На висотах 300-1000 км домінує атомний кисень з невеликою частиною атомного азоту. Вище 1000 км атмосфера складається в основному із заряджених атомів гелію та водню, а вище 3000 км переважає водень. Унаслідок цих процесів відносна молекулярна маса повітря зменшується до 16 кг/моль на висоті 500 км замість 28,96 поблизу поверхні Землі. Сильно розріджена атмосфера у вигляді заряджених атомів простягається до 20000-30000 км, де вона поступово переходить у космічний простір з кількістю частинок близько  $100 \text{ см}^{-3}$ .

Шар атмосфери вище гомосфери, де склад повітря змінюється при зміні висоти внаслідок фотодисоціації газових молекул і спостерігається зменшення молекулярної ваги повітря, називається гетеросферою.

## 2.3. Густина повітря

Фізичний стан повітря визначається тиском  $P$ , температурою  $T$  та об'ємом  $V$ . Ці три характеристики залежні одна від одної. Гази стискаються, тому густина їх змінюється у великих межах залежно від  $P$  і  $T$ . Для ідеального газу зв'язок між цими величинами виражається рівнянням стану газів або рівнянням Клапейрона-Менделєєва

$$PV = R^*T,$$

де  $R^*$  - універсальна газова стала, яка в системі СІ дорівнює 8,314 Дж/кмоль · К). Це рівняння можна написати і так:

$$P = \rho RT$$

бо  $\rho$  – густина газу обернена об'єму  $V = 1/\rho$ . Звідки

$$\rho = P / R^*T$$

Для будь-якого не ідеального газу  $R = R^* / M$ , де  $M$  – молярна маса газу. Тому рівняння стану газів можна використати для сухого, вологого повітря і для водяної пари. Для сухого повітря  $M = 28,964 \cdot 10^{-3}$  кг/моль то  $R_c$  для 1 кг повітря дорівнює 287 Дж/кгК, а рівняння стану

$$\rho_c = P / R_c T$$

Густина сухого повітря при нормальних умовах буде

$$\rho_c = 101325 \text{ Па} / 287 \text{ Дж/кгК} \cdot 273 \text{ }^0\text{К} = 1,293 \text{ кг/м}^3$$

Для вологого повітря густина його сухої частини буде

$$\rho_c = P - e / R_c T,$$

а густина водяної пари  $\rho_n = e / R_n T$

Для водяної пари  $M = 18,02 \cdot 10^{-3}$ , а  $R_n = 461,5$  Дж (кгК).

Співвідношення газової сталої водяної пари та сухого повітря буде  $R_n / R_c = 461,5/287 = 1/0,622$ . Отже,  $R_n = R_c/0,622$ .

Тому

$$\rho_n = 0,622 \cdot e / R_c T$$

Отже, густина вологого повітря буде

$$\rho_{вл} = \rho_c + \rho_n$$

Підставивши їх значення одержимо

$$\rho_{вл} = P - e / R_c T + 0,622 e / R_c T = P / R_c T (1 - 0,378 \cdot e / p)$$

Оскільки  $e/p$  дуже мале значення, то  $1 - 0,378 e/p$  можна замінити на  $1 / 1 + 0,378 e/p$ , тому одержимо

$$\rho_{вл} = P / R_c T (1 + 0,378 e/p)$$

Замінімо  $T (1 + 0,378 e/p)$  на  $T_v$ .  $T_v$  – це віртуальна температура. Це температура, яку повинно мати сухе повітря, щоб його густина дорівнювала густині вологого повітря при тому ж атмосферному тиску. Звідси

$$\rho_{вл} = P / R_c T_v$$

З останнього рівняння видно, що густина вологого повітря менша, ніж сухого. Але різниця мала. Так, густина сухого повітря при  $0^0\text{C}$  і  $P = 100\,000$  Па дорівнює  $1,276$  кг/м<sup>3</sup>, а вологого повітря –  $1,273$  кг/м<sup>3</sup>.

При вищих температурах різниця збільшується, але залишається невеликою. Отже, водяна пара легша за повітря.

Густина повітря з висотою зменшується, тому що зменшується і тиск і температура. Густина повітря прямо пропорційна тиску і обернено пропорційна температурі. В результаті сумісної дії зміни тиску і температури густина з висотою зменшується, але не так швидко як тиск. В середньому для Європи густина повітря біля поверхні  $1,250$  кг/м<sup>3</sup> на висоті 5 км становить  $0,74$  кг/м<sup>3</sup>, на висоті 10 км –  $0,41$  кг/м<sup>3</sup>, на 20 км –  $0,09$  кг/м<sup>3</sup>, на 300 км –  $10^{-11}$  кг/м<sup>3</sup>, на 500 км –  $10^{-12}$  кг/м<sup>3</sup>, на 750 км – менше  $10^{-13}$  кг/м<sup>3</sup>. Це дуже мала густина, але все ж таки на висоті 20 тис км густина повітря залишається значно більшою, ніж у міжпланетному просторі.

У зв'язку з оберненопропорційною залежністю від температури в окремих тонких шарах атмосфери, де температура знижується на  $3,4^0/100$  м густина повітря з висотою не змінюється, а якщо температура знижується більше ніж на  $3,4^0/100$  м то густина повітря в цьому шарі збільшується з висотою.

Якби густина повітря з висотою не змінювалась і атмосферний тиск залишався 1013 гПа, то висота атмосфери дорівнювала б 8000 м. Ця висота називається висотою однорідної атмосфери.

## 2.4. Вертикальна будова атмосфери

У вертикальному напрямку атмосфера не однорідна. Ми уже виділяли гомосферу та гетеросферу за хімічним складом повітря. За вмістом озону виділяється озоносфера. Крім того, такі фізичні величини як температура, тиск, густина, вологість і склад повітря, вміст різних домішок, швидкість вітру найбільше змінюються у вертикальному напрямку. Так температура у нижній частині атмосфери зменшується в середньому на  $6,5^{\circ}\text{C}$  на кожен кілометр піднесення. У горизонтальному напрямку зміна температури повітря на таку ж величину відбувається на відстані 500-600 км.

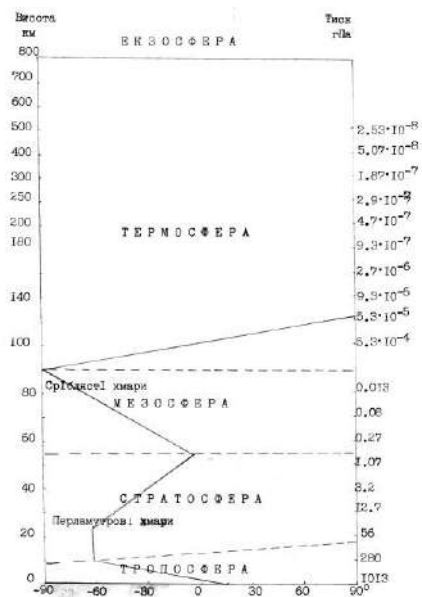
Тобто у вертикальному напрямку температура змінюється у 500 разів швидше, ніж у горизонтальному. Крім того, у різних шарах атмосфери спостерігаються різні особливості зміни температури. Тому Всесвітня метеорологічна організація в 1962 р. виділила п'ять основних сфер і чотири проміжні, які названо „паузами”, на основні зміни температури (мал. 1).

Найнижчий шар атмосфери називається *тропосфера*. Середня товщина тропосфери поблизу полюсів 7-9 км, у помірних широтах 10-12 км, поблизу екватора 16-18 км. Її товщина змінюється протягом року: взимку вона менша. На її товщину впливає широта місцевості, а також циркуляція атмосфери – над областями високого тиску вона більша, над областями низького тиску – менша. Якраз для тропосфери характерне зниження температури на  $0,65^{\circ}$  на кожні 100 м піднесення. Це зниження температури свідчить про радіаційний розподіл температури.

У тропосфері зосереджена основна маса атмосфери від 75 % у високих та помірних широтах, до 90 % у низьких. В ній зосереджено до 95 % маси водяної пари. Тут спостерігається інтенсивне перемішування повітря, утворюються усі основні хмари і виникають усі метеорологічні явища. Саме тут відбуваються усі процеси, які й визначають погоду та клімат місцевості.

Середня температура повітря на верхній межі тропосфери над екватором близько  $-70^{\circ}\text{C}$ , над помірними широтами  $-50-60^{\circ}$ , над північним полюсом  $-65^{\circ}\text{C}$  взимку та  $-47^{\circ}\text{C}$  влітку. Середня багаторічна температура повітря поблизу земної поверхні  $15^{\circ}\text{C}$ .

За характером взаємодії між земною поверхнею у тропосфері виділяють граничний шар або шар тертя висотою до 1 -1,5 км. У цьому шарі швидкість вітру зменшується тим більше, чим ближче до земної поверхні. Вище цього шару



Мал. 2.1. Вертикальний розріз атмосфери.  
Ламана крива – особливості зміни температури в різних шарах атмосфери

земна поверхня уже не впливає на вітер. Крім того, у цьому шарі добре виражені добові зміни метеорологічних величин, особливо температури повітря.

Нижню частину граничного шару називають приземним шаром. Товщина цього шару 50-100 м. Внаслідок контакту цього шару безпосередньо із земною поверхнею тут спостерігаються найбільші добові зміни температури. Температура вдень швидко знижується при віддаленні від земної поверхні, а вночі часто підвищується.

Між тропосферою і наступною стратосферою існує перехідний шар, який називається тропопауза. Товщина тропопаузи змінюється від кількох сотень метрів до 1-2 км. Нижньою межею тропопаузи є рівень, де температура повітря з висотою починає підвищуватись, або не змінюється, або знижується дуже повільно.

*Стратосфера* – це шар атмосфери, що розташований над тропопаузою до висоти 50-55 км. У цьому шарі температура повітря з висотою в середньому спочатку не змінюється. Але починаючи з висоти 25 км температура повітря підвищується близько  $2,8^{\circ}$  С на кожен кілометр висоти. Тому на верхній межі стратосфери середня річна температура повітря близько  $0^{\circ}$  С із можливими відхиленнями в обидва боки на кілька градусів.

Ми вже згадували, що атмосферний озон в основному міститься в цьому шарі атмосфери. Він активно засвоює ультрафіолетову радіацію. Це і є головною причиною підвищення температури в стратосфері.

Водяної пари в стратосфері дуже мало. Але на висоті 23-28 км у високих широтах інколи спостерігаються так звані перламутрові хмари, які складаються з переохолоджених крапель води. Вдень їх не видно, а вночі вони ніби світяться, оскільки підсвічуються променями Сонця, яке перебуває під горизонтом.

Перехідний шар між стратосферою і мезосферою називається стратопаузою, який ще вивчений недостатньо.

*Мезосфера* або середня сфера – шар атмосфери, що розташований над стратосферою до висоти 85-95 км. Тут температура повітря з висотою знову знижується на  $3,5^{\circ}$  С на кожен кілометр висоти. Тому поблизу верхньої межі середня температура змінюється від  $-85$  до  $-90^{\circ}$  С. На висоті 82-85 км інколи спостерігаються легенькі сріблясті хмари, які складаються з дуже дрібних кристаликів льоду. Вони також вночі підсвічуються променями Сонця. Ні перламутрові ні сріблясті хмари не впливають на стан атмосфери поблизу земної поверхні.

*Термосфера* або тепла сфера – це шар атмосфери, який розташований над мезопаузою і простягається до висоти близько 800 км. Температура повітря тут підвищується: на висоті 150 км вона досягає  $220-240^{\circ}$  К, на висоті 200 км –  $500^{\circ}$  К, а на верхній межі термосфери – близько  $1000^{\circ}$  К. Температура підвищується тут головним чином в результаті засвоєння сонячної радіації киснем, який в результаті цього розкладається на атоми.

Слід пам'ятати, що частинки атмосферних газів рухаються тут з дуже великими швидкостями, але густина повітря дуже мала. Тому температура тут характеризує лише кінетичну енергію руху молекул. Температура сторонніх тіл

(супутники) визначається засвоєною сонячною радіацією та теплообміном з навколишнім середовищем.

*Екзосфера* – це зовнішня частина атмосфери, шар розсіювання, що простирається до так званої земної корони на висоті 20000-30000 км. Швидкість руху частинок газів дуже велика, але густина повітря зовсім мала. Частинки газів можуть облітати Землю за еліптичними орбітами і не зустрічатись між собою. У кожному кубічному сантиметрі повітря корони є близько тисячі частинок, а в міжпланетному просторі в десять разів менше. Температура повітря в цьому шарі підвищується до 2000<sup>0</sup> К.

Атмосфера також не однорідна за ступенем концентрації іонів. Шар атмосфери товщиною до 60-90 км, в якому не заряджені частинки переважають над іонами, називається нейтросферою. Шар атмосфери товщиною від 60-90 км до 400 км, в якому спостерігається відносно велика концентрація позитивних молекулярних і атомних іонів та вільних електронів, називається іоносферою. Тут виділяють кілька шарів із максимальною іонізацією: шар D на висоті 60-90 км, шар E – на висоті 90-160 км, шар F<sub>1</sub> – на висоті 160-200 км і шар F<sub>2</sub> – вище 200 км. Положення іоносферних шарів та концентрація іонів в них весь час змінюється. Від ступеня іонізації залежить електропровідність атмосфери. В іоносфері вона в 10<sup>12</sup> разів більша, ніж поблизу поверхні Землі. Радіохвилі в іоносфері поглинаються, заломлюються та відбиваються. Іменно внаслідок відбивання в іоносфері коротких радіохвиль можливий дальній радіозв'язок. Оскільки положення цих шарів і концентрація іонів постійно змінюються, то змінюються і умови поглинання, заломлення, відбивання та розповсюдження радіохвиль, а значить і якість зв'язку.

В іоносфері епізодично спостерігаються полярні саява та близьке до нього за природою світіння нічного неба, а також різкі коливання магнітного поля, так звані іоносферні магнітні бурі. Полярне саяво – екзотичне епізодичне світіння нічного неба у високих широтах планети. Кольори свічення від голубувато-білого до жовто-зеленого, червонуватого та фіолетового спостерігається на висотах від 60 км до 1000 км. Явище виникає під дією бомбардування розрідженого повітря зарядженими частинками „сонячного вітру”, тобто потоками заряджених часточок (протони та електрони), які досягають земної атмосфери при спалахах на Сонці. Усе це залежить від коливання сонячної активності, від якої залежить інтенсивність корпускулярного випромінювання Сонця.

Шар верхньої атмосфери від стратосфери до термосфери ще називаються хемосферою (хімічною сферою), оскільки тут відбуваються фотохімічні реакції за участю кисню, озону, азоту, гідроксилу натрію тощо.

## **2.5. 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. Уже в XIX ст. на мережі метеорологічних станцій почались систематичні спостереження і вимірювання за допомогою однотипних приладів та методик. Отже, перший метод, який використовується в метеороло-

гії, це метод спостереження за станом приземного шару атмосфери на мережі метеорологічних станцій.

Уже 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 появилася 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 років 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.

Питання для самоперевірки

1. Що таке метеорологія? Метеорологічні величини та явища. Погода.
2. Що таке кліматологія? Клімат. Роль клімату у фізико-географічних процесах.
3. Державна гідрометеорологічна служба
4. Міжнародне співробітництво метеорологів.
5. Значення метеорології та кліматології для народного господарства.
6. Коротка історія розвитку метеорології та кліматології.



7. Що таке атмосфера?
8. Висота атмосфери.
9. Особливості атмосфер основних планет у порівнянні з атмосферою землі.
10. Хімічний склад атмосфери. Гомосфера. Гетеросфера.
11. Малі складові атмосфери та їх роль а атмосферних процесах.
12. Густина повітря
13. Вертикальна будова атмосфери. Основні властивості її шарів.
14. Озоносфера. Нейтросфера. Іоносфера. Хемосфера. Полярне сьйво.
15. Методи дослідження атмосфери.

### **3. Сонячна, земна та атмосфера радіація**

#### **3.1. Випромінювання Сонця**

Основним джерелом енергії майже для усіх процесів та явищ, що відбуваються в атмосфері Землі і на її поверхні, є промениста енергія Сонця. Енергія, яку випромінює Сонце, називається сонячною радіацією. Майже вся сонячна радіація, що надходить на Землю, перетворюється на тепло. Сонячні промені поширюються зі швидкістю  $3 \cdot 10^5$  км/с досягають поверхні Землі через 8 хвилин.

На верхню межу атмосфери надходить потік радіації  $1,7 \cdot 10^{17}$  Вт/м<sup>2</sup>. Це в сотні тисяч разів більше, ніж потрібно людуству. На кожен квадратний кілометр земної поверхні щорічно надходить  $4,27 \cdot 10^{16}$  Дж. Щоб одержати таку кількість тепла потрібно спалити понад 400 тис т. кам'яного вугілля. За 1,5 доби Сонце дає Землі стільки ж енергії, скільки дають електростанції усіх країн протягом року. Такі великі витрати променистої енергії Сонцем поповнюються в результаті термоядерних реакцій перетворення водню в гелій в середині світила.

Порівняно із сонячною радіацією інші джерела радіації для Землі не мають великого значення. Це випромінювання зірок і планет, космічні промені. Найбільшим джерелом після Сонця є Місяць, але від нього надходить всього 0,002 % від сонячної радіації. З середини Землі одиниця поверхні отримує в 5000 разів менше тепла, ніж від Сонця. Отже, сонячна радіація має визначальне значення в генезисі клімату і взагалі в розвитку життя на Землі.

Сонце – це величезна газоподібна зірка радіусом 695 600 км, масою  $1,98 \cdot 10^{33}$  г та середньою густиною  $1,4$  г/см<sup>3</sup>. Температура в надрах світила  $5 \cdot 10^6$  -  $5 \cdot 10^7$  °К і це сприяє розвитку термоядерних реакцій. Джерелом енергії, що випромінює Сонце, є синтез ядер водню, що призводить до утворення гелію.

Атмосфера Сонця складається з трьох шарів: фотосфери, хромосфери та сонячної корони. Фотосфера – це іонізований газ з температурою 5000-6000<sup>0</sup> К, який випромінює практично всю енергію, що надходить на Землю.

Атмосфера Сонця неоднорідна. Хромосферні спалахи призводять до виникнення магнітних бур, полярних сьйв та інших геофізичних явищ в атмосфері Землі. Потік заряджених часток – корпускул або „сонячного вітру” надходить до атмосфери Землі через 1 -2 доби після хромосферних спалахів. У фотосфері формуються відносно холодні ділянки, які називаються сонячними плямами. Вони мають температуру близько 4600<sup>0</sup> К та діаметр до 185 000 км. Утворю-

ються сонячні плями інколи групами в широтних зонах від 35 до 5° обабіч сонячного екватора. Увесь цей комплекс нестационарних явищ в атмосфері Сонця називається сонячною активністю. Людство уже давно цікавить проблема зв'язку сонячної активності з процесами і явищами земної атмосфери. Особливо важливим є з'ясування механізму зв'язку сонячної активності з процесами, що формують погоду і клімат Землі.

### 3.2. Основні закони випромінювання

Досвід показав, що між здатністю випромінювання радіації і здатністю її засвоєння існує зв'язок. Цей зв'язок виражається законом Кірхгофа

$$E_{\lambda} / K_{\lambda} = \varepsilon$$

і звучить так: відношення випромінювальної здатності тіла (E) при даній довжині хвилі ( $\lambda$ ) до його поглинальної здатності (K) величина постійна і дорівнює випромінювальній здатності абсолютно чорного тіла ( $\varepsilon$ ) при тій же температурі. Для всіх довжин хвиль

$$E/K = \varepsilon$$

звідси  $E = K\varepsilon$ , тобто випромінювання будь-якого тіла дорівнює добутку поглинальної здатності цього тіла і випромінювальної здатності абсолютно чорного тіла. Поглинальна здатність  $K < 1$  для всіх тіл, крім абсолютно чорного тіла. Звідси можна зробити висновок: якщо при даній температурі тіло випромінює променисту енергію певної довжини хвилі, то при цій температурі воно й поглинає променисту енергію цієї ж довжини хвилі і навпаки. Отже, внутрішня енергія такого тіла залишається сталою.

Абсолютно чорним тілом називається таке тіло, яке засвоює всю енергію, яка до нього надходить і його випромінювальна здатність найбільша. У природі до абсолютно чорного тіла для короткохвильової радіації якнайбільше підходить сажа і платинова чернь, а для інфрачервоного випромінювання – сніг.

Повний потік випромінювання абсолютно чорного тіла визначається за законом Стефана-Больцмана

$$E = \sigma T^4$$

де  $\sigma$  – стала Больцмана,  $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$  Вт/м<sup>2</sup>.

Отже, потік випромінювання абсолютно чорного тіла прямопропорційний абсолютній температурі в четвертій степені.

Стосовно до природних поверхонь закон Стефана-Больцмана має такий вигляд

$$E = \delta \sigma T^4$$

де  $\delta$  – коефіцієнт відносної здатності випромінювання природних поверхонь. Цей коефіцієнт для чорнозему становить 0,87, для піску 0,89, для житнього поля 0,93, для води 0,965, для світлого снігу 0,968. Коефіцієнт показує, яку частку від випромінювання абсолютно чорного тіла становить випромінювання даної поверхні.

Важливим є закон Віна:

добуток довжини хвилі  $\lambda_m$ , якій відповідає максимальна випромінювальна здатність тіла, і його абсолютної температури T є величина стала

$$\lambda_m \cdot T = 2898 \text{ мкм} \cdot \text{К}$$

Формула дозволяє визначити температуру тіла, якщо відома довжина хвилі, яка відповідає максимальній випромінювальній здатності цього тіла. І навпаки, можна визначити довжину хвилі, на яку припадає максимум енергії випромінювання при даній температурі. Формула показує, що чим вища температура тіла, тим коротші хвилі, які випромінюють максимум енергії. При зміні температури тіла положення максимуму енергії випромінювання зміщується у бік довших чи коротших хвиль. Тому закон Віна ще називають законом зміщення.

Закон Планка визначає розподіл енергії в спектрі випромінювання абсолютно чорного тіла за довжинами хвиль за різних температур (мал. 3.1.)

### 3.3. Спектральний склад сонячної та земної радіації

Випромінювання Сонця у навколишній простір характеризується широким спектром, що наближено відповідає енергетичному спектру абсолютно чорного тіла за температури близько  $5800^{\circ}\text{K}$ . Лише в ультрафіолетовій частині спектра випромінювання Сонця менше, ніж у спектрі абсолютно чорного тіла.

Весь спектр випромінювання Сонця дуже широкий і його за довжиною хвиль поділяють на ряд ділянок. Випромінювання з довжиною хвилі  $<10^{-5}$  мкм – це гамма-промені, з довжиною хвилі від  $10^{-5}$  до  $10^{-2}$  мкм - це рентгенівське випромінювання. Усе це не теплова енергія і в метеорології не вивчається. Теплове випромінювання:

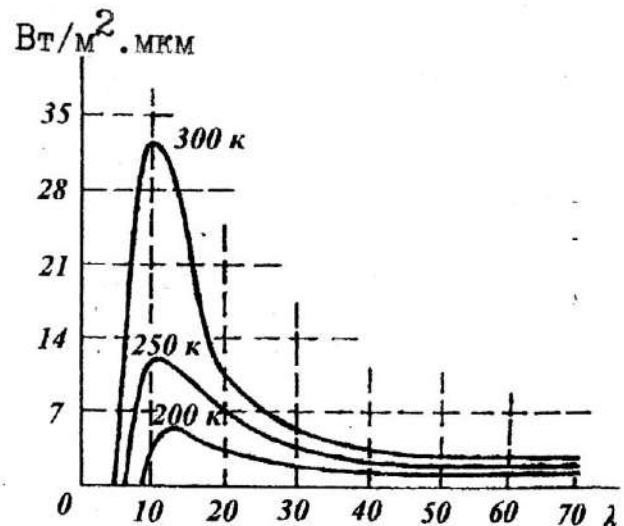
від 0,01 до 0,39 мкм – ультрафіолетова радіація;

від 0,39 до 0,76 мкм – видиме випромінювання, що створює освітлення;

від 0,76 до 3000 мкм – інфрачервона радіація.

Випромінювання з довжиною хвилі більше 0,3 см також не теплове випромінювання – це радіохвилі.

Виділяють також близьку ультрафіолетову радіацію (0,29-0,39 мкм) та близьку інфрачервону радіацію (0,76-2,4 мкм). В інтервалах довжин хвиль від 0,1 до 4 мкм є 99 % усієї енергії сонячної радіації. Усього лише 1 % енергії залишається на радіацію з меншими та довшими хвилями. Тому сонячну радіацію умовно називають короткохвильовою радіацією. Максимум випромінювання Сонця спостерігається за довжини хвилі 0,4738 мкм. Кількість енергії, що випромінюється Сонцем у різних ділянках спектра змінюється у великих межах (табл. 3.1.)



Мал. 3.1. Розподіл енергії у спектрі випромінювання абсолютно чорного тіла (криві Планка) за різних температур.

Таблиця 3.1. Частка різних ділянок спектра сонячної радіації, %

Ділянка спектру	На верхній межі атмосфери	Поблизу земної поверхні залежно від висоти Сонця		
		90°	30°	5°
Ультрафіолетова	9,0	4,2	2,7	0,1
Видиме світло	47,0	45,8	44,8	30,3
Інфрачервона	44,0	50,0	52,5	69,6

Видима ділянка спектра променистої енергії Сонця поділяється на сім кольорів (табл. 3.2)

Промениста енергія, яку випромінює Земля, відповідно до своєї температури, має значну довжину хвиль. Близько 99 % енергії випромінювання Землі та атмосфери припадає на інтервал довжини хвиль від 3 до 80 мкм. Максимальне випромінювання припадає на довжину хвиль 10-15 мкм. У зв'язку з цим випромінювання Землі та атмосфери називається довгохвильовим.

Таблиця 3.2 Довжини хвиль, що відповідають різним кольорам.

Колір	Довжина хвилі, мкм	Колір	Довжина хвилі, мкм
Фіолетовий	0,390-0,455	Жовтий	0,575-0,585
Синій	0,455-0,485	Оранжевий	0,585-0,620
Блакитний	0,485-0,505	Червоний	0,620-0,760
Зелений	0,505-0,575		

### 3.4. Сонячна стала

За кількісну міру сонячної радіації беруть енергетичну освітленість або потік радіації. Потік радіації – це кількість енергії, що випромінюється тілом крізь одиничну поверхню або надходить до одиничної поверхні за одиницю часу. Потік радіації в системі одиниць СІ визначається у Вт/м<sup>2</sup> або Дж/(м<sup>2</sup>·хв), у позасистемній – кал/(см<sup>2</sup>·хв):

$$1 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{хв}) = 698 \text{ Дж}/(\text{см}^2 \cdot \text{хв}) = 697,8 \text{ Вт}/\text{м}^2 = 0,698 \text{ кВт}/\text{м}^2$$

Потік радіації, що надходить на верхню межу земної атмосфери за одиницю часу на одиничну перпендикулярну сонячним променям поверхню за середньої відстані від Землі до Сонця, називається сонячною сталою. Міжнародна комісія з радіації рекомендувала взяти як стандартне значення сонячної сталої

$$I_0 = 1,98 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{хв}) = 1382 \text{ Вт}/\text{м}^2 = 1,38 \text{ кВт}/\text{м}^2$$

Оскільки на початку січня відстань між Землею і Сонцем найменша (147 млн км), а на початку липня – найбільша (152 млн км) та сонячна стала протягом року змінюється у межах  $\pm 3,5\%$ . Взагалі зміст поняття „сонячна стала” полягає в тому, що на цю величину ще не впливає атмосфера.

На думку вчених ще не встановлено точного значення сонячної сталої. Можливо сонячна стала змінюється з часом під впливом коливання сонячної активності. Ще не відомо, чи є добові та річні коливання цієї величини. Для остаточного з'ясування цього питання необхідні тривалі прямі вимірювання спектрального розподілу радіації поза земною атмосферою.

### 3.5. Пряма сонячна радіація

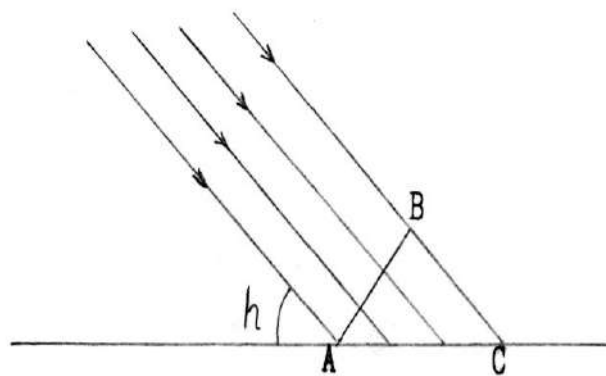
Входячи в атмосферу, сонячна радіація дещо перетворюється. Частина її розсіюється, а частина доходить до поверхні Землі у вигляді пучка паралельних променів. Радіацію, яка надходить до земної поверхні безпосередньо від диску Сонця, називають прямою сонячною радіацією. Потік прямої сонячної радіації не перпендикулярну до променів поверхню позначається  $\dot{I}$ .

Оскільки відстань між Сонцем і Землею величезна, то всі промені, які ідуть безпосередньо від Сонця можна вважати паралельними. Крім потоку радіації або інтенсивності радіації на одиницю перпендикулярної до променів поверхні визначають також кількість тепла на одиницю горизонтальної поверхні. Цю величину ще називають інсоляцією ( $\dot{I}'$ ).

З малюнку 3.2 видно, що на площину АВ надходить тепла більше, ніж на площину АС. Отже інсоляція визначається

$$\dot{I}' = \dot{I} \cdot \sin h,$$

де  $h$  – висота Сонця над обрієм.



Мал. 3.2. Надходження прямої сонячної радіації на перпендикулярну до променів поверхню (АВ) та на горизонтальну поверхню (АС).

### 3.6. Послаблення сонячної радіації в атмосфері

При проходженні крізь атмосферу сонячна радіація суттєво змінюється. Частина її засвоюється окремими газовими складовими атмосфери та домішками і перетворюється на тепло. Ще частина радіації розсіюється молекулами повітря та твердими і рідкими домішками і частина її відбивається.

Процес засвоєння сонячної радіації має вибірковий або селективний характер, тобто різні гази засвоюють радіацію різною мірою в різних ділянках спектра.

Так азот засвоює радіацію лише дуже малої довжини хвилі в ультрафіолетовій частині спектра. Оскільки енергія сонячної радіації у цій ділянці спектра дуже мала, то засвоєння радіації азотом практично не впливає на потік сонячної радіації. Мало засвоює сонячної радіації також кисень: у двох дуже вузьких ділянках видимої частини спектра та в ультрафіолетовій його частині.

Більше сонячної радіації засвоює озон. Хоч озону в атмосфері дуже мало, але в результаті його засвоєння до поверхні Землі не доходять промені коротші за 0,29 мкм, тобто озон засвоює всю далеку частину ультрафіолетової радіації. Це становить близько 4 % від сумарної енергії сонячного променя.

Вуглекислий газ добре засвоює сонячну радіацію в інфрачервоній ділянці спектра. Але вміст його в атмосфері малий і слабкий потік радіації, тому і засвоєння сонячної радіації ним малопомітне. Основним газом, який засвоює інфрачервону радіацію, є водяна пара, яка зосереджена в основному в нижній тропосфері. Вона засвоює значну частину енергії променя. Сонячну радіацію

засвоюють також хмари та різні домішки. За сильного запилення атмосфери, особливо у містах, засвоєння сонячної радіації твердими домішками може бути значним.

У цілому в атмосфері засвоюється 15-20 % радіації, яка надходить від Сонця на верхню межу атмосфери. Це залежить головним чином від зміни вмісту водяної пари та пилу, від наявності хмар, від висоти Сонця над обрієм. При зміні висоти Сонця змінюється товщина шару повітря, який пронизують промені.

При проходженні крізь атмосферу пряма сонячна радіація ще й розсіюється. Розсіюванням називається часткове перетворення радіації в таку, що розповсюджується за всіма напрямками. Радіація розсіюється в оптично неоднорідному середовищі, де показник переломлення променів змінюється від однієї точки до іншої. Такою і є атмосфера. Навіть за умови чистого повітря постійно змінюється густина повітря у зв'язку з тепловим рухом молекул. Тим більше, що в реальній атмосфері завжди є краплі, кристали льоду й солей, пил тощо. Розсіювання тим більше, чим більше міститься у повітрі аерозолів. Отже, зустрівши на своєму шляху молекули газів та аерозолів, частина сонячних променів змінює свій напрям руху, тобто розсіюється. Від таких часток радіація розповсюджується так, ніби вони є джерелом радіації.

Закон розсіювання радіації молекулами газів у чистому повітрі встановив англійський фізик Релей

$$i = a/\lambda^4 \cdot I,$$

де  $I$  – потік прямої радіації,  $a$  – коефіцієнт пропорційності, який залежить від кількості молекул газу в одиниці об'єму,  $\lambda$  – довжина хвилі радіації,  $i$  – потік розсіяної радіації.

Розміри молекул газів більше ніж в 10 разів менші, ніж довжина хвиль радіації. Отже, розсіювання радіації обернено пропорційне четвертій степені довжини хвилі, тобто короткі хвилі розсіюються більше (табл. 3.3). Так фіолетові промені розсіюються в 14 разів більше, ніж червоні. Фіолетові і сині промені розсіюються більше ніж блакитні, але їх енергія значно менша, ніж енергія блакитних променів і цим пояснюється блакитний колір неба. Інфрчервоні промені розсіюються дуже мало.

Таблиця 3.3 Коефіцієнти розсіювання для деякої довжини сонячних променів.

Колір	Червоні	Жовті	Блакитні	Фіолетові
$\lambda$ мкм	0,760	0,598	0,486	0,396
$i$	0,31	0,86	1,9	4,4

Розсіювання радіації домішками в атмосфері – пилом, краплями, кристалами, які мають значно більші розміри, ніж молекули, відбувається за законом Мі, тобто, обернено пропорційно меншій степені довжини хвилі. Цей показник степені змінюється у межах від 1 до 4 і залежить від розміру частинок. При незначному забрудненні атмосфери показник степені близький до одиниці ( $\lambda$ ), тобто, промені усіх довжин хвиль розсіюються однаково. Ось чому наявність домішок у повітрі надає небу білястого відтінку, а туман і хмари мають білий колір.

Якщо домішки в атмосфері мають діаметр більше 1 – 2 мкм, то вони уже не розсіюють радіацію, а відбивають її як маленькі дзеркальця незалежно від довжини хвилі.

Розсіюється в атмосфері близько 25 % енергії сонячного проміння. Близько 2/3 розсіяної радіації досягає земної поверхні. Розсіяна радіація надходить у кожному точку земної поверхні від усього небосхилу, а не від диску Сонця. Тому, потік розсіяної радіації вимірюють на горизонтальну поверхню. Оскільки більше розсіюються короткі промені, то змінюється і спектральний склад розсіяної радіації, тобто вона багатша короткохвильовими променями. Чим довший шлях сонячних променів в атмосфері, тим більше розсіюється коротких хвиль і тим більшою залишається частка довгих хвиль у прямій радіації. Цим пояснюється жовте і червоне забарвлення Сонця і Місяця біля обрію, особливо коли у повітрі є багато пилу, крапель чи кристалів.

Отже, завдяки розсіюванню радіації в атмосфері ми відмітили два явища, а саме блакитний колір неба та жовто-червоний колір небесних світил біля обрію. Крім того, вся атмосфера вдень є джерелом світла, тобто вдень добре видно і там, куди не надходять прямі сонячні промені. Більше того, вдень достатньо добре видно і в тому випадку, коли Сонце затінене щільними хмарами і зовсім немає прямого сонячного проміння.

Завдяки наявності розсіяної радіації існує таке явище, як вечірні і вранішні сутінки (присмерки). Після заходу Сонця темніє поступово, тобто небо залишається ще освітленим і надсилає до поверхні розсіяну радіацію. Те ж саме вранці, небо світліє і розповсюджує розсіяну радіацію ще до сходу Сонця.

Сутінки називають астрономічними, вони тривають доти, поки Сонце не опуститься під горизонт на  $18^{\circ}$ . Далі вже зовсім темніє. Вранішні сутінки починаються тоді, коли Сонце також на  $18^{\circ}$  під горизонтом. Перша частина вечірніх астрономічних сутінок і остання частина вранішніх, коли Сонце перебуває під горизонтом не більша  $8^{\circ}$ , називається цивільними сутінками.

Тривалість астрономічних сутінок залежить від географічної широти та пори року. В середніх широтах вони тривають від півтори до двох годин, на екваторі трохи довше години. У високих широтах влітку Сонце може не заходити за горизонт або опускатись не більше ніж на  $18^{\circ}$ . В останньому випадку вечірні сутінки переходять у вранішні і це явище називають білими ночами.

Часто сутінки супроводяться змінами кольорів небосхилу над Сонцем. Ці зміни починаються ще до заходу або продовжуються після сходу Сонця. У цьому випадку зміни кольорів називають вечірньою і вранішньою зорею. Різноманітність кольорів зорі змінюється в широких межах залежно від вмісту аерозолів у повітрі, які розсіюють та розкладають промені.

Після закінчення астрономічних сутінок уже на темному небі інколи проявляється зодіакальне свічення. Це ніжне свічення у вигляді нахиленого конусу над Сонцем. Найкраще зодіакальне свічення проявляється в тропічних широтах. Зодіакальне свічення обумовлене розсіюванням сонячного світла космічним пилом.

Ми прослідкували зміни сонячної радіації в атмосфері в результаті її засвоєння газовими складовими, в результаті розсіювання та відбивання. Сумарне

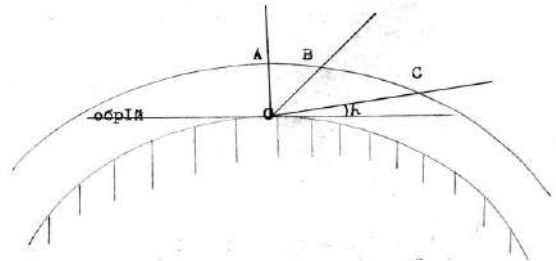
послаблення сонячної радіації в атмосфері виражається за допомогою закону послаблення радіації або закону Бугера:

$$I = I_0 p^m,$$

де  $I$  – потік радіації (інтенсивність радіації) поблизу земної поверхні чи в атмосфері,  $I_0$  – сонячна стала,  $p$  – коефіцієнт прозорості атмосфери. Коли Сонце перебуває в зеніті то  $I=I_0 \cdot p$ , тому  $p = I/I_0$ . Фізичний зміст коефіцієнту прозорості атмосфери показує, яка доля сонячної радіації досягає земної поверхні, коли Сонце перебуває в зеніті.

$m$  – оптична маса атмосфери, яка залежить від висоти Сонця над обрієм  $h$  (мал. 3.3).

Навіть на малюнку видно, що коли Сонце низько, то шлях променів в атмосфері довший, особливо в найзабрудненішому приземному шарі. Тому промені дуже послаблюються. Величина  $m$  визначається за виразом



Мал. 3.3. Шлях сонячного променя в атмосфері за різної висоти Сонця над обрієм

$$m = 1/\sin h,$$

але при умові, що  $h$  не менше  $30^\circ$ . При меншій висоті Сонця залежність складна і  $m$  визначається за таблицями Бемпорада (табл. 3.4). При  $h = 0^\circ$ , тобто коли Сонце на обрію  $m = 35,4$ , а не безмежно великій величині. Отже, в даному випадку промінь послаблюється так, ніби він пронизує 35 атмосфер.

Коефіцієнт прозорості атмосфери змінюється у значних межах: 0,60 – 0,85 і залежить від вмісту водяної пари та пилу. При зростанні широти коефіцієнт прозорості збільшується, оскільки в атмосфері зменшується вміст водяної пари та пилу. Коефіцієнт прозорості ідеальної атмосфери становить 0,90 – це послаблення лише молекулами газів.

Таблиця 3.4. Оптична маса атмосфери  $m$

залежно від висоти Сонця  $h$  (за Д. Бемпорадом)

$h$	90	80	70	60	50	40	30	20	10	5	3	1	0
$m$	1	1,02	1,06	1,15	1,3	1,55	2,0	2,9	5,6	10,4	15,36	25,96	35,4

Для визначення оптичної маси атмосфери та для обчислення інсоляції потрібно знати висоту Сонця над обрієм  $h$ . У дійсний полудень її визначають за формулою

$$h = 90 - \varphi + \delta,$$

де  $\varphi$  – географічна широта місцевості, градуси,  $\delta$  – схилення Сонця, градуси. Висоту Сонця у будь-який час можна визначити за формулою

$$\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \tau$$

де  $\tau$  – дійсний час виражений у градусах і відрхований від полудня.

Послаблення сонячної радіації в атмосфері можна виразити через чинник мутності атмосфери  $T$

$$I = I_0 q^{mT},$$



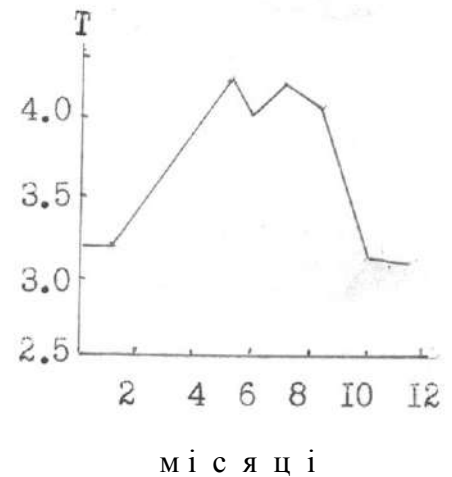
де  $q$  – коефіцієнт прозорості ідеальної атмосфери 0,9.  $T$  – чинник мутності – це кількість ідеальних атмосфер, які повинен пройти промінь щоб сталося таке послаблення, яке відбувається в реальній атмосфері. Ця величина залежить від вмісту водяної пари й аерозолів в атмосфері. Чинник мутності визначається за формулою Лінке

$$T = 11,5 \lg I_0 / I_{30},$$

де  $I_{30}$  – інтенсивність прямої сонячної радіації за висоти Сонця  $30^\circ$  ( $m = 2$ ).

Середні значення чинника мутності за дуже низької прозорості 5,20, за нормальної – 2,92, за високої – 1,91.

Взимку чинник мутності найменший, влітку – найбільший. У сухому арктичному повітрі він менший 2,0, у тропічному повітрі близько 4,0. У морському екваторіальному повітрі  $p = 0,55$ , а  $T = 7,6$ . У Києві середнє значення  $T = 3,5$  (мал. 3.4).



Мал. 3.4. Річний хід чинника мутності атмосфери в Києві.

### 3.7. Сумарна сонячна радіація

Сумарною радіацією називають суму потоків прямої і розсіяної сонячної радіації, що надходить до горизонтальної ділянки земної поверхні

$$Q = I \sin h + i = I' + i, \text{ кВт/м}^2$$

Як сумарна так і пряма й розсіяна радіація залежать від багатьох чинників. Уже з формули Бугера видно, що потік прямої радіації залежить від висоти Сонця над обрієм. Він найбільший опівдні і найменший у момент сходу та заходу Сонця. У першій половині дня інтенсивність прямої радіації більша, ніж у другій при тій же висоті Сонця. Це пояснюється тим, що після полудня посилюються висхідні рухи повітря, які переносять угору водяну пару й пил і прозорість атмосфери зменшується. Зменшують пряму радіацію і хмари. При дуже щільних шарах вона зовсім відсутня. За достатньої чистоти повітря незалежно від максимальної висоти Сонця у помірних широтах найбільше значення інтенсивності прямої сонячної радіації на рівнині досягає  $1,05 \text{ кВт/м}^2$ , а в горах перевищує  $1,2 \text{ кВт/м}^2$ . У річному ході найбільші значення прямої сонячної радіації спостерігаються в кінці весни, коли ще в атмосфері мало водяної пари, а найменші – в грудні, коли спостерігається найнижча висота Сонця.

Розсіяна радіація, як і пряма, збільшується при зростанні висоти Сонця. Найбільше її значення опівдні. Збільшується вона і при зменшенні прозорості атмосфери. Коли в атмосфері є багато різних домішок, то вони розсіюють більшу частину радіації. Дуже розсіюють радіацію тонкі прозорі хмари верхнього ярусу ( $C_i$ ,  $C_s$ ) та хмари, що освітлюються Сонцем збоку ( $C_u$ ). У цьому випадку потік розсіяної радіації може збільшуватись у кілька разів порівняно з її надходженням за ясної погоди. Лише щільні суцільні хмари пропускають радіації менше, ніж за ясного неба.

Дуже збільшує розсіяну радіацію велика відбивна здатність земної поверхні. Поверхня, яка вкрита свіжим снігом, відбиває понад 80-90 % усього потоку радіації. Відбита радіація вдруге розсіюється в атмосфері і частина її знову надходить до поверхні. В Арктиці, де постійно є сніг, де мала висота Сонця і значна хмарність при переважанні тонких хмар розсіяна радіація може досягати 0,698 кВт/м<sup>2</sup>. Річний максимум розсіяної радіації спостерігається в червні, а мінімум у грудні.

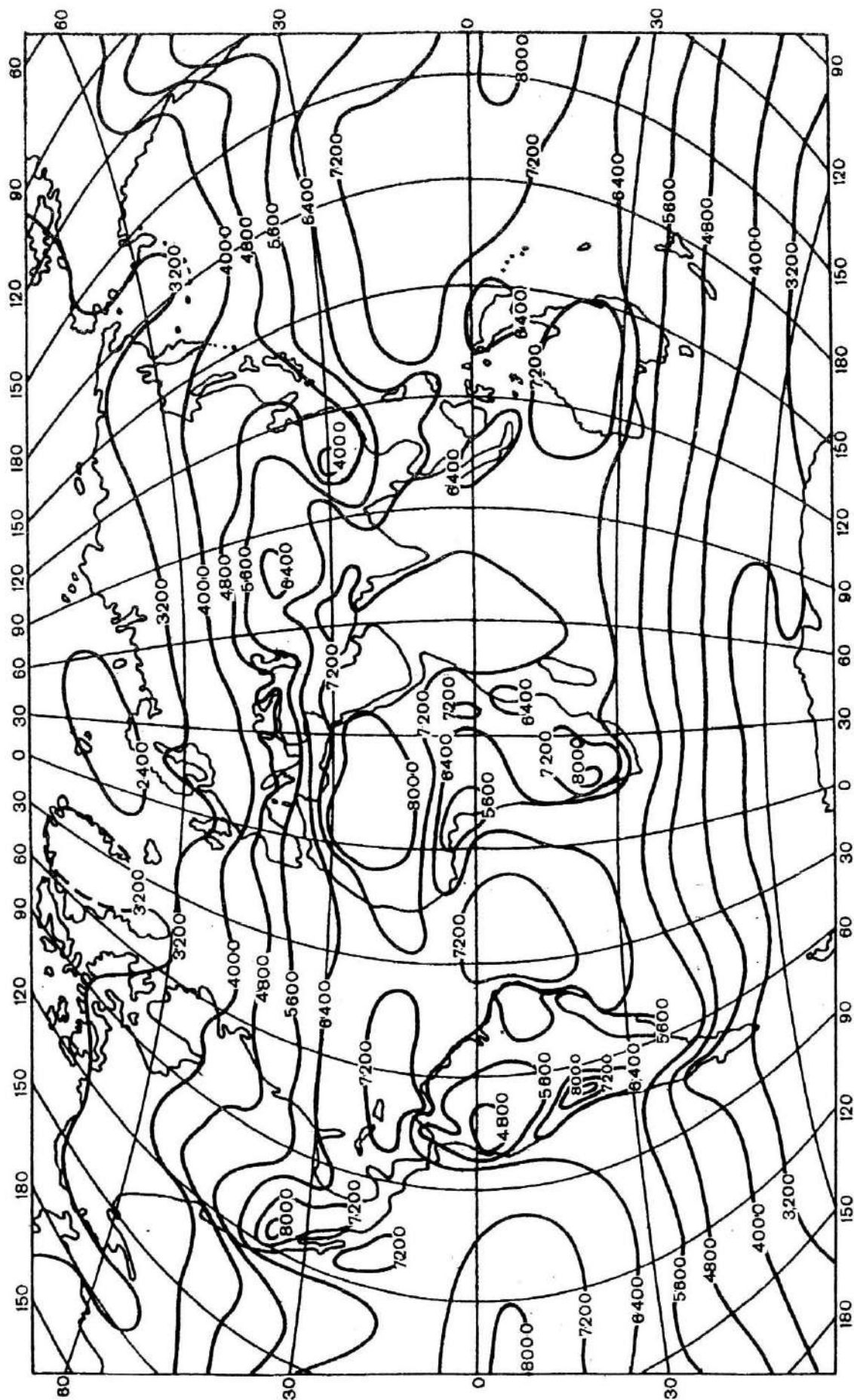
Величину сумарної радіації визначають ті ж самі чинники.

Співвідношення між прямою і розсіяною радіацією в сумарному потоку змінюється як протягом доби, так і протягом року. У момент сходу Сонця сумарна радіація складається переважно з розсіяної радіації. При збільшенні висоти Сонця частка розсіяної радіації зменшується. Так, за висоти Сонця 8<sup>0</sup> вона становить 50 %, а за висоти 50<sup>0</sup> – 10-20 % від сумарного потоку. В середньому за рік частка розсіяної радіації в сумарному потоку на суходолі в Арктиці становить 61 %, в помірних широтах 50 – 55 %. В субтропічних 26 %, а в районі екватора 53 % (табл. 3.5).

Таблиця 3.5. Частка (%) розсіяної радіації в сумарній сонячній радіації на суходолі Північної півкулі.

Широта, град	Місяці												Рік
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
70-90	-	56	59	61	69	65	61	56	59	60	60	-	61
60-70	59	57	56	54	55	53	50	51	54	56	58	60	55
50-60	58	56	54	50	49	48	49	49	48	53	58	59	53
40-50	45	41	42	39	39	38	37	37	38	41	42	49	41
30-40	34	35	34	33	32	30	30	30	29	30	31	33	32
20-30	21	22	25	26	27	29	30	32	30	29	24	22	26
10-20	30	30	32	34	38	42	43	45	41	33	30	30	36
0-10	44	44	47	52	57	63	64	64	60	52	48	45	53

Абсолютна величина сумарної радіації за рік змінюється у великих межах (мал.3.5). Найменша її величина спостерігається в атлантико-європейському секторі Арктики і становить менше 2400 МДж /м<sup>2</sup>. Найбільші значення сумарної радіації перевищують 8000 МДж/м<sup>2</sup> і спостерігаються в середині тропічних широт, особливо в тропічних пустелях, де переважає безхмарна погода. В районі екватора, де переважає хмарна погода, сумарна радіація зменшується, в деяких районах значно. В центральних районах Антарктиди, де переважає малохмарна погода, сумарна сонячна радіація, як і в Україні, досягає 4000-4800 МДж/м<sup>2</sup>.



Мал. 3.5. Географічний розподіл річних величин сумарної сонячної радіації (МДж/м<sup>2</sup>)

### 3.8. Засвоєння сонячної радіації земною поверхнею

Находячи до земної поверхні сумарна сонячна радіація засвоюється у тонкому поверхневому шарі ґрунту чи води і перетворюється на тепло, а частина її відбивається. Величина відбитої радіації залежить від особливостей земної поверхні. Відношення кількості відбитої радіації до сумарної радіації називається *альбедо*. Альбедо виражають в частках одиниці або у відсотках і характеризує відбивну здатність різних ділянок земної поверхні.

$$A = R / Q \cdot 100 \%,$$

де R - кількість відбитої сонячної радіації.

Альбедо різних ділянок земної поверхні залежить від їх виду, кольору і вологості, стану рослинного покриву тощо (табл. 3.6.) . Альбедо водної поверхні дуже залежить від висоти Сонця. Так, коли Сонце в зеніті, альбедо дорівнює 2 %, коли його висота  $45^{\circ}$  – 5 %, за висоти  $5^{\circ}$  – 35 %. Тому середні значення альбедо Світового океану змінюється від 6 % в екваторіальних широтах до 15 – 20 % у високих.

Знаючи альбедо земної поверхні та сумарну радіацію, можна визначити кількість сонячної радіації, що засвоюється даною поверхнею. Засвоєну радіацію ще називають балансом короткохвильової радіації  $B_k$

$$B_k = (I \sin h + i) - R = Q - R$$

Оскільки  $A = R / Q$ , то  $R = A \cdot Q$ . Звідси

$$B_k = Q - AQ = Q(1 - A)$$

Тут A виражається в частках одиниці. Засвоєна (увібрана) радіація нагріває верхні шари ґрунту і води.

Таблиця 3.6. Середні значення альбедо для деяких видів природних поверхонь.

Поверхня	Альбедо, %	Поверхня	Альбедо, %
Чорнозем сухий	12-14	Молочна стиглість – повна стиглість	22-30
Чорнозем вологий	6-10	Ліс: хвойний листяний без листя листяний з листям мішаний із сніговим покривом	10-14
Сірі лісові ґрунти сухі	25-30		12-14
Сірі лісові ґрунти мокрі	10-12		16-19
Пісок річковий сухий	35-43		40-45
Пісок вологий	20-24	Сніговий покрив: свіжий старий який тане	80-95
Глиниста пустеля	29-31		60-70
Цілинний степ	16-18		40-45
Сухий степ	20-30	Морська крига	30-40
Поля пшениці та інші злаки у фазі: кущіння вихід у трубку вихід у трубку - молочна стиглість	15-25	Мілкі водойми	6-12
		Поверхня хмар	50-60
	14-18		
	18-22		
	20-25		

### 3.9. Випромінювання земної поверхні та атмосфери

Земна поверхня нагрівається сонячною радіацією, і як усі тіла, що мають температуру вище абсолютного нуля, випромінює радіацію. Усі природні поверхні та штучні споруди, які засвоюють і випромінюють радіацію, називають діяльною поверхнею. Земну радіацію ще називають власним випромінюванням земної поверхні  $E_3$ . Згідно закону Стефана-Больцмана випромінювання прямо пропорційне абсолютній температурі в четвертій степені. Оскільки середня температура земної поверхні становить  $15^{\circ}\text{C}$  ( $288^{\circ}\text{K}$ ), то середнє власне випромінювання Землі  $E_3 = 0,42 \text{ кВт/м}^2$ . Цей потік спостерігається і вдень і вночі. Вдень температура вища, то її власне випромінювання більше.

Температура земної поверхні змінюється в межах  $190\text{-}350^{\circ}\text{K}$ . При таких температурах уся випромінювана радіація в межах довжини хвиль  $4\text{-}120 \text{ мкм}$ , а її максимум спостерігається при довжині хвиль  $10\text{-}15 \text{ мкм}$ . Отже, власне випромінювання Землі інфрачервоне і наше око його не сприймає (мал. 3.1.)

Випромінювання атмосфери значно складніше, ніж випромінювання земної поверхні. За законом Кірхгофа енергію випромінюють лише ті гази, які її засвоюють. Це в основному водяна пара, вуглекислий газ, озон, метан тощо. Випромінювання і засвоєння радіації кожним із них має вибірковий (селективний) характер. Найширші і найінтенсивніші смуги засвоєння в інфрачервоному спектрі має водяна пара крім довжини хвиль у межах  $8,5\text{--}12 \text{ мкм}$ . Це так зване вікно прозорості атмосфери. Озон має кілька смуг вбирання радіації. В інфрачервоному спектрі найбільше значення має смуга  $9,65 \text{ мкм}$ , оскільки вона розташована у ділянці вікна прозорості. Інші смуги засвоєння радіації озоном перекриваються смугами засвоєння водяної пари та вуглекислого газу. Завдяки цьому більша частина випромінювання земної поверхні засвоюється атмосферою і в той же час сонячну радіацію атмосфера в основному пропускає. Найбільше засвоюють і випромінюють довгохвильову радіацію хмари.

Засвоївши майже всю земну радіацію та частину сонячної радіації, атмосфера сама випромінює довгохвильову радіацію тієї ж довжини хвиль. Близько третини цього випромінювання спрямовано вгору, у світовий простір, а решта до земної поверхні і називається зустрічним випромінюванням атмосфери  $E_a$ . Це випромінювання земна поверхня засвоює майже повністю.

Найбільше зустрічне випромінювання атмосфери спостерігається поблизу екватора і становить  $0,35\text{-}0,42 \text{ кВт/м}^2$ . Тут атмосфера дуже тепла і має найбільший вміст водяної пари. У помірних широтах вона зменшується в середньому до  $0,21\text{-}0,28 \text{ кВт/м}^2$ , а в полярних широтах до  $0,21 \text{ кВт/м}^2$ . В горах зустрічне випромінювання атмосфери в межах  $0,07\text{-}0,14 \text{ кВт/м}^2$ . Тут значно менший вміст водяної пари в атмосфері.

Отже, земна поверхня втрачає тепло шляхом власного випромінювання і в той же час одержує тепло від зустрічного випромінювання атмосфери. У природі на діяльній поверхні взаємодіють два потоки довгохвильової радіації: власне випромінювання земної поверхні і зустрічне випромінювання атмосфери. Різниця між власним випромінюванням Землі й зустрічним випромінюванням атмосфери називається *ефективним випромінюванням* ( $E_{\text{еф}}$ )

$$E_{\text{еф}} = E_3 - E_a$$

Ефективне випромінювання – це фактична втрата тепла земною поверхнею шляхом випромінювання. Ефективне випромінювання земної поверхні ще називають балансом довгохвильової радіації ( $B_d$ ).

Величина ефективного випромінювання визначається температурою і станом діяльної поверхні, температурою і вологістю повітря. Зі зростанням температури діяльної поверхні ефективне випромінювання збільшується, а зі зростанням температури і збільшенням вмісту водяної пари в атмосфері – зменшується. Дуже впливає на величину ефективного випромінювання хмарність. Чим більша хмарність, тим менше ефективне випромінювання. Зустрічне випромінювання атмосфери завжди менше власного випромінювання Землі. Тому земна поверхня завжди втрачає довгохвильову радіацію.

Ефективне випромінювання земної поверхні значно впливає на тепловий режим земної поверхні й атмосфери, відіграє визначальну роль в утворенні радіаційних приморозків, роси, інею, туманів та паморозі. Воно існує протягом усієї доби, причому вдень воно більше, ніж уночі, тому що температура земної поверхні вдень вища. Але вдень втрата тепла перекривається засвоєною сонячною радіацією. Тому земна поверхня і нижні шари атмосфери вдень нагріваються, а вночі охолоджуються.

У помірних широтах ясної днини на рівнині ефективне випромінювання близько  $0,10 \text{ кВт/м}^2$ , у горах  $0,14 \text{ кВт/м}^2$ . При збільшенні хмарності воно зменшується і тому хмарної ночі завжди тепліше.

Найбільші річні суми ефективного випромінювання спостерігаються в тропічних пустелях –  $3400\text{-}3800 \text{ МДж/м}^2$ . Над океанами у цих же широтах, де температура підстильної поверхні нижча і значно більший вміст водяної пари у повітрі і більша хмарність, ефективне випромінювання зменшується удвічі. Найменші втрати довгохвильової радіації спостерігаються в Арктиці та Антарктиді і становлять близько  $800 \text{ МДж/м}^2$ .

Отже, водяна пара, вуглекислий газ, озон, метан та деякі інші газові складові атмосфери засвоюють основну частку випромінювання землі і випромінюють довгохвильову радіацію до земної поверхні. У той же час атмосфера мало зменшує надходження сонячної радіації до земної поверхні. Цей вплив атмосфери на тепловий режим земної поверхні називається парниковим (оранжерейним) ефектом. Якби Земля не мала атмосфери, то середня температура земної поверхні була б не  $15^0 \text{ C}$ , а близько  $-23^0 \text{ C}$ .

### 3.10. Радіаційний баланс земної поверхні

Радіаційним балансом або балансом променистої енергії земної поверхні ( $B$ ) називається алгебраїчна сума усіх потоків променистої енергії, які надходять на цю поверхню і залишають її. Інше визначення: радіаційний баланс – це різниця між надходженням та витратою сонячної, земної та атмосферної радіації

$$B = I' + i - R + E_a - E_3,$$

Тобто земна поверхня одержує пряму, розсіяну сонячну радіацію, зустрічне випромінювання атмосфери та втрачає відбиту сонячну радіацію і власне випромінювання Землі (мал. 3.6.).

Рівняння радіаційного балансу можна виразити через баланс короткохвильової ( $B_k$ ) та довгохвильової радіації ( $B_d$ )

$$B = B_k + B_d$$

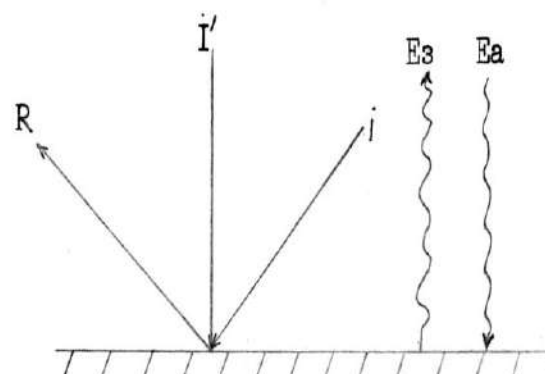
$$\text{де } B_k = I' + i - R = Q - R = Q - AQ = \\ = Q(I - A)$$

$$B_d = E_z - E_a = E_{\text{эф}}$$

$$\text{Тому } B = Q(I - A) - E_{\text{эф}}$$

Наведемо складові радіаційного балансу в Києві (табл. 3.7.)

Величина радіаційного балансу змінюється залежно від широти, виду та стану діяльної поверхні, пори року і часу доби, погодних умов. Вночі радіаційний баланс негативний і дорівнює ефективному випромінюванню земної поверхні. Перехід радіаційного балансу через нуль від негативних значень до позитивних вранці і навпаки ввечері відбувається за висоти Сонця 10-15°. За наявності снігового покриву радіаційний баланс переходить до позитивних значень лише за висоти Сонця 20-25°, оскільки за великого альбедо снігу засвоюється мала частка сумарної радіації.



Мал. 3.6. Складові частини радіаційного балансу

Таблиця 3.7. Середні місячні та річні величини складових радіаційного балансу в Києві, МДж/м<sup>2</sup>

Радіаційний баланс та його складові	М і с я ц і												Рік
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	
I	105	163	297	327	478	557	566	499	411	264	92	75	3834
I'	25	54	130	193	297	356	344	297	205	105	25	17	2048
i	71	96	172	226	285	302	293	239	176	122	63	50	2095
Q	96	150	302	419	582	658	637	536	381	227	88	67	4143
R	59	71	80	71	101	117	113	109	80	46	29	33	909
A, %	61	47	26	17	19	18	18	20	21	21	33	49	22
B	-17	8	105	197	293	327	327	247	155	59	0	-13	1689

Умовні позначення:

I – потік прямої сонячної радіації на перпендикулярну до сонячних променів поверхню;

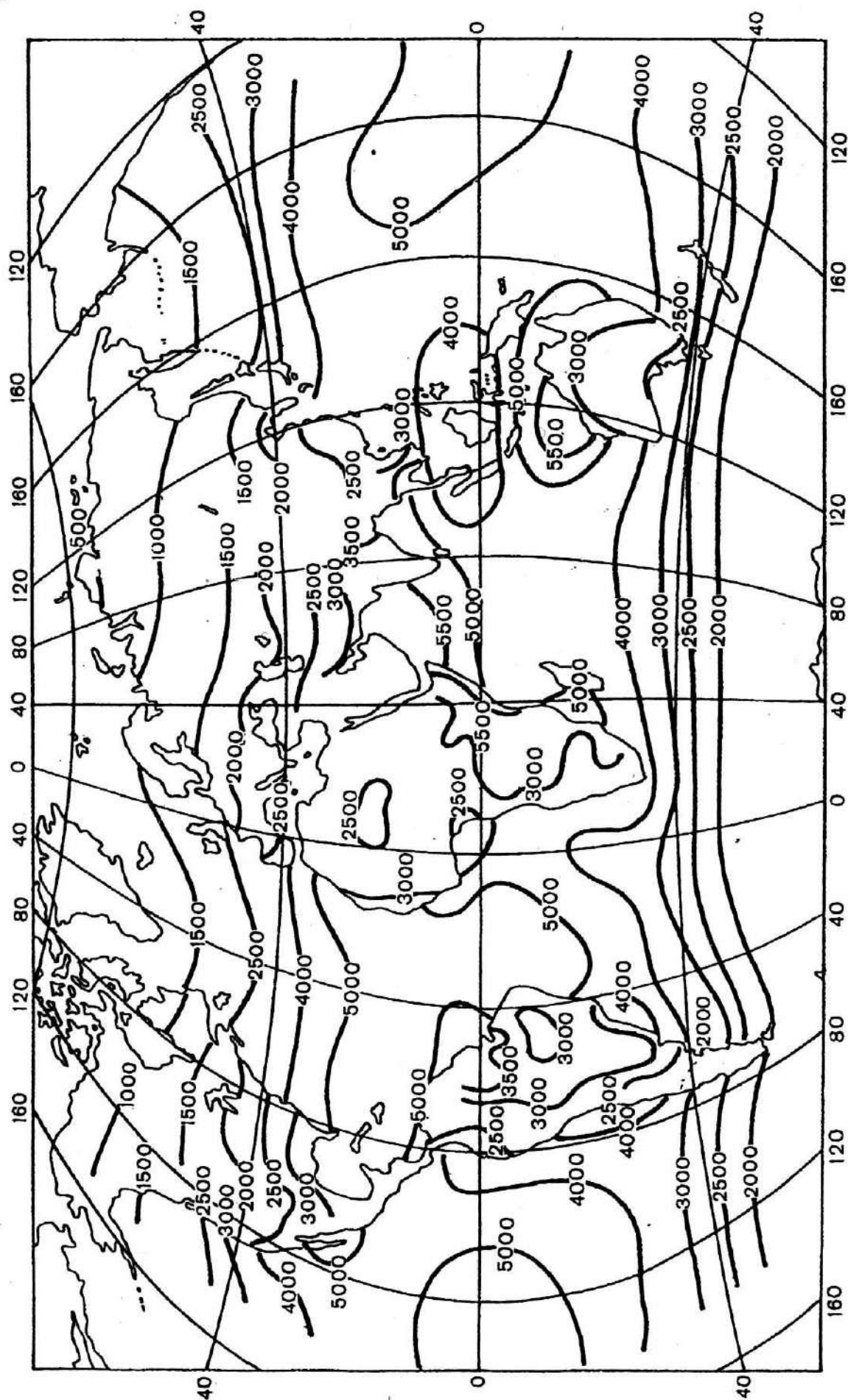
I' - інсоляція (потік прямої сонячної радіації на горизонтальну поверхню);

i – розсіяна радіація;

R – відбита сонячна радіація;

A – альbedo земної поверхні;

B – радіаційний баланс земної поверхні.



Мал. 3.7. Річний радіаційний баланс земної поверхні (МДж/м<sup>2</sup>)



На величину радіаційного балансу дуже впливає хмарність. Удень поява хмар зумовлює зменшення сумарної радіації та ефективного випромінювання. Але сумарна радіація зменшується більше, ніж ефективне випромінювання, тому радіаційний баланс зменшується. Вночі поява хмар супроводжується зменшенням ефективного випромінювання, тобто Земля менше втрачає тепла.

Річні величини радіаційного балансу поверхні суходолу змінюються від значень менше  $-200 \text{ МДж/м}^2$  в Антарктиді до  $3700-4000 \text{ МДж/м}^2$  в тропічних широтах. В тропічних та субтропічних пустелях радіаційний баланс відносно малий через великі альbedo та ефективне випромінювання (мал. 3.7).

Радіаційний баланс поверхні океанів значно більший. На межі плаваючої криги він становить  $600-800 \text{ МДж/м}^2$ , а найбільше його значення  $5800 \text{ МДж/м}^2$  в середині тропічних широт океанів. При переході з поверхні суходолу на водну поверхню спостерігаються розриви ізоліній. Це спричинено малим альbedo водної поверхні та її малим ефективним випромінюванням. У помірних широтах на суходолі і на водній поверхні спостерігається зональний розподіл радіаційного балансу.

Таким чином, на одній і тій широті радіаційне нагрівання води та суходолу різне (табл. 3.8). Це буде однією із причин, які обумовлюють глибоке взаємопроникнення впливів суходолу й моря.

Таблиця 3.8. Середні широтні значення радіаційного балансу ( $\text{МДж/м}^2$ )

Поверхня	Широта, град.							Середнє
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	
Суходіл	3310	3100	2680	2430	1890	1340	920	2100
Океан	5200	5070	4650	3770	2680	1800	960	3810

#### Питання для самоперевірки:

1. Джерела радіації.
2. Сонце та сонячна активність.
3. Закони випромінювання радіації.
4. Спектральний склад сонячної та земної радіації.
5. Короткохвильова радіація. Довгохвильова радіація.
6. Сонячна стала.
7. Пряма сонячна радіація на перпендикулярну до променів та на горизонтальну поверхні.
8. Причини послаблення сонячної радіації в атмосфері.
9. Явища, які пов'язані з розсіюванням радіації.
10. Закон послаблення сонячної радіації.
11. Чинник мутності.
12. Сумарна сонячна радіація.
13. Чинники, які впливають на величину прямої, розсіяної та сумарної сонячної радіації.
14. Зміна частки розсіяної радіації в сумарній протягом доби та залежно від географічної широти.
15. Альbedo різних ділянок земної поверхні.
16. Засвоєна радіація.

17. Географічний розподіл сумарної сонячної радіації.
18. Випромінювання земної поверхні та атмосфери. Ефективне випромінювання.
19. Вплив географічних чинників на величину ефективного випромінювання.
20. Радіаційний баланс земної поверхні.
21. Вплив географічних чинників на величину радіаційного балансу.
22. Географічний розподіл величин радіаційного балансу.

## 4. Тепловий режим земної поверхні та атмосфери

### 4.1. Тепловий баланс земної поверхні

Рівняння радіаційного балансу враховує взаємодію усіх потоків радіації на земній поверхні (мал. 3.6).

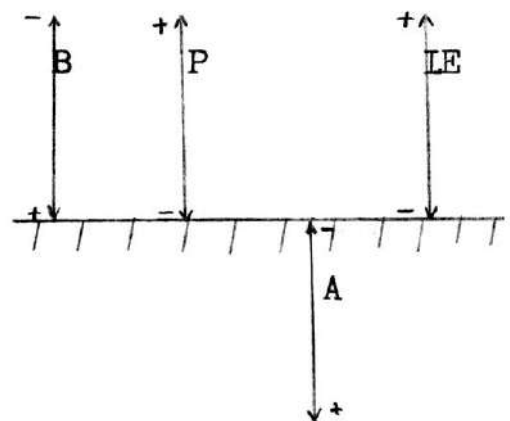
Земна поверхня засвоює основну частину сумарної радіації та зустрічне випромінювання атмосфери, тобто ця промениста енергія йде на нагрівання земної поверхні. Одночасно діяльна поверхня відбиває частину сонячної радіації та втрачає тепло шляхом власного випромінювання. Але верхній шар ґрунту й води одержують та втрачають тепло й за рахунок інших процесів.

Так, до земної поверхні надходить тепло від атмосфери шляхом теплопровідності, цим же шляхом земна поверхня передає його в атмосферу. Шляхом теплопровідності тепло передається від земної поверхні вглиб ґрунту та води, або навпаки, надходить з глибини до земної поверхні. Крім того, земна поверхня втрачає тепло, коли з її поверхні випаровується вода. У цьому випадку тепло перетворюється у прихований стан. Коли ж на земній поверхні відбувається конденсація водяної пари, то вона одержує звільнене тепло.

За будь-який проміжок часу ділянка земної поверхні втрачає рівно стільки тепла, скільки його одержує. Фізичні механізми теплообміну можна виразити за допомогою рівняння теплового балансу земної поверхні

$$B = LE + P + A, \text{ або } B + LE + P + A = 0,$$

де  $B$  – радіаційний баланс земної поверхні,  $P$  – теплообмін земної поверхні з атмосферою,  $LE$  – витрати тепла на випаровування або надходження при конденсації водяної пари на діяльній поверхні,  $L$  – питома теплота випаровування, яка дорівнює 2500 Дж/г або 2500 кДж/кг,  $E$  – маса води, що випаровувалась чи сконденсувалась,  $A$  – теплообмін земної поверхні з глибшими шарами ґрунту чи води. Із рівняння видно, що радіаційний баланс земної поверхні зрівноважується нерадіаційними потоками тепла, або іншими словами рівняння теплового балансу показує, куди витрачається тепло радіаційного балансу (мал. 4.1).



Мал. 4.1. Складові теплового балансу земної поверхні.

До рівняння теплового балансу можна додати ще й витрати тепла на танення снігу, тепло, що переноситься вглиб ґрунту разом з водою атмосферних опадів, біологічний теплообмін, що пов'язаний з перетворенням сонячної радіації на хімічну у процесі фотосинтезу і вилучення тепла при окисненні біомаси тощо. Але ці джерела теплообміну незначні, до того ж їх визначають із великими похибками, тому ними нехтують.

Усі члени рівняння теплового балансу можуть бути додатні і від'ємні. Умовно нерадіаційні потоки тепла вважають додатними, коли діяльна поверхня втрачає тепло і від'ємними, коли вона його одержує.

Найбільшою складовою теплового балансу є радіаційний баланс  $B$ , який протягом дня перевищує інші складові. Уночі від'ємний радіаційний баланс за абсолютною величиною незначний і компенсується надходженням тепла до діяльної поверхні з ґрунту й атмосфери. Удень додатний радіаційний баланс урівноважується сумою інших складових теплового балансу. Коли ми говоримо, що тепловий баланс земної поверхні дорівнює нулю, то це не означає, що температура земної поверхні не змінюється. Коли тепло надходить до земної поверхні зверху, то частина його проникає в глибші шари, але значна частина його залишається у верхньому шарі і він нагрівається. Навпаки, коли тепло передається через земну поверхню знизу вверх в атмосферу, то тепло залишає діяльну поверхню і температура її знижується.

Протягом літа значна частина тепла від діяльної поверхні проникає вглиб ґрунту і його температура підвищується. Протягом зими це тепло повертається з глибших шарів до діяльної поверхні. Оскільки земна поверхня в середньому за багато років не нагрівається і не охолоджується, то обмін теплом з нижніми шарами ґрунту за багаторічний період  $A$  дорівнює нулю і рівняння теплового балансу земної поверхні має вигляд

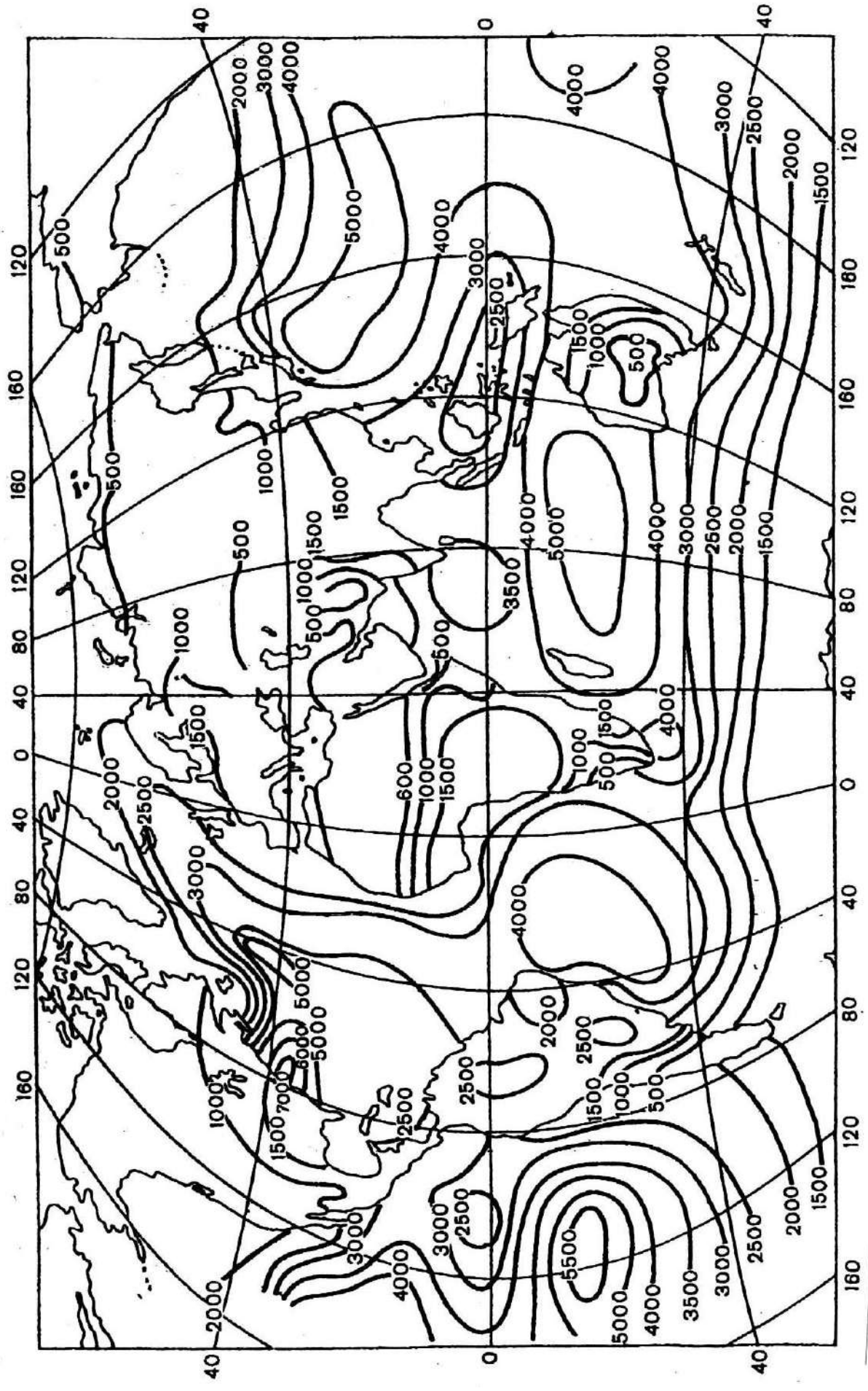
$$B = LE + P$$

В умовах пустелі, де випаровування наближається до нуля, рівняння теплового балансу підстильної поверхні має вигляд

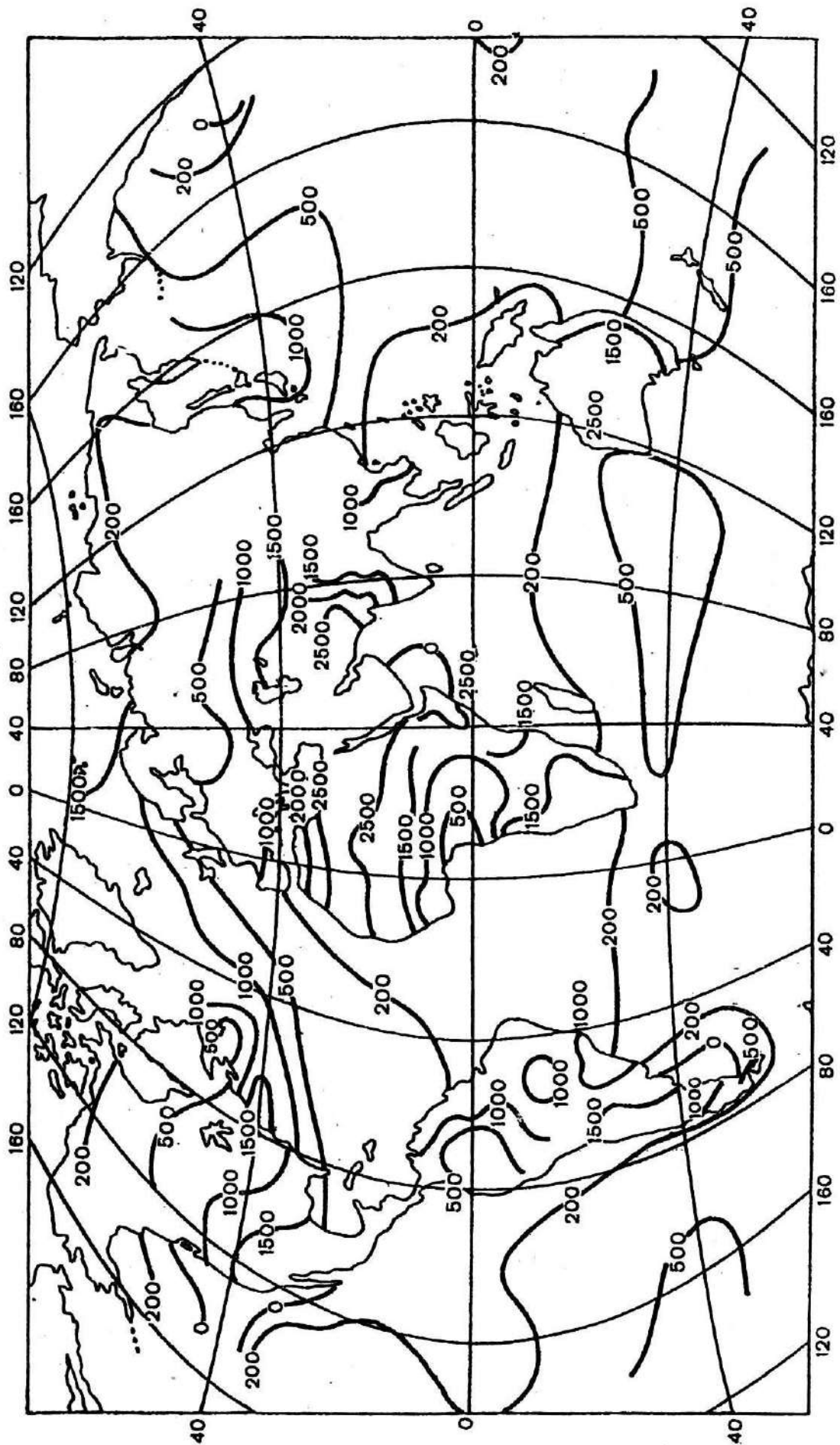
$$B = P$$

Зате в умовах океану в середині тропічних широт майже весь радіаційний баланс витрачається на випаровування води і рівняння теплового балансу має вигляд

$$B = LE$$



Мал. 4.2. Річні витрати тепла на випаровування вологи (МДж/м<sup>2</sup>)



Мал. 4.3. Річний турбулентний потік тепла від підстильної поверхні до атмосфери (МДж/м<sup>2</sup>)

Витрати тепла на випаровування води величезні (мал. 4.2.) . Найбільші витрати тепла на випаровування з океанів в зоні пасатів 5000-6000 МДж/м<sup>2</sup>, де дуже сухе повітря і великий радіаційний баланс. Тут за рік випаровується шар води товщиною 1,5-2,0 м і на це витрачається майже все тепло радіаційного балансу. У помірних широтах витрати тепла на випаровування різко зменшуються при збільшенні широти до 1500 МДж/м<sup>2</sup> на межі плаваючого льоду. Різко змінюються ці витрати над теплими і холодними течіями. Над теплою течією Гольфстрім поблизу узбережжя східної частини Америки на випаровування витрачається більше 8000 МДж/м<sup>2</sup>, тобто у два рази більше, ніж радіаційний баланс. Решта тепла переноситься теплими течіями з боку екватора. Висока температура води в теплих течіях у поєднанні з надходженням холодного і сухого повітря з континенту сприяє інтенсивному випаровуванню. Навпаки, над холодними течіями річні витрати тепла на випаровування різко зменшуються.

Над суходолом витрати тепла на випаровування також різко змінюються залежно від умов зволоження. Поблизу екватора вони перевищують 2500 МДж/м<sup>2</sup>, а в тропічних пустелях зменшуються до 450 МДж/м<sup>2</sup> і менше через відсутність води. Так само мало витрачається тепла на випаровування на північному узбережжі Євразії та Північної Америки де малий радіаційний баланс.

В середньому за рік земна поверхня тепліша, ніж повітря над нею. Тому турбулентний потік тепла спрямований від земної поверхні до атмосфери (мал. 4.3). Лише в Антарктиді та Гренландії атмосфера віддає тепло земній поверхні.

В середині тропічних широт над океанами щорічно турбулентний потік тепла в атмосферу менше 200 МДж/м<sup>2</sup> через малу різницю температури між водною поверхнею та атмосферою. Над холодними течіями він зменшується до нуля, а над Гольфстрімом досягає 1000-1500 МДж/м<sup>2</sup>.

На суходолі найбільше тепла земна поверхня віддає атмосфері в тропічних пустелях. В Сахарі цей потік перевищує 2500 МДж/м<sup>2</sup>. У вологих тропічних широтах і особливо у високих широтах турбулентний потік тепла до атмосфери значно менший.

#### **4.2. Нагрівання й охолодження ґрунту**

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

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

Термічний режим ґрунту залежить від його теплоємності та теплопровідності. Використовують питому та об'ємну теплоємність. Питома теплоємність

$C$  – це кількість тепла необхідна для нагрівання одиниці маси ґрунту на  $1^{\circ}C$ . Об'ємна теплоємність  $C_{об}$  – кількість тепла необхідна для нагрівання одиниці об'єму ґрунту на  $1^{\circ}C$ . Співвідношення між об'ємною та питомою теплоємністю виражається добутком

$$C_{об} = C \cdot \rho$$

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

Табл. 4.1. Теплофізичні характеристики ґрунту за різного зволоження

Ступінь зволоження ґрунту	Об'ємна теплоємність МДж/м <sup>3</sup> ·К	Коефіцієнт теплопровідності Вт/м·К	Температуро-провідність ґрунту, м <sup>2</sup> /с
Сухий	1,3397	0,2093	$0,0016 \cdot 10^{-4}$
Слабко зволожений	1,5907	0,4605	$0,0029 \cdot 10^{-4}$
Добре зволожений	1,9254	0,8375	$0,0043 \cdot 10^{-4}$
Мокрий	2,4283	1,4654	$0,0060 \cdot 10^{-4}$

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

Нагрівання й охолодження ґрунту обернено пропорційне його об'ємній теплоємності, а швидкість поширення тепла у глибину прямо пропорційна коефіцієнту теплопровідності. Часто замість коефіцієнта теплопровідності використовують коефіцієнт температуропроводності. Останній визначається як відношення коефіцієнта теплопровідності ґрунту до його об'ємної теплоємності

$$K = \lambda / C_{об}$$

Величина  $K$  показує, наскільки швидко вирівнюється температура вище- і нижче розташованих шарів ґрунту. Тобто коефіцієнт температуропровідності – це величина, яка характеризує швидкість зміни температури в тому чи іншому середовищі.

### 4.3. Добовий та річний хід температури поверхні ґрунту

Добовий хід або добові зміни температури поверхні ґрунту в середньому за багато років – це періодичні коливання з одним максимумом і одним мінімумом. Мінімальна температура поверхні ґрунту спостерігається в проміжку часу

між сходом Сонця і до півгодини після його сходу, коли радіаційний баланс поверхні ґрунту вже стає рівним нулю – витрати тепла з ґрунту ефективним випромінюванням уже урівноважується збільшенням надходження сумарної радіації. При поступовому зростанні висоти Сонця над обрієм і збільшенні радіаційного балансу температура поверхні ґрунту підвищується і досягає максимуму близько 13-14 години. Після цього температура починає знижуватись, хоч радіаційний баланс залишається ще великим. Однак у цей час різко збільшується турбулентне перемішування повітря й конвекція і різко збільшується потік тепла в атмосферу. Разом з витратами тепла на випаровування та потоком тепла в глибину ґрунту це призводить до зниження температури поверхні ґрунту. Це зниження триває до ранкового мінімуму.

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

Максимальна температура поверхні ґрунту в середньому вища, ніж температура повітря в метеорологічній будці. Це закономірно, оскільки вдень сонячна радіація спочатку нагріває ґрунт, а вже від нього нагрівається повітря. Мінімальна температура поверхні ґрунту, навпаки, нижча ніж у повітрі, бо насамперед вихолоджується ґрунт шляхом ефективного випромінювання, а вже від нього охолоджується повітря. На сніговій поверхні внутрішніх районів Антарктиди середня місячна температура становить  $-70^{\circ}\text{C}$ , а в липні 1983 р. на станції „Восток” була зафіксована температура  $-90,4^{\circ}\text{C}$ .

У теплий період року оголена поверхня ґрунту дуже нагрівається. Так, у Києві середня температура поверхні ґрунту в липні становить  $24^{\circ}$ . Це майже на  $5^{\circ}$  вище від температури повітря. В середині дня температура ґрунту досягає  $40-45^{\circ}\text{C}$ , а в окремі сонячні дні перевищує  $60^{\circ}\text{C}$ . В Одесі серед сухої рідкої трави на поверхні ґрунту зафіксована температура  $74^{\circ}\text{C}$ , а на оголеній поверхні  $62^{\circ}\text{C}$ . Причина цієї різниці полягає в тому, що рідка суха трава не перешкоджає проникненню сонячних променів до ґрунту, але перешкоджає вентиляції приземного шару повітря. В тропічних пустелях поверхня ґрунту може нагріватись до  $80^{\circ}\text{C}$ .

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

1. Пору року. Улітку амплітуди найбільші, взимку – найменші. У Києві літні амплітуди досягають  $30^{\circ}\text{C}$ , а середні зимові  $5-10^{\circ}\text{C}$ .
2. Широта місця. Добова амплітуда діяльної поверхні залежить головним чином від висоти Сонця, яка зменшується зі збільшенням широти. Тому найбільші амплітуди спостерігаються в тропічних пустелях, де вдень велика сумарна радіація, а в ночі велике ефективне випромінювання призводить до сильного вихолодження поверхні ґрунту. Найменші амплітуди спостерігаються в полярних широтах.
3. Хмарність. За хмарної погоди амплітуда температури поверхні ґрунту менша, ніж за ясної. Хмари вдень не пропускають пряму сонячну радіа-



цію, а вночі суттєво зменшують ефективне випромінювання. За ясної погоди спостерігається велика сумарна радіація вдень і велике ефективне випромінювання вночі.

4. Колір ґрунту. Амплітуда зміни температури поверхні темних ґрунтів більша, ніж світлих, оскільки поглинальна і випромінююча здатності темних поверхонь більші, ніж світлих.
5. Теплоємність та теплопровідність ґрунту. Чим більша теплоємність ґрунту, тим він менше нагрівається вдень і охолоджується вночі, тобто тим менша амплітуда коливання його температури. Такий же характер залежності амплітуди від теплопровідності ґрунту. Так, торф'яністі ґрунти мають дуже малу теплопровідність і тому амплітуда температури їх поверхні досягає найбільших значень.
6. Рослинний покрив. Рослинний покрив зменшує амплітуду добового коливання температури поверхні ґрунту, оскільки він перешкоджає нагріванню його сонячними променями вдень і захищає від сильного випромінювання вночі. Нічне випромінювання відбувається з поверхні самих рослин, які й будуть вихолоджуватись, до того ж частина їхнього випромінювання буде спрямована до ґрунту. Тому ґрунт під рослинами вночі зберігає вищу температуру. Амплітуда буде зменшуватись переважно за рахунок значного зменшення максимальної температури вдень.
7. Сніговий покрив. Сніговий покрив захищає ґрунт від надмірної втрати тепла, оскільки завдяки малій теплопровідності, захищає його від проникнення до ґрунту низьких температур. Поверхня самого снігу вночі дуже охолоджується внаслідок великої випромінювальної здатності. За товщини снігового покриву 40-50 см температура поверхні ґрунту під ним на 6-7<sup>0</sup>С вища за температуру поверхні самого снігу. Ґрунт під таким снігом промерзає до 40 см, а без снігу – до глибини більше 100 см.
8. Експозиція схилів. Південні схили хребтів та пагорбів нагріваються більше, ніж північні, оскільки сонячні промені зустрічаються з південним схилом під більшим кутом. Західні схили в умовах вологого клімату нагріваються більше за східні. Це пояснюється тим, що вранці, коли східні схили отримують найбільше тепла, значна його частина витрачається на випаровування роси. Західні ж схили нагріваються Сонцем у другій половині дня, коли поверхня ґрунту уже суха.

Зміни температури поверхні ґрунту протягом року називають річним ходом температури або річною зміною. Річну зміну температури визначають за середньомісячними її величинами. У північній півкулі максимальні середньомісячні температури поверхні ґрунту спостерігаються у липні-серпні, а мінімальні – у січні-лютому. Різниця між найбільшою і найменшою середньомісячними температурами протягом року називаються амплітудою річного ходу або річної зміни температури. В основному вона залежить від широти місцевості. Поблизу екватора річна амплітуда становить близько 3<sup>0</sup>С, у Києві вона досягає 30<sup>0</sup>С, а в полярних широтах у глибині материка може перевищувати 70<sup>0</sup>С.

#### 4.4 Розповсюдження тепла у глибину ґрунту

Добові та річні коливання температури поверхні ґрунту поступово розповсюджуються у глибші його шари. До розповсюдження тепла у ґрунті застосовується загальна теорія молекулярної теплопровідності, що була розроблена Фур'є, тому закони поширення тепла у ґрунті називаються законами Фур'є. Спостереження підтверджують, що фактичне розповсюдження тепла у ґрунті досить близько відповідає цими законами.

1. Період коливання температури не змінюється з глибиною незалежно від типу ґрунту. Це означає, що не лише на поверхні ґрунту, але й на глибинах залишається добова зміна з періодом 24 год. і річна з періодом 12 місяців, тобто інтервал часу між двома послідовними мінімумами і максимумами в середньому той самий.

2. Збільшення глибини в арифметичній прогресії супроводиться зменшенням амплітуди в геометричній прогресії. Так, якщо на поверхні ґрунту добова амплітуда дорівнює  $16^{\circ}\text{C}$ , то на глибині 20 см вона становить  $4^{\circ}\text{C}$ , на глибині 40 см –  $1^{\circ}\text{C}$ , на глибині 60 см –  $0,25^{\circ}\text{C}$ . На деякій глибині добова амплітуда зменшується до  $0^{\circ}\text{C}$ , тобто коливання температури припиняється. Шар ґрунту, в якому температура залишається постійною протягом доби, називається шаром постійної добової температури. Цей шар ґрунту розташований на глибині близько 70-100 см. Лише у сухому торф'яному ґрунті, де дуже малий коефіцієнт теплопровідності, добові коливання температури проникають лише до глибини 25 см.

Амплітуда річного коливання температури поступово зменшується з глибиною за тим самим законом. Але річні коливання розповсюджуються до більшої глибини. Амплітуда річного коливання температури ґрунту зменшується до нуля на глибині близько 30 м у полярних широтах, близько 15-20 м у помірних широтах і близько 10 м у тропіках. Шар ґрунту, в якому температура не змінюється протягом року, називається шаром постійної річної температури.

3. За третім законом Фур'є строки настання максимальних і мінімальних температур протягом доби і протягом року запізнюються з глибиною прямо пропорційно їй. Добові максимуми і мінімуми запізнюються на кожні 10 см на 2,5 – 3,5 години, а річні – на кожен метр глибини на 20-30 днів. Так, коли мінімальна температура на поверхні ґрунту буде о  $6^{00}$ , а максимальна о  $13^{00}$ , то на глибині 10 см мінімум буде о  $9^{00}$ , а максимум о  $16^{00}$ . Якщо річний мінімум на поверхні спостерігається в січні, а максимум у липні, то на глибині 2 м мінімум буде у березні, а максимум у вересні.

4. Глибини шарів постійної добової та річної температури відносяться між собою як квадратні корені з періодів коливання

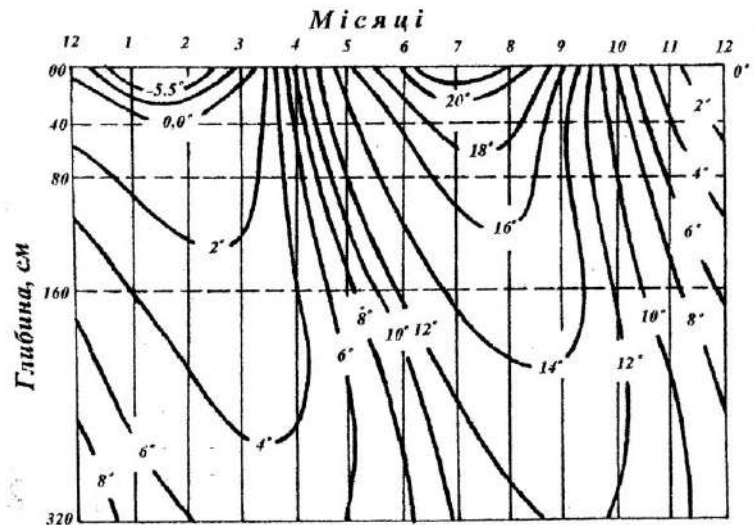
$$\lambda_1/\lambda_2 = \sqrt{T_1/T_2} = \sqrt{1/365} = 1/19$$

тобто глибина, на якій затухають річні коливання температури в середньому в 19 разів більша, ніж глибина затухання добових коливань температури.

Неоднорідність складу та структури ґрунту вносять деякі ускладнення в розподіл температури. Крім того, тепло проникає в ґрунт разом з водою атмосферних опадів, а це не підкоряється законам молекулярної теплопровідності.

Розподіл температури ґрунту на різних глибинах протягом доби чи року в даному місці можна зобразити за допомогою графіка термоізоплет (мал. 4.4).

На осі абсцис наносять час, коли мова йде про добовий хід температури, або місяці, коли мова йде про річний хід температури, на осі ординат - глибина. На графік наносять середні значення температури на різних глибинах кожної години чи місяця. Інтерполюючи, плавними лініями з'єднуються точки з однаковою температурою, одержують термоізоплети.



Мал. 4.4. Термоізоплети річного ходу температури ґрунту в Києві.

#### 4.5. Промерзання ґрунту. Вічна 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  $0^{\circ}\text{C}$ . 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.

У високих широтах є райони, де ґрунт залишається мерзлим протягом багатьох років, тобто не тоне влітку. Це шари багаторічної, або вічної мерзлоти. Вічна мерзлота поширена там, де середня річна температура повітря –  $2^{\circ}\text{C}$  і нижча. Тут верхні шари земної поверхні перебувають постійно у мерзлому

стані і інколи містять прошарки майже чистого льоду. Над ними є діяльний шар, що тане влітку на невелику глибину, яка залежить від клімату, і замерзає взимку. У зоні тундри під мохами і лишайниками ґрунт тане всього на кілька десятків сантиметрів, у зоні тайги талий шар може досягати кількох метрів. Під шаром мерзлоти температура вище  $0^{\circ}\text{C}$ , завдяки внутрішньому теплу Землі.

Багаторічною мерзлотою зайнято понад 21млн. км<sup>2</sup>, що становить 11 % площі суходолу. Найбільші масиви її є в Росії – близько 11 млн. км<sup>2</sup> (більше половини території країни), на Алясці та в Канаді. У Південній Америці мерзлота займає близько 1 млн. км<sup>2</sup>.

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  $-10^{\circ}\text{C}$ , 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  $180^{\circ}\text{C}$ .

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. Особливості нагрівання і охолодження водою**

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

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

Крім того, вночі та в холодний період року, до турбулентного перемішування приєднується ще й термічна конвекція. Охолоджена на поверхні вода через збільшення її густини опускається вниз, а її місце займає відносно тепла вода, що підіймається з глибших шарів. Термічна конвекція припиняється, коли температура усіх шарів води знижується до 4<sup>0</sup>С, оскільки за такої температури густина прісної води найбільша.

2. Помітну роль у відмінах термічного режиму суходолу й води відіграє різна теплоємність. Теплоємність води у 3-4 рази більша за теплоємність ґрунту. Звідси слідує, що для підвищення температури ґрунту на 1<sup>0</sup> С потрібно у 3-4 рази менше тепла, ніж для води. Тому в однакових умовах опромінення ґрунт тепліший. Навпаки, для охолодження на 1<sup>0</sup> С вода повинна витратити тепла у 3-4 рази більше, ніж ґрунт.

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

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

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

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

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

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

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

Отже тепло, яке надходить вдень і влітку на поверхню води, поширюється до значної глибини і нагріває велику масу води. Температура верхнього шару і самої поверхні води при цьому підвищується мало. У ґрунті тепло накопи-

чується у тонкому верхньому шарі, який дуже нагрівається. Вночі та зимою вода втрачає тепло з поверхні, але замість нього надходить тепло із нижніх шарів. Тому температура поверхні води знижується мало. Температура поверхні ґрунту значно знижується, оскільки тепло з тонкого поверхневого шару ґрунту втрачається швидко без достатньої компенсації знизу. Тому вдень і влітку температура поверхні ґрунту вища, ніж температура водної поверхні, а вночі та взимку нижча. Це означає, що добові та річні коливання температури поверхні ґрунту значно більші, ніж поверхні води.

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

#### **4.7. Шляхи теплообміну земної поверхні з атмосферою**

Атмосфера мало засвоює сонячної радіації, отже і мало нагрівається Сонцем. Засвоєне тепло може підвищувати температуру повітря протягом дня на  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Основним джерелом тепла для нижніх шарів атмосфери є земна поверхня. Удень діяльна поверхня засвоює сонячну радіацію і нагрівається, а від неї нагрівається і повітря. Уночі земна поверхня втрачає тепло і стає холоднішою за повітря. У цьому випадку повітря віддає тепло земній поверхні і охолоджується. Тепло між діяльною поверхнею і атмосферою, а також у самій атмосфері передається різними шляхами.

*Радіаційний теплообмін.* Земна поверхня випромінює довгохвильову радіацію, яку майже повністю засвоює атмосфера. Одночасно атмосфера у свою чергу випромінює довгохвильову радіацію у тому числі і в напрямку до Землі, яку й засвоює земна поверхня. Цей механізм теплообміну діє цілодобово. Земля випромінює радіації більше, ніж одержує від атмосфери. Уночі, коли відсутня сонячна радіація, радіаційний баланс від'ємний і земна поверхня охолоджується.

*Молекулярна теплопровідність.* Повітря, що прилягає безпосередньо до діяльної поверхні, обмінюється з нею теплом, шляхом молекулярної теплопровідності. Оскільки коефіцієнт теплопровідності малий, то і потік тепла незначний. Це неефективний шлях обміну теплом. Зрозуміло, що потік тепла буде завжди спрямований від теплішого тіла до холоднішого.

*Турбулентне перемішування.* Повітря в атмосфері постійно рухається. Воно рухається нерівномірно, хаотично. У потоці повітря виникають вихори різного розміру з вертикальною та горизонтальною віссю. Такий рух повітря, за пропозицією англійського фізика А. Томпсона називають турбулентним, а процес – турбулентним перемішуванням, або турбулентністю, на відміну від рівномірного або ламінарного руху. Чим більша швидкість вітру та шорсткість або нерівність земної поверхні, тим більша турбулентність. У результаті турбулентності відбувається постійний обмін масами повітря між сусідніми шарами, що

розташовані один над одним. Іншими словами, якийсь об'єм повітря, що перебуває на одній висоті, в наступний момент уже виявився на іншій висоті. Наслідком такого обміну є вирівнювання властивостей повітря у в вертикальному напрямку, оскільки разом з повітрям переноситься і тепло і волога, що є в цьому об'ємі. Турбулентний теплообмін між землею поверхнею і атмосферою в 100 разів інтенсивніший від молекулярної теплопровідності. В процесі перемішування повітря тепло швидко передається з одних шарів атмосфери в інші.

Турбулентне перемішування повітря збільшує потік тепла від земної поверхні в атмосферу і навпаки. Коли повітря вихолоджується від земної поверхні, то турбулентні рухи переносять до поверхні тепле повітря з вищих шарів. Це підтримує різницю температури між повітрям і поверхнею і потік тепла з повітря до поверхні. При цьому повітря безпосередньо поблизу поверхні земні буде охолоджуватись мало, але охолодження передаватиметься на значний шар атмосфери. У результаті земна поверхня втратить тепла більше, ніж було б це без турбулентності.

*Теплова конвекція.* Тепловою конвекцією називають упорядковане перенесення окремих об'ємів повітря у вертикальному напрямку, що виникає під впливом сильного перегріву приземного шару повітря. Спочатку теплова конвекція виникає як рух окремих невеликих об'ємів, вихорів, які поступово зливаються, формуючи інтенсивний висхідний потік, що супроводжується компенсуючими його низхідними рухами над суміжними ділянками. Разом із порціями повітря переноситься тепло від перегрітих шарів атмосфери до холодніших. Над морем теплова конвекція виникає у випадку, коли водна поверхня тепліша за прилеглі шари атмосфери. На водоймах це має місце у холодну частину року та в нічні години. За сприятливих умов конвекція може охоплювати всю товщу тропосфери.

*Випаровування вологи з поверхні діяльного шару і наступна конденсація (сублімація) водяної пари в атмосфері.*

На випаровування води з поверхні витрачається 2500 кДж/кг тепла. Водяна пара разом із повітрям шляхом турбулентності або теплової конвекції переноситься в атмосферу на значну висоту. У подальшому водяна пара конденсується і виділяється тепло, що йде на нагрівання навколишнього повітря. Вночі водяна пара може конденсуватись на земній поверхні і таким чином поверхня отримує звільнене тепло.

Усі перелічені процеси обміну теплом між діяльною поверхнею та атмосферою мають різний вплив на зміну температури. Домінуюча роль в обміні теплом належить турбулентності, тепловій конвекції та фазовим перетворенням води.

#### **4.8. Добовий хід температури повітря**

Характер розподілу та зміни температури повітря називається тепловим режимом атмосфери. Оскільки тепловий режим атмосфери визначається головним чином теплообміном з діяльною поверхнею, то температура повітря в добовому ході змінюється за температурою земної поверхні. Амплітуда добової

зміни температури на висоті два метри менша на одну третину, ніж на поверхні ґрунту.

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

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

Найчіткіший добовий хід температури повітря проявляється в середньому за багаторічний період. У цьому випадку неперіодичні зміни температури повітря, які більш-менш рівномірно розподіляються на всі години доби, взаємно зрівноважуються. Унаслідок цього багаторічна крива добового ходу має простий вигляд, близький до синусоїдного.

Добовий хід температури повітря характеризують її амплітудою, тобто різницею між максимальною та мінімальною температурою. Величина добової амплітуди температури залежить від багатьох факторів. Насамперед вона визначається добовою амплітудою температури діяльної поверхні і чим більша амплітуда температури поверхні ґрунту, тим більша вона і в повітря. Але добова амплітуда поверхні ґрунту в основному залежить від хмарності. Тому й добова амплітуда температури повітря тісно пов'язана із хмарністю: за ясної погоди вона значно більша, ніж за хмарної. Вона також залежить від: а) широти місцевості – з її збільшенням амплітуда зменшується, найбільші добові амплітуди спостерігаються в субтропічних широтах; б) пори року – найбільші амплітуди в помірних широтах спостерігаються влітку (липень), найменші – взимку (січень); в) характеру земної поверхні – над морями добова амплітуда становить 1-2<sup>0</sup>С, в середині материків вона досягає 15-20<sup>0</sup>С, а в пустелях 30<sup>0</sup>С; г) рельєфу місцевості – на увігнутих формах рельєфу (в долинах) добова амплітуда температури повітря більша у порівнянні з рівнинами, а на вигнутих формах рельєфу (на вершинах гір та пагорбів) – менша (закон Воєйкова). Увігнуті форми рельєфу мають більшу площу контакту з повітрям, тут менша вентиляція повітря, воно тут застоюється і вдень перегрівается, а вночі охолоджене на схилах повітря стікає у долини і продовжує тут охолоджуватись. На вигнутих



формах рельєфу вплив діяльної поверхні менший унаслідок меншої площі контакту з повітрям та швидкою зміною все нових об'ємів повітря, що надходять до схилів. Ці нові порції повітря не встигають охолонути; д) відстань від земної поверхні – у ґрунті і в товщі води нагрівання і охолодження передаються від поверхні вглиб, а в повітрі – вверх. Отже, добові коливання температури спостерігаються не лише поблизу земної поверхні, а й на деякій висоті. При цьому, так як і в ґрунті та у воді добові коливання температури з глибиною зменшуються і запізнюються, в атмосфері при віддаленні від земної поверхні амплітуда зменшується і запізнюється. Так, на висоті 300 м над суходолом амплітуда добового ходу температури становить близько 50 % від амплітуди поблизу земної поверхні, а мінімуми та максимуми настають на 1,5-2 години пізніше. На висоті 1 км добова амплітуда зменшується до  $1-2^{\circ}\text{C}$ , на висоті 2 – 5 км  $0,5-1^{\circ}\text{C}$ , а денний максимум зміщується на вечір.

Невеликі добові зміни температури повітря спостерігаються у верхній тропосфері і нижній стратосфері. Але тут вони не залежать від земної поверхні, а визначаються процесами засвоєння та випромінювання радіації повітрям.

#### **4.9. 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  $10-20^{\circ}\text{C}$ . Тому добовий хід температури добре проявляється лише в окремі дні стійкої малохмарної антициклональної погоди. Неперіодичні 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  $30^{\circ}\text{C}$  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 міждодової 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. Міждодова зміна температури тим більша, чим частіші і більші неперіодичні зміни температури бувають у цій місцевості.

Найменші міждодові зміни температури спостерігаються в тропічних широтах. При зростанні географічної широти вони збільшуються. Особливо великі міждодові зміни температури спостерігаються на півночі Західного Сибіру, на Печорі, в середині Північної Америки. Тут в середньому за рік вона досягає  $3,5^{\circ}\text{C}$ , а взимку становить  $5-6^{\circ}\text{C}$ . У Східній Європі вона складає близько  $2,5^{\circ}\text{C}$ , у Західній Європі близько  $2^{\circ}\text{C}$ , а в південній Європі навіть менше  $1,5^{\circ}\text{C}$ . Звичайно, в окремих випадках в середніх широтах міждодова зміна температури може досягати  $30-35^{\circ}\text{C}$ .

#### 4.10. Приморозки

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

Приморозки спостерігаються в перехідні сезони року – весною і восени, а на півночі вони бувають і влітку. Весняні та осінні приморозки у помірній зоні бувають щороку, або іншими словами це нормальне кліматичне явище, а не виняток. Інша справа, що вони наносять великої шкоди лише у ті роки, коли значне зниження температури буває досить пізньої весни або ранньої осені, коли рослини активно вегетують.

Залежно від процесів, які сприяють виникненню приморозків, їх поділяють на три типи: адвективні, радіаційні та адвективно-радіаційні бо змішані.

*Адвективні приморозки* виникають в результаті адвекції холодного повітря. Температура цього повітря вдень в приземному шарі, як правило, вища за нуль, а вночі в добовому ході опускається нижче нуля. Виникають ранньої весни та пізньої осені при загальному низькому рівні температур, охоплюють великі площі, мало залежать від місцевих умов, бувають і при хмарній вітряній погоді. При додатковому радіаційному вихолодженні нічні зниження температури можуть досягати  $-7 -10^{\circ}\text{C}$ . Найчастіше вони спостерігаються протягом 3-4 днів підряд.

*Радіаційні приморозки* виникають при радіаційному вихолодженні ґрунту та прилегло до земної поверхні повітря в результаті добового ходу температури при відносно низьких середньодобових температурах. Рівень середньодобових температур, при яких ще спостерігаються приморозки цього типу, залежить від кліматичних умов місцевості. У приморських районах вони закінчуються при середньодобових температурах  $5-6^{\circ}\text{C}$ , а в замкнених долинах в умовах континентального клімату при  $14-15^{\circ}\text{C}$ .

Радіаційним приморозкам сприяє тиха безхмарна погода вночі, яка спостерігається в областях підвищеного атмосферного тиску – в антициклонах,

гребенях. Хмарність зменшує ефективне випромінювання земної поверхні і це зменшує ймовірність приморозку. Вітер так само перешкоджає виникненню радіаційних приморозків, оскільки він посилює турбулентне перемішування повітря, що збільшує надходження тепла від вищих шарів до ґрунту. При малій швидкості вітру або його відсутності повітря не перемішується і при радіаційних приморозках утворюються великі приземні інверсії температури. Температура повітря в метеорологічній будці в середньому на  $2,5-3^{\circ}\text{C}$ , а в континентальному кліматі в Сибіру та Казахстані на  $4-4,5^{\circ}\text{C}$  вища, ніж на земній поверхні чи на траві. Виникають радіаційні приморозки ранньої весни та пізньої осені і температура також може бути дуже низькою.

*Адвективно-радіаційні або змішані приморозки* утворюються в результаті вторгнення холодного арктичного повітря з температурою вище  $0^{\circ}\text{C}$  і наступного його охолодження за рахунок нічного ефективного випромінювання при проясненнях. Зниження температури при цьому типі приморозків рідко перевищує  $-2-3^{\circ}\text{C}$  і часто буває лише в приземному шарі при позитивній температурі в метеорологічній будці. Приморозки цього типу спостерігаються при досить високому рівні середньодобових температур (навіть вище  $15^{\circ}\text{C}$ ) в кінці весни, ранньої осені, а на півночі навіть влітку. Вони можуть спостерігатись 1-2 ночі підряд з від'ємною температурою протягом 3-4 годин перед сходом Сонця. Приморозки цього типу найнебезпечніші, оскільки спостерігаються в період активної вегетації сільськогосподарських культур.

При радіаційних та адвективно-радіаційних приморозках велику роль відіграють мікрокліматичні умови місцевості. Вони частіше спостерігаються в різних долинах, куди стікає холодне повітря з височин і пагорбів. Тут воно продовжує вихолоджуватись за рахунок ефективного випромінювання і тому спостерігається найнижча температура повітря. Взагалі в долинах, особливо замкнених, на полянах безморозний період коротший на 15-40 днів, ніж на рівному відкритому місці. Навпаки, на вершинах пагорбів, у містах, у долинах великих річок, на берегах моря та на островах у морі безморозний період на 15-35 днів довший, ніж на відкритому рівному просторі.

Приморозки на поверхні ґрунту в Україні весною закінчуються в середньому на 12 днів пізніше, а восени починаються на 9 днів раніше, ніж у повітрі.

Приморозки завдають великої шкоди сільськогосподарському виробництву, вражаючи сади, городи, виноградники. Вони протягом кількох годин можуть повністю знищити врожай на великих площах. Зараз державна гідрометеорологічна служба завчасно досить точно інформує населення та керівні органи влади про можливість виникнення приморозків найближчим часом.

Для зменшення негативного впливу приморозків людство уже давно вживає цілий арсенал заходів залежно від можливостей господарства. Усі вони пов'язані з великими матеріальними витратами, тому захищають лише найцінніші культури. Як правило, захищають лише сади, виноградники та овочеві культури. В основі більшості методів захисту рослин лежить затримка подальшого зниження температури або навіть її підвищення.

Створення димової завіси. Метод використовувався ще до нашої ери римлянами та жителями Перу. Раніше існувала думка, що температура підвищу-

ється в результаті зниження ефективного випромінювання з поверхні ґрунту під завісою диму. Але дослідження показали, що різниця між ефективним випромінюванням на території з димом і без нього дуже мала і не має практичного значення. Головним є виділення тепла при спалюванні різних підручних матеріалів. Димова завіса вранці при сході Сонця захищає рослини від прямої дії сонячних променів, що сприяє поступовому таненню льоду, який утворився в рослинах. Тому вночі потрібно спалювати матеріали, які дають більше тепла, а ще 30-60 хв. після сходу Сонця спалюють ті матеріали, які дають більше диму (солома, торф, листя, хвоя тощо).

Крім того, при горінні у повітря надходить водяна пара та гігроскопічні частинки, які сприяють конденсації водяної пари і при цьому виділяється тепло. При спалюванні димових куп у кількості 1 т на 1 га протягом 1 год. при швидкості вітру 1 м/с температура приземного шару підвищується на  $0,5-0,8^{\circ}\text{C}$ , а при меншому вітрі на  $1 - 1,5^{\circ}\text{C}$ . Димова завіса не захищає рослини при інтенсивних приморозках, при вітрі 3-4 м/с, а також в умовах, коли холодне повітря підтікає під димову завісу із сусідніх схилів. Можна використовувати також димові шашки.

Відкрите нагрівання повітря за рахунок тепла, яке виділяється при згорянні різних матеріалів у спеціальних грілках (грубках). Якщо на площі 1 га розмістити 500 грілок, то при вітрі 1 м/с температура повітря може підвищитись на  $2,5^{\circ}\text{C}$ . Метод дуже дорогий, може себе виправдати в субтропіках при захисті цитрусових культур.

Зрошення. Використовується в районі дії зрошувальних систем. Краще зволожити територію за кілька днів до появи приморозків, оскільки збагачене водою повітря менше охолоджується. Особливо ефективно дощування в садах і виноградниках, коли у повітрі розпилюють воду. Дрібні крапельки, що плавають у повітрі, значно зменшують ефективне випромінювання. Крім того, якщо на рослинах вода замерзає, то шар льоду захищає рослини від подальшого зниження температури.

Укриття рослин плівками та іншими матеріалами. Сходи теплолюбних рослин можна присипати землею, при чому в подальшому їх не потрібно розгрібати, вони вдруге проростуть крізь цей шар землі.

Розмноження рослин розсадою. Теплолюбні рослини вирощують у теплицях та парниках, а після закінчення морозонебезпечного періоду їх висаджують у відкритий ґрунт. Це дуже давній та ефективний метод.

Вибір місця. Ми вже говорили про те, що у зниженнях рельєфу найбільша ймовірність приморозків і найбільша їх інтенсивність. У кожному селі із досвіду відомо, що в якійсь там „Панасовій балці” рослини пошкоджуються найчастіше, тому там не місце саду чи іншим теплолюбивим культурам.

#### **4.11. Річні зміни температури повітря**

Температура повітря в кожному місці змінюється протягом року разом із зміною сонячної радіації. Ці зміни досить плавні. Температура повітря підвищується від січня або лютого до липня або серпня, а далі знову знижується. Різниця між середніми місячними температурами найтеплішого і найхолоднішого

місяців називається річною амплітудою температури повітря (Київ, липень  $19,6^{\circ}\text{C}$ , січень –  $5,9^{\circ}\text{C}$ , амплітуда  $25,5^{\circ}\text{C}$ ).

Річна амплітуда температури повітря збільшується із збільшенням географічної широти. В районі екватора надходження сонячної радіації протягом року змінюється мало. При збільшенні широти місцевості різниця між літніми і зимовими величинами радіації збільшується, і разом з цим збільшується і річна амплітуда температури повітря. Над океаном, на відстані від берегів, ця широтна зміна річної амплітуди невелика. Так, над центром південної частини Тихого океану річна амплітуда між  $20^{\circ}$  і  $60^{\circ}$  пд. ш. збільшується від  $3$  до  $5^{\circ}\text{C}$ . Над вузькою північною частиною Тихого океану, де відчутнішим є вплив сусідніх материків, амплітуда від  $20^{\circ}$  до  $60^{\circ}$  пн. ш. збільшується від  $3$  до  $15^{\circ}\text{C}$  (мал. 4.5).

Річні амплітуди температури повітря над суходолом значно більші, ніж над водною поверхнею. Навіть над невеликими масивами материків південної півкулі вони перевищують  $15^{\circ}\text{C}$ , в Сахарі більше  $20^{\circ}\text{C}$ , а північніше  $60^{\circ}$  пн. ш. в Канаді більше  $45^{\circ}\text{C}$ , а в Якутії більше  $60^{\circ}\text{C}$ .

Амплітуда річної зміни температури повітря залежить не лише від характеру земної поверхні чи відстані даного місця від берегової лінії, але й від повторюваності в даному місці морського та континентального повітря, тобто умов загальної циркуляції атмосфери. За величиною річної амплітуди та часом настання екстремальних температур виділяють чотири типи річного ходу температури повітря в різних географічних зонах.

1. Екваторіальний тип. Виділяється, хоч і не завжди чітко, два максимуми після весняного і осіннього рівнодення та два мінімуми – після зимового та літнього сонцестояння. Річні амплітуди невеликі, оскільки й сонячна радіація протягом року змінюється дуже мало, а час найменшого надходження радіації збігається з найбільшою хмарністю та опадами. Усередині материків річна амплітуда не більше  $5^{\circ}\text{C}$ , на узбережжях – менше  $3^{\circ}\text{C}$ , над океанами – до  $1^{\circ}\text{C}$  (табл. 4.2).

2. Тропічний тип. Спостерігається один максимум і один мінімум, в основному після найвищого і найнижчого положення Сонця. Амплітуда більша, ніж в екваторіальному типі – над суходолом до  $15^{\circ}\text{C}$ , на узбережжі близько  $5^{\circ}\text{C}$ . Вона збільшується з віддаленням від екватора, оскільки у тропічній зоні різниця між надходженням сонячного тепла влітку та взимку значно більша. У мусонних областях річний максимум температури зміщується на весну, тобто спостерігається перед початком літнього мусону, який спричиняє деяке зниження температури повітря.

3. Тип помірного поясу. Усе закономірно – мінімальна температура спостерігається після зимового сонцестояння, а максимальна – після літнього. У морському кліматі вони змінюються порівняно з континентальним. У північній півкулі на суходолі мінімальна температура спостерігається в січні, а над океаном – у лютому, або навіть у березні, максимальна – над суходолом у липні, а над океаном у серпні або навіть у вересні. Це легко пояснити відмінностями нагрівання й охолодження цих поверхонь.



Мал. 4.5. Середні річні амплітуди температури повітря (°C)

В континентальному кліматі помірною поясу особливо холодна зима, а літо досить спекотне. Тут же перехідні сезони року досить тривалі і набувають самостійного характеру. У морському кліматі весна холодніша за осінь, а в континентальному – тепліша. Особливо теплі весни в районах з дуже тонким сніговим покривом, що тане рано і не заважає нагріванню ґрунту. Це характерно для степів Казахстану, Монголії, Туранської низовини. Однак, у континентальному кліматі, де сніговий покрив достатньої товщини, на його танення витрачається багато тепла, тому весна, як і в морському кліматі холодніша за осінь. Річні амплітуди температури повітря навіть у морському кліматі помірних широт досягають 10-15<sup>0</sup> С, у континентальному – 25-45<sup>0</sup> С, а в Північно-східній Азії 60<sup>0</sup> С.

Таблиця 4.2 Середні місячні температури повітря у різних поясах Земної кулі.

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік	Амплітуда
Екваторіальний тип													
<i>Джакарта (Ява, 6,2<sup>0</sup> пд. ш., 106,8<sup>0</sup> сх. д.)</i>													
25,8	25,8	26,2	26,7	26,8	26,5	26,3	26,5	26,8	26,8	26,5	26,1	26,4	1,0
<i>Монгала (Судан, 5,2<sup>0</sup> пн. ш., 31,8<sup>0</sup> сх. д.)</i>													
27,2	27,8	28,5	27,2	26,1	25,4	24,3	24,4	25,1	25,7	25,7	26,4	26,2	4,2
Тропічний тип													
<i>Гонолулу (Гавайські острови, 21,3<sup>0</sup> пн. ш., 157,9<sup>0</sup> зх. Д.)</i>													
22	22	22	23	24	25	25	26	26	25	24	23	24	4,0
<i>Аліс-Спрингс (Австралія, 23,6<sup>0</sup> пд. ш., 133,6<sup>0</sup> сх. д.)</i>													
28	28	24	20	15	12	12	14	18	23	26	27	21	16
<i>Нагпур (Індія, 21,1<sup>0</sup> пн. ш., 79,1<sup>0</sup> сх. д.)</i>													
22	24	28	33	35	32	28	27	28	27	23	21	27	14
Тип помірною поясу													
<i>Монтевідео (Уругвай, 34,9<sup>0</sup> пд. ш., 56,2<sup>0</sup> зх. д.)</i>													
23	22	20	17	14	11	10	11	13	15	18	21	16	13
<i>Багдад (Ірак, 33,3<sup>0</sup> пн. ш., 44,4<sup>0</sup> сх. д.)</i>													
9	12	16	22	28	32	35	35	32	25	18	11	23	26
<i>Лондон (51,5<sup>0</sup> пн. ш., 0,0<sup>0</sup> сх. д.)</i>													
5	5	6	8	12	15	17	16	14	10	6	5	10	12
<i>Київ (50,5<sup>0</sup> пн. ш., 30,5<sup>0</sup> сх. д.)</i>													
-6	-5	-0	8	15	18	20	19	14	8	1	-3	7	26
<i>Архангельськ (64,6<sup>0</sup> пн. ш., 40,5<sup>0</sup> сх. д.)</i>													
-12	-12	-8	-1	6	12	15	13	8	1	-5	-10	0	27
<i>Стиккисхоульмур (Ісландія, 65,1<sup>0</sup> пн. ш., 22,7<sup>0</sup> зх. д.)</i>													
-1	-1	-1	1	5	9	11	10	8	4	1	-1	3	12
<i>Верхоянськ (67,5<sup>0</sup> пн. ш., 133,4 сх. д.)</i>													
-50	-44	-30	-13	2	13	15	11	2	-15	-37	-46	-16	65
Полярний тип													
<i>Грін-Харбор (Шпіцберген, 78<sup>0</sup> пн. ш., 14,2<sup>0</sup> сх. д.)</i>													
-16	-18	-20	-14	-5	2	5	5	0	-6	-11	-14	-8	25
<i>Восток (Антарктида, 72,1<sup>0</sup> пд. ш., 96,6<sup>0</sup> сх. д.)</i>													
-34	-44	-55	-63	-63	-67	-67	-71	-67	-59	-44	-32	-55	39

4. Полярний тип. У зв'язку з тим, що тут довго панує полярна ніч, річний мінімум температури зміщується на час появи Сонця над обрієм, тобто у північній півкулі на лютий-березень, а в південній – на серпень-вересень. Річний ма-

ксимум температури повітря у північній півкулі спостерігається в липні, в південній – в січні або грудні. Річна амплітуда температури в Антарктиді та Гренландії досягає 30-40<sup>0</sup> С, в морському кліматі вона менша – 20-25<sup>0</sup> С. Зазвичай тут довга холодна зима і коротке холодне літо.

Розглянуті типи річної зміни температури повітря визначені за багаторічний період спостереження і відображають правильні періодичні коливання. В окремі конкретні роки тривале інтенсивне перенесення морського повітря взимку на територію Європи призводить до зменшення річної амплітуди повітря. Навпаки, тривале перенесення холодного континентального повітря на узбережжя морів збільшує річну амплітуду температури повітря. Отже, неперіодичні зміни температури повітря і в річному ході викликані адвекцією тепла чи холоду.

#### 4.12. Вертикальний розподіл температури повітря

Розподіл температури у різних шарах атмосфери називають термічною стратифікацією атмосфери. Вона постійно змінюється. Розподіл температури повітря на різних висотах можна зобразити за допомогою графіка – кривої стратифікації. Уяву про цей розподіл температури повітря дає і вертикальний градієнт температури. Вертикальним градієнтом температури повітря називається її зміни на кожні 100 м висоти.

$$\gamma = - \Delta t / \Delta z \cdot 100 \text{ м}$$

Зміна температури повітря  $\Delta t$  визначається як різниця температури повітря між верхнім і нижнім рівнями

$$\Delta t = t_{\text{в}} - t_{\text{н}},$$

$$\gamma = - t_{\text{в}} - t_{\text{н}} / z_{\text{в}} - z_{\text{н}} \cdot 100 \text{ м},$$

де  $z_{\text{в}}$  і  $z_{\text{н}}$  – висота, м  $\gamma = ^\circ\text{C} / 100\text{м}$

Знак мінус перед дробом показує, що з підняттям угору в середньому температура повітря знижується і в цьому випадку матимемо позитивне значення градієнта ( $\gamma > 0^0$ ). Однак бувають випадки, коли в окремому шарі атмосфери, як правило відносно незначної товщини, температура повітря з висотою не змінюється, тобто вертикальний температурний градієнт дорівнює нулю ( $\gamma = 0^0$ ). Такий випадок розподілу температури називають ізотермією, а сам шар ізотермічним. Досить часто в окремому шарі атмосфери температура повітря з висотою підвищується, тобто вертикальний градієнт температури має знак мінус ( $\gamma < 0^0$ ). Такий розподіл температури називають інверсією, а шар інверсійним (мал. 4.9, а, г.).

Середній вертикальний градієнт температури повітря в тропосфері становить 0,65 <sup>0</sup>С/100м. В нижньому 4-х кілометровому шарі він ближче до 0,5 <sup>0</sup>С/100м, в полярних областях і взимку в помірних широтах він зменшується до 0,1-0,4 <sup>0</sup>С/100м. У нижніх сотнях метрів атмосфери він наближається до 1 <sup>0</sup>С/100м, а в тонкому приземному шарі повітря над перегрітим ґрунтом вдень він може в десятки, сотні і навіть тисячі разів перевищувати своє середнє значення.

Використавши рівняння для визначення вертикального градієнта температури повітря можна визначити температуру на будь-якому рівні  $z$ , якщо відомий вертикальний градієнт температури і температура повітря на іншому рі-



вні. Так, коли відома температура на вищому рівні, то на нижньому одержимо її за виразом

$$t_{\text{н}} = t_{\text{в}} + \gamma \cdot \Delta f / 100 \text{ або } t_{\text{н}} = t_{\text{в}} + 0,01\gamma\Delta f$$

Коли ж відома температура на нижньому рівні, то

$$t_{\text{в}} = t_{\text{н}} - \gamma \cdot \Delta f / 100 \text{ або } t_{\text{в}} = t_{\text{н}} - 0,01\gamma\Delta f$$

Перший вираз ( $t_{\text{н}}$ ) використовується для приведення температури повітря до рівня моря, якщо метеорологічна станція розташована вище рівня моря.

Унаслідок того, що тропопауза у тропіках розташована на висоті 16-18 км, а на кожні 100 м температура знижується на  $0,65^{\circ}\text{C}$ , то на рівні тропопаузи і над нею температура повітря дуже низька протягом усього року –  $70-80^{\circ}\text{C}$ . У помірних широтах температура тропопаузи і нижньої стратосфери становить близько  $-55^{\circ}\text{C}$  з невеликою амплітудою річної зміни. У полярних широтах температура тропопаузи влітку ще вища, особливо в Арктиці ( $-45^{\circ}\text{C}$ ). У нижній стратосфері вона підвищується навіть до  $-35^{\circ}\text{C}$ . Тобто влітку полярна тропопауза і нижня стратосфера тепліша за тропічну. Але взимку тропопауза над Арктикою має температуру близько  $-60^{\circ}\text{C}$  і над Антарктидою близько  $-70^{\circ}\text{C}$ . У нижній стратосфері температура повітря ще нижча – до  $-70^{\circ}\text{C}$  в Арктиці і до  $-80^{\circ}\text{C}$  в Антарктиді. Отже взимку полярна стратосфера така ж холодна, як і тропічна. У тропіках стратосфера холодна протягом року, у полярних районах – тільки взимку.

Раніше ми вже згадували, що в нижній частині стратосфери температура середньому з висотою не змінюється, тобто по відношенню до тропосфери це ізотермічний шар. Але для стратосфери це нормальний розподіл температури повітря з висотою.

### **4.13. Географічний розподіл температури повітря поблизу земної поверхні**

#### **4.13.1. Мінливість середніх місячних температур повітря**

Для вивчення основних географічних особливостей розподілу температури повітря на земній кулі використовують середні річні, а частіше середні місячні температури повітря. Оскільки неперіодичні зміни температури повітря кожного року залежать від переважання різних повітряних мас, то й середня річна температура повітря в кожному місці змінюється від одного до іншого року. Так, у Києві середня річна температура повітря дорівнює  $7,2^{\circ}\text{C}$ . Найнижча річна температура була в 1912 р. і становила  $5,1^{\circ}\text{C}$ , а найвища – в 1975 р. і становила  $9,7^{\circ}\text{C}$ .

Середні місячні температури змінюються ще у більших межах. Так, середня температура січня у Києві –  $6,0^{\circ}\text{C}$ , але січень 1942 р. був дуже холодним ( $-15^{\circ}\text{C}$ ), а січень 1989 р. дуже теплим ( $+0,5^{\circ}\text{C}$ ). Середня температура липня  $19,6^{\circ}\text{C}$ , липень 1935 р. та 1979 р. був холодним ( $16,9^{\circ}\text{C}$ ), а липень 1936 р. дуже теплим ( $25,5^{\circ}\text{C}$ ). Це крайні межі зміни місячних температур. Середні відхилення місячних температур за окремі роки від середньої багаторічної взимку близько  $3^{\circ}\text{C}$ , влітку  $1,5-2^{\circ}\text{C}$ . Мінливість середніх місячних температур збільшується при збільшенні широти місцевості. Найстабільніші місячні температури спостерігаються в тропіках. Особливо велика мінливість місячних температур в перехідних областях між морським і континентальним кліматом. Тут в окремі

роки може переважати морське повітря, а в інші – континентальне, одне із них аномально тепле, інше – холодне.

#### **4.13.2. Приведення температури повітря до рівня моря**

Обчислені за багаторічний період спостереження середні річні чи місячні температури повітря на кожній метеорологічній станції наносять на географічну карту. Далі плавною лінією з'єднують точки з однаковою температурою. Це є ізотерми, які наглядно показують географічний розподіл температури. Це є карти температур на рівні місцевості. Їх будують переважно для рівнинних територій.

Для вивчення географічного розподілу температури на земній кулі потрібно будувати карти температури повітря на рівні моря. Тільки в такому випадку можна виділити вплив різних географічних факторів на розподіл температури повітря, оскільки одні метеорологічні станції розташовані на висоті 5-10 м, інші на висоті сотень метрів над рівнем моря, а значна частина їх на висоті кількох кілометрів.

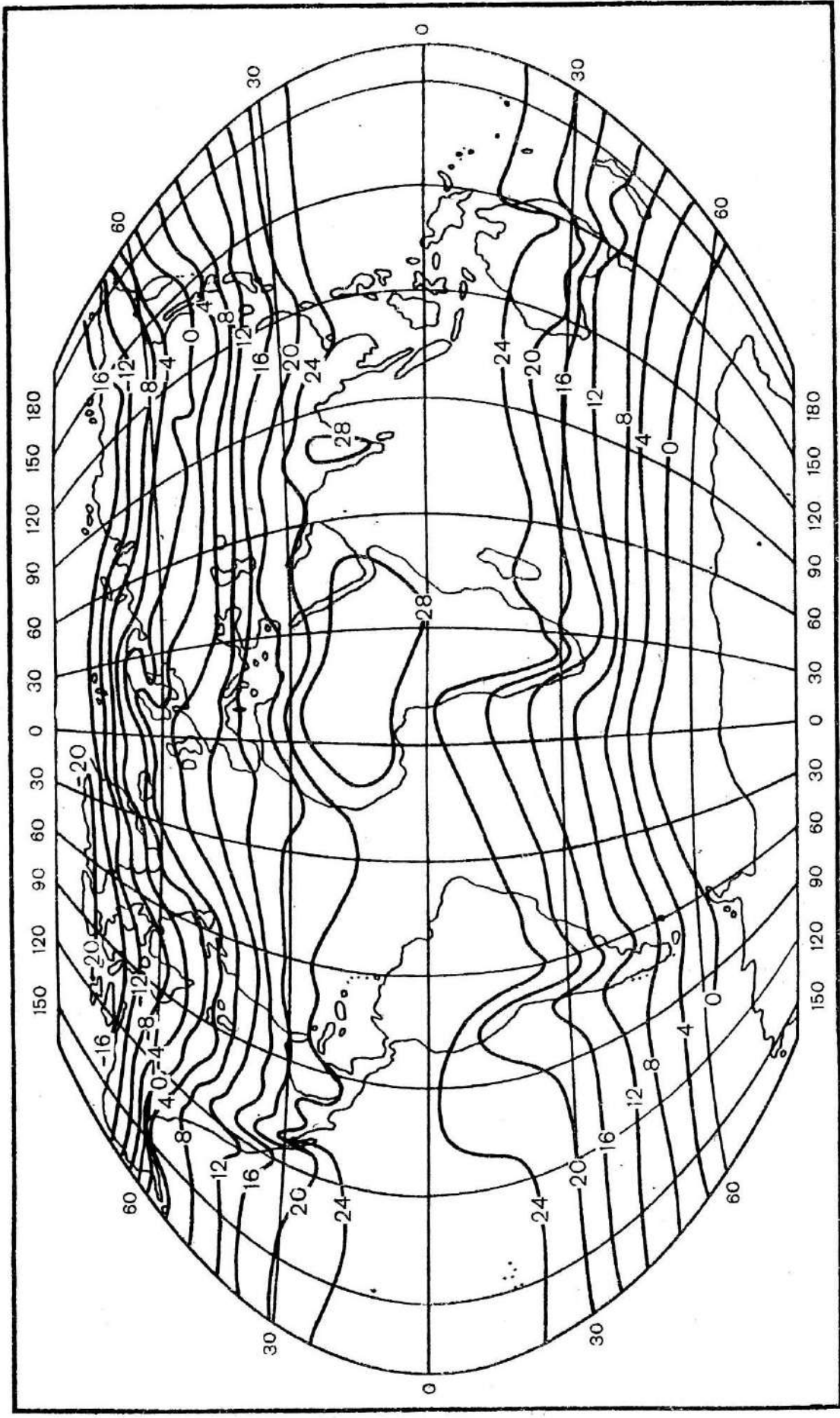
Нам уже відомо, що при підвищенні місця спостереження на кожних 100 м температура знижується на  $0,65^{\circ}\text{C}$ . Тому на сусідніх станціях температура повітря може значно відрізнятись через різницю висоти. Приводити температуру до рівня моря можна за допомогою рівняння  $t_{\text{н}}=t_{\text{в}}+0,01\gamma\Delta z$ . Якщо станція розташована на висоті 600 м, а температура там  $12^{\circ}\text{C}$ , то на рівні моря вона буде  $12+0,65\cdot 6=15,9^{\circ}\text{C}$ . Отже, в гірських районах на карті приведених температур ми бачимо значно вищі температури, ніж вони є насправді на рівні місцевості. Про це слід пам'ятати, розглядаючи карту в районі високих плато, особливо таких як Антарктида, Гренландія тощо.

#### **4.13.3. Географічний розподіл середньої річної температури повітря**

Середні температури найтеплішого та найхолоднішого місяців дають більше інформації про тепловий режим місцевості. Але при вивченні температурного режиму земної кулі використовують і середні річні температури (мал. 4.6). При аналізі цієї карти можна зробити висновок про вплив географічної широти на розподіл температури. Вона при віддаленні від екватора поступово знижується так само, як радіаційний баланс земної поверхні. Оскільки поблизу екватора тепло протягом усього року, то спочатку при віддаленні від екватора вона знижується повільно, а далі горизонтальні градієнти температури збільшуються.

Але у багатьох місцях земної кулі ізотерми відхиляються від зонального розподілу. У цьому добре проглядається вплив суходолу та водної поверхні, наявності снігового чи крижаного покриву, теплих та холодних океанічних течій, особливостей загальної циркуляції атмосфери.

По обидва боки екватора є широка зона, де середні річні температури вище  $24^{\circ}\text{C}$ . В середині цієї зони замкнені ізотерми виділяють області тепла над Північною Африкою, над Індією, де середня річна температура перевищує  $28^{\circ}\text{C}$ . Над материками південної півкулі ізотерми прогинаються на південь, тобто високі температури розповсюджуються далі від екватора, ніж над океанами. У тропіках в середньому за рік температура повітря над материками вища, ніж над океанами.



Мал. 4.6. Географічний розподіл середньої річної температури повітря на рівні моря ( $^{\circ}\text{C}$ )

У високих широтах ізотерми менше відхиляються від зонального розподілу. Але все-таки над Азією та Північною Америкою ізотерми прогинаються на південь. Це свідчить про те, що в середньому за рік материки трохи холодніші від океанів.

Найхолоднішим районом Землі є Східна Антарктида, де в центрі високогірної зони середня річна температура досягає  $-59^{\circ}\text{C}$ . Найтеплішим місцем є район на півдні узбережжя Червоного моря. У Масаве (Ерїтрея,  $15,6^{\circ}$  пн.ш.,  $39,4^{\circ}$  с.д.) середня річна температура на рівні моря становить  $30^{\circ}\text{C}$ , в Лу (Сомалі)  $31^{\circ}\text{C}$ , а в Ходейде (Йемен,  $14,6^{\circ}$  пн.ш.,  $42,8^{\circ}$  с.д.) навіть  $32,5^{\circ}\text{C}$ . Далі розглянемо середні місячні температури найхолоднішого та найтеплішого місяців.

#### **4.13.4. Розподіл середньої місячної температури повітря в січні**

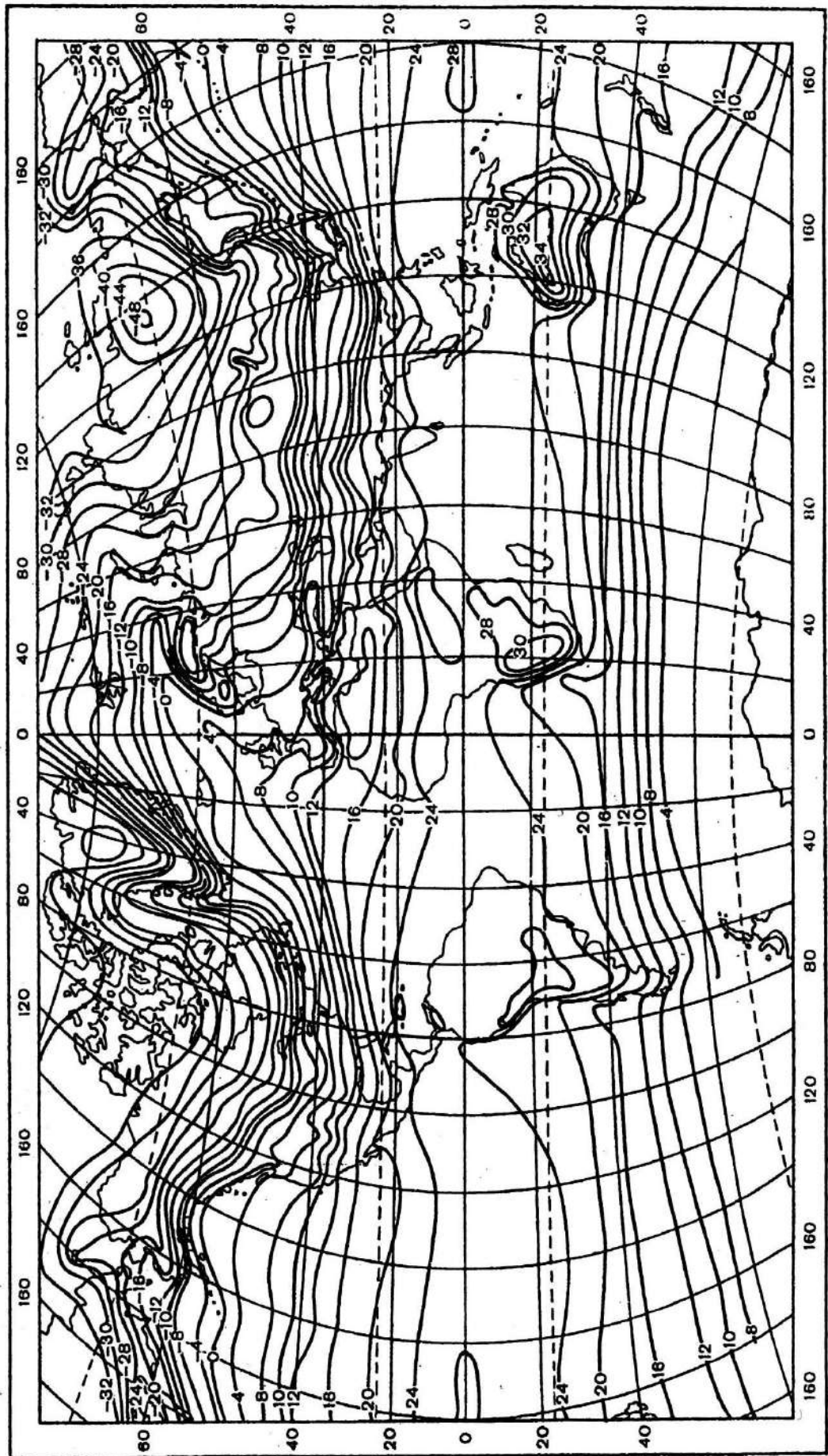
На січевих картах ізотерми відхиляються від зонального розподілу більше, ніж на річних картах. В середині тропічних широт температура також повільно змінюється з широтою. На півночі північної півкулі ізотерми дуже густі у порівнянні з липневими (мал. 4.7). Над холодними материками ізотерми прогинаються на південь, а над океанами – на північ. Особливо виділяється тут вплив Гольфстріму, в результаті чого січева ізотерма  $0^{\circ}\text{C}$  у Північній Атлантиці піднімається до  $70^{\circ}$  пн.ш. Згущення ізотерм біля берегів Норвегії свідчить про вплив прибережних гір, за якими на Скандинавському півострові накопичується холодне повітря. Схожий вплив Скелястих гір спостерігається в районі Тихоокеанського узбережжя Північної Америки. Згущення ізотерм поблизу східного узбережжя Азії пов'язане з перенесенням холодного сибірського повітря на океан, яке над водною поверхнею швидко нагрівається.

Звертає на себе увагу напрямок ізотерм у Європі. Вони дуже відхиляються від широтного розташування і простягаються з північного заходу на південний схід. У Мурманську така ж січева температура, як і в Астрахані, яка розташована південніше на 2000 км. На узбережжі Європи температура повітря залежить не від широти місцевості, а від відстані від Атлантичного океану.

На північному сході Азії та в Гренландії замкнені ізотерми виділяють області холоду. Між річками Леною та Индигіркою середня температура січня  $-48^{\circ}\text{C}$ , а на рівні місцевості навіть  $-50,1^{\circ}\text{C}$ . Це район якутського полюсу холоду. Формуванню його сприяє орографія. Повітря в умовах антициклональної погоди застоюється і вихолоджується в міжгірних долинах, закритих навколишніми хребтами.

У північній півкулі є ще один полюс холоду. Це Гренландія. На карті ізотерм на рівні моря він менше виділяється у зв'язку з тим, що висота острова досягає 3 км. На рівні місцевості середня температура повітря тут знижується до  $-55^{\circ}\text{C}$ . Особливістю цього полюсу є те, що тут і влітку на рівні місцевості температура нижча  $0^{\circ}\text{C}$ , а в Якутську в липні середня температура становить  $19^{\circ}\text{C}$ , що вище, ніж у Парижі. У центральних районах Арктики середня місячна температура повітря становить  $-36^{\circ}\text{C}$ .

У південній півкулі у січні літо. На материках південної півкулі замкнені ізотерми виділяють області тепла, де температура вище  $34^{\circ}\text{C}$ . У помірних широтах ізотерми простягаються вздовж паралелей. Середня температура всередині Антарктиди близько  $-35^{\circ}\text{C}$ .



Мал. 4.7. Географічний розподіл середньої температури повітря на рівні моря в січні (°C)

#### 4.13.5. Географічний розподіл місячної температури повітря в липні

У північній півкулі добре виражені області тепла у тропічних пустелях (мал.4.8). В Сахарі температуру перевищує  $40^{\circ}\text{C}$ , а на рівні місцевості вона трохи нижча. Необхідно відмітити, що Мексика і Центральна Азія розташовані на великій висоті і тому температура на рівні місцевості нижча, ніж на карті.

У помірних широтах на суходолі ізотерми прогинаються на північ, а над океанами – на південь. Отже на всіх широтах влітку материка тепліші, ніж океани. Прослідкується вплив холодних та теплих течій. Особливо велике згущення ізотерм біля узбережжя Каліфорнії, де поряд з пустелею є холодна Каліфорнійська течія. Середня температура в липні на узбережжі тут всього  $16^{\circ}\text{C}$ , а в прилеглий пустелі перевищує  $32^{\circ}\text{C}$ .

В Арктиці в липні поблизу полюса та на Гренландії температура нижча  $0^{\circ}\text{C}$ , а на рівні місцевості в Гренландії вона нижче  $-15^{\circ}\text{C}$ . Це й не дивно, оскільки висота крижаного плато Гренландії близько 3 км. У південній півкулі температура досить швидко знижується до Антарктиди. На узбережжі вона знижується до  $-15^{\circ}\text{C}$ ,  $-35^{\circ}\text{C}$ , а в центрі Східної Антарктиди середня липнева температура близько  $-70^{\circ}\text{C}$ .

#### 4.13.6. Екстремальні температури

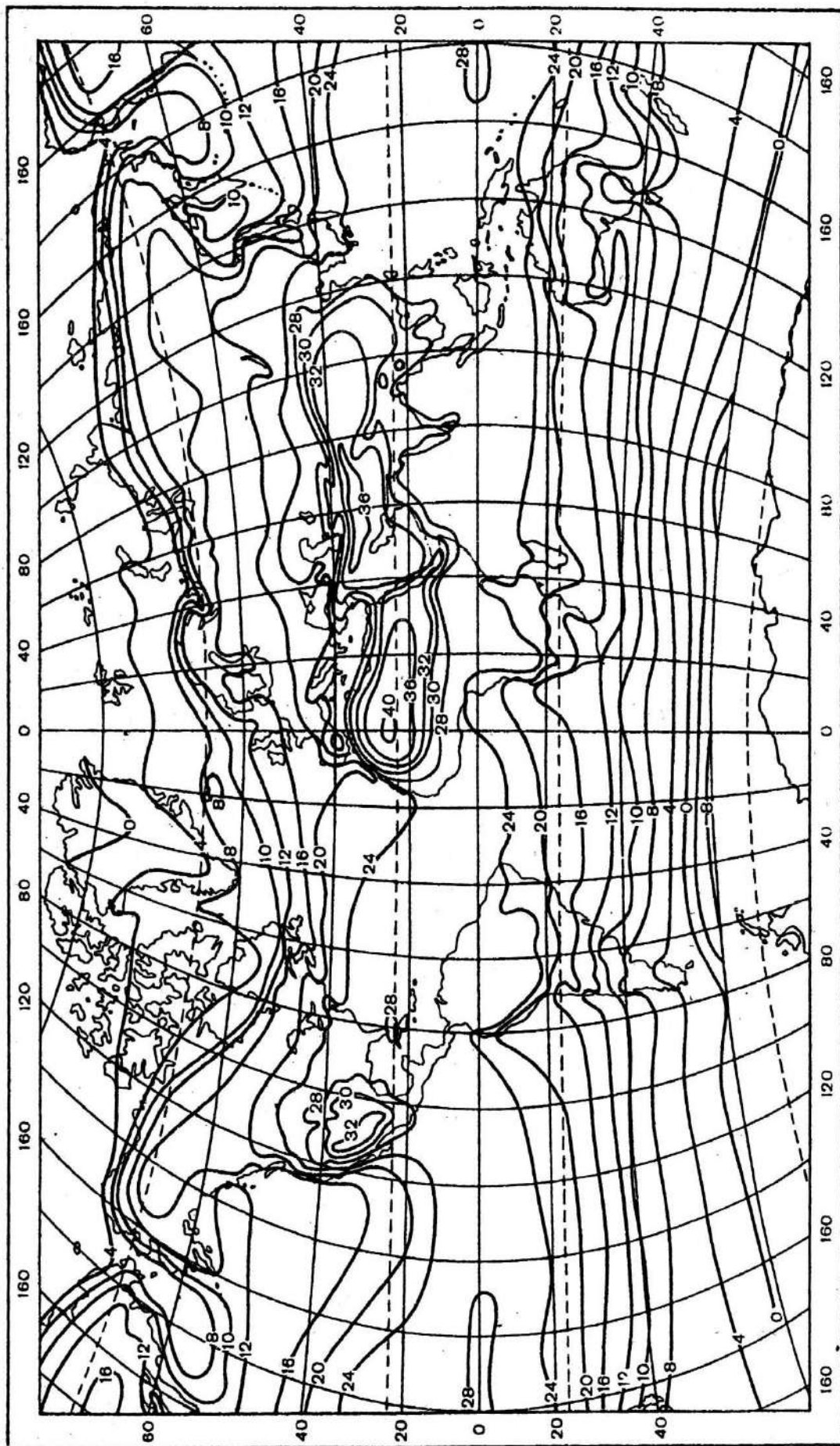
При характеристиці клімату місцевості крім середніх температур слід називати й крайні можливі їх значення за період спостереження, тобто абсолютні мінімуми та максимуми.

Полюсом холоду землі є Антарктида і за середніми температурами і за абсолютним мінімумом. Тут на станції „Восток” ( $78,1^{\circ}$  пд.ш.,  $96,6^{\circ}$  с.д., висота 3488 м) в липні 1983 р. зафіксована температура  $-89,2^{\circ}\text{C}$ , а на поверхні снігу –  $-90,4^{\circ}\text{C}$ ! У північній півкулі найнижчу температуру  $-70^{\circ}\text{C}$  зафіксовано в Якутії (Верхоянськ  $67,5$  пн.ш.,  $133,4$  с.д., Оймякон  $63,2^{\circ}$  пн.ш.,  $143,1$  с.д.). Вважається також, що таке зниження температури можливе на о. Гренландія.

Абсолютний мінімум у Європі також дуже низький. У басейнах річок Щугор та Уса (притоки річки Печори) зафіксована температура  $-55^{\circ}\text{C}$ . Абсолютний мінімум температури повітря в Україні зареєстрований в січні 1935 р. в Луганській області і становить  $-42^{\circ}\text{C}$ . У Північній Америці на плоскогір'ї Юкон та в басейні річки Макендзі зафіксовано  $-64^{\circ}\text{C}$ . У Південній Америці на плоскогір'ях Патагонії –  $-35^{\circ}\text{C}$ . В Африці та в Австралії абсолютний мінімум температури нижче  $-5^{\circ}\text{C}$ . Сніг у Сахарі може випадати навіть на широті тропіка.

Абсолютні максимуми земної кулі також вражають. Найвищу температуру зафіксовано в Лівійській пустелі на станції Азізія майже  $58^{\circ}\text{C}$  ( $57,8^{\circ}\text{C}$ ), у долині Смерті в Каліфорнії – майже  $57^{\circ}\text{C}$  ( $56,7^{\circ}\text{C}$ ). В Австралії найвища температура досягає  $55^{\circ}\text{C}$ , в Азії на території Індії –  $53^{\circ}\text{C}$ , а в пустелях Середньої Азії  $50^{\circ}\text{C}$ . В Європі найвища температура була в Італії –  $47^{\circ}\text{C}$ , а в Україні  $41^{\circ}\text{C}$  в Луганській та Одеській областях в 1936 р. У Південній Америці температура досягає  $49^{\circ}\text{C}$ , а в Антарктиді на узбережжі на станції Оазис у грудні 1956 р. зафіксовано  $11,6^{\circ}\text{C}$ .



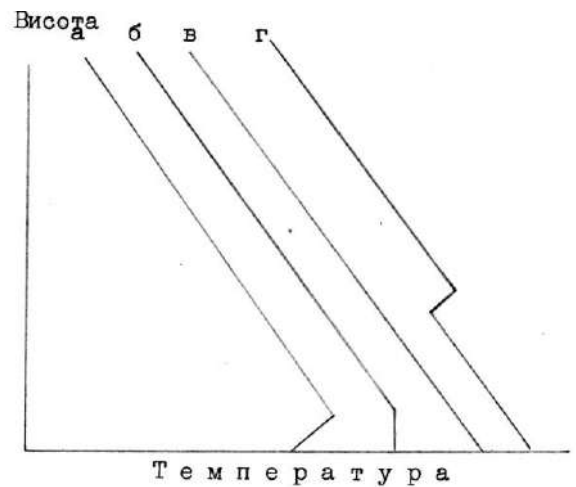


Мал. 4.8. Географічний розподіл середньої місячної температури повітря на рівні моря в липні ( $^{\circ}\text{C}$ )

#### 4.14. Температурні інверсії

Зниження температури повітря з висотою – це нормальний стан тропосфери. Однак інколи у якомусь шарі атмосфери температура повітря з висотою не змінюється (мал. 4.9 б). Цей випадок називають ізотермією, а шар ізотермічним. Коли ж температура повітря у якомусь шарі з висотою підвищується, що спостерігається досить часто, то це є відхиленням від нормального стану і називається інверсією. Інверсії помітно впливають на розвиток атмосферних процесів. Інверсійні шари мають найстійкішу стратифікацію і тому перешкоджають розвитку висхідних течій повітря. Вони тонкі порівняно з товщиною тропосфери.

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



Мал. 4.9. Типи розподілу температури повітря з висотою (криві стратифікації): а – приземна інверсія, б – ізотермія, в – нормальний стан тропосфери, г – висотна інверсія.

##### 4.14.1. Приземні інверсії

Приземні інверсії починаються зразу від діяльної поверхні. Прилегле до земної поверхні повітря має найнижчу температуру, а вище вона підвищується (мал. 4.9 а). За причинами виникнення приземні інверсії у свою чергу поділяються на радіаційні та адвективні.

Радіаційні інверсії температури виникають внаслідок нічного радіаційного охолодження земної поверхні та прилеглого шару повітря. З віддаленням від діяльної поверхні температура повітря залишається вищою.

Радіаційні інверсії утворюються після заходу Сонця. Протягом ночі вони посилюються і найбільше виражені вранці. Для їх утворення сприятлива ясна погода і слабкий вітер. Такі умови характерні для антициклонів. Слабкий вітер сприяє турбулентному перемішуванню повітря і завдяки цьому охолодження передається угору. Сильний вітер не сприяє формуванню інверсії, оскільки перемішується великий шар повітря, приземний шар охолоджується мало, а охолодження розповсюджується на значну висоту, в результаті чого температура повітря знижується з висотою. Після сходу Сонця земна поверхня нагрівається і інверсія зникає. Товщина інверсійного шару залежить від тривалості охолодження і змінюється в межах від 10 до 400 м.



Радіаційні інверсії взимку можуть зберігатись кілька днів підряд. Це буває тоді, коли тривалий час зберігається антициклональний характер погоди і земна поверхня все більше охолоджується. Тоді інверсія вдень дещо послаблюється, а далі посилюється кожної наступної ночі. Приземні радіаційні інверсії довго зберігаються над крижаними полями Арктики і Антарктиди, особливо протягом полярної ночі. Особливо потужні інверсії спостерігаються в Якутії. Цьому сприяє рельєф місцевості. Охолоджене повітря стікає з навколишніх хребтів у долини, де воно за тихої погоди застоюється і продовжує охолоджуватись шляхом радіаційного випромінювання. Тут на схилах хребтів на висоті 1,5-2 км температура повітря на 15-20<sup>0</sup> вища, ніж поблизу земної поверхні в долинах.

Адвективні інверсії утворюються при адвекції теплого повітря на холодну підстильну поверхню. У цьому випадку нижній прилеглий до земної поверхні шар повітря охолоджується від контакту з холодною поверхнею, а вище повітря залишається теплішим. Такі інверсії бувають при вторгненні теплого морського повітря на материк взимку, або теплого континентального повітря на холодну морську поверхню влітку, або теплого повітря з теплої течії на сусідню холодну течію. Товщина шару таких інверсій може досягати 1км, а утримуватись вони можуть кілька днів.

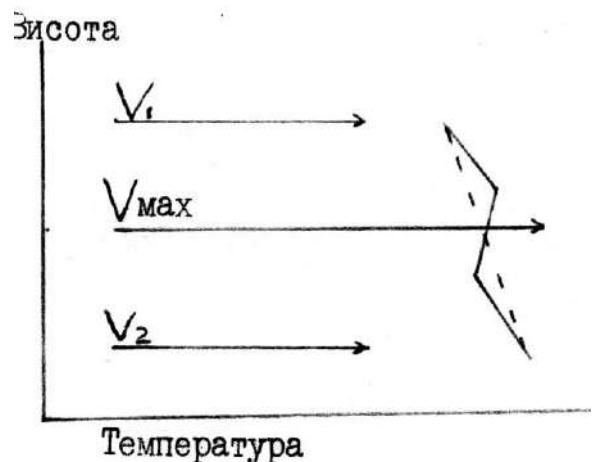
#### 4.14.2. Висотні інверсії

За умовами утворення висотні інверсії поділяються на антициклонічні або інверсії стиснення, фронтальні, динамічні та інверсії турбулентності.

Більшість висотних інверсій є антициклонічними або інверсіями стиснення чи осідання. В антициклонах існують низхідні рухи повітря, тобто повітря опускається вниз. Коли воно осідає з вищих шарів атмосфери у нижчі, то воно стискається. При стисканні повітря його температура підвищується на 1<sup>0</sup>С на кожні 100 м опускання. Антициклонічні інверсії найчастіше утворюються на висоті 1-2 км і шар інверсії може досягати товщини 1500 м. Такі інверсії є і в субтропічних антициклонах, і в тому числі і з боку екватора, тобто там де існують пасати. Тому їх ще називають пасатними інверсіями.

Фронтальні інверсії температури повітря спостерігаються всередині зони атмосферного фронту при переході із нижчерозташованої холодної повітряної маси до теплої, яка лежить над холодною. Чим далі від лінії фронту розташований пункт спостереження, тим вище починається інверсійний шар повітря.

Динамічні інверсії виникають у шарах атмосфери з максимальною швидкістю вітру. Повітряна течія, що має найбільшу швидкість втягує повітря з вище і нижче розташованих шарів. У результаті на верхньому рівні шару з найбільшою швидкістю виникають низхідні рухи, а



Мал. 4.10. Формування динамічної інверсії

нижче – висхідні (мал. 4.10).

Повітря, яке осідає адіабатично нагрівається  $1^{\circ}\text{C}$  на кожні 100 м опускання, а повітря, що піднімається охолоджується на  $1^{\circ}\text{C}$  на кожні 100 м. Тому в середній частині шару з найбільшою швидкістю виникає інверсійний розподіл температури.

Інверсії турбулентності або інверсії тертя формуються на висоті кількох сотень метрів. Це спостерігається в тому випадку, коли в приземному шарі спостерігається велике турбулентне переміщення повітря, а над цим шаром є шар різкого зменшення турбулентності. У турбулентному шарі охолодження повітря розповсюджується угору і температура на його верхній межі стає нижчою, ніж у шарі слабкої турбулентності. Інверсії турбулентності по суті є перехідним типом від приземних до висотних інверсій. Товщина такого інверсійного шару не перевищує кількох десятків метрів.

#### 4.15. Адіабатичні процеси в атмосфері

Температура повітря може змінюватися не лише завдяки його нагріванню чи охолодженню від земної поверхні, або в результаті засвоєння чи випромінювання радіації. Вона часто також змінюється завдяки адіабатичним процесам. Адіабатичними називаються процеси, які відбуваються без обміну теплом з навколишнім середовищем, тобто без обміну теплом із земною поверхнею, найближчими шарами атмосфери чи космічним середовищем. В атмосфері дійсно часто діють процеси, близькі до адіабатичних.

Якщо деякий об'єм повітря переноситься угору, то він потрапляє в шари з меншим атмосферним тиском і розширюється. На роботу розширення витрачається внутрішня енергія об'єму повітря. А внутрішня енергія пропорційна його абсолютній температурі. Тому температура повітря знижується. При опусканні повітря потрапляє в шари з більшим атмосферним тиском, воно стискається, робота зовнішніх сил переходить до внутрішньої енергії об'єму повітря і його температура підвищується, тобто збільшується швидкість руху молекул.

У дійсності в атмосфері чисто адіабатичних процесів не буває. Ніякий об'єм повітря не може бути повністю ізольованим від теплового впливу навколишнього середовища. Але коли атмосферний процес відбувається досить швидко, то його із достатнім наближенням вважають адіабатичним. Залежно від вмісту водяної пари у повітрі процеси поділяють на сухоадіабатичні та вологадіабатичні.

##### 4.15.1. Сухоадіабатичні зміни температури повітря

Стан атмосфери характеризується значенням трьох її параметрів: температури, тиску та густини або питомого об'єму. Ми вже згадували, що вони пов'язані між собою рівнянням стану газів ( $PV=R_cT$ ). Закон, за яким відбуваються адіабатичні зміни стану в ідеальному газі, з достатньою точністю застосовується до сухого повітря, а також до ненасиченого водяною паром повітря. Це сухоадіабатичний закон і він визначається рівнянням сухоадіабатичного процесу або рівнянням Пуассона

$$T / T_0 = (P/P_0)^{R/C_p} ; T / T_0 = (P/P_0)^{0,286},$$

де  $R$  – газова стала,  $C_p$  – теплоємність повітря,  $R/C_p=0,286$ .

Зміст рівняння Пуасона полягає в тому, що коли тиск в сухому чи ненасиченому повітрі змінюється від  $P_0$  на початку процесу до  $P$  в кінці, то температура цього повітря змінюється від  $T_0$  на початку процесу до  $T$  в кінці його. При цьому значення температури і тиску змінюється у відповідності з написаним вище рівнянням.

Зменшення атмосферного тиску і пов'язане з ним розширення повітря і зниження температури в атмосфері спостерігається при висхідних рухах повітря. Таке піднесення повітря вгору має місце при конвекції, при русі повітря вздовж похилої поверхні холоднішої повітряної маси, тобто над фронтальною поверхнею, при вимушеному русі повітря вздовж гірського схилу. За цією ж схемою відбувається стискання повітря при низхідних рухах: повітря надходить у шари атмосфери з меншим тиском і його температура підвищується. Отже, при піднесенні сухого або ненасичено водяною парою повітря адіабатично охолоджується, а при опусканні – адіабатично нагрівається. Розрахунки і практика показують, що температура цього повітря на кожні 100 м висоти змінюється на  $0,98^{\circ}\text{C}$  або наближено на  $1^{\circ}\text{C}$ : при піднесенні температура знижується, при опусканні – підвищується на  $1^{\circ}\text{C}$ . Ця зміна називається сухоадіабатичним градієнтом:  $\gamma_a = 1^{\circ}\text{C}$ . Тут слово градієнт вживається умовно, адже не йде мова про різницю температури на верхній і нижній межі шару, а йде мова про зміну температури повітря, яке рухається у вертикальному напрямку.

#### **4.15.2. Вологоадіабатичні зміни температури повітря**

Коли ненасичене водяною парою повітря підноситься угору і адіабатично охолоджується, то воно наближається до насичення і на якійсь висоті воно стає насиченим. Ця висота називається рівнем конденсації водяної пари.

При подальшому піднесенні насиченого повітря вгору у ньому починається конденсація водяної пари і при цьому виділяється приховане тепло, яке було витрачене на випаровування води. Це величезна кількість тепла –  $2501 \cdot 10^3$  Дж/кг. Тому температура повітря змінюється за іншими закономірностями. Звільнене тепло затримує зниження температури повітря при його піднесенні. Тому температура повітря знижується за вологоадіабатичним, а не сухоадіабатичним градієнтом. Вона знижується тим повільніше, чим більше вологи є в повітрі в стані насичення, а це у свою чергу залежить від температури.

Зниження температури насиченого повітря при його піднесенні на кожні 100 м називається вологоадіабатичним градієнтом  $\gamma_a$ . Ця величина змінна. Так, при атмосферному тиску 1000гПа і температурі  $0^{\circ}\text{C}$  повітря охолоджується на  $0,66^{\circ}\text{C}$ , при температурі  $20^{\circ}\text{C}$  – на  $0,44^{\circ}\text{C}$ , при температурі  $-20^{\circ}\text{C}$  – на  $0,88^{\circ}\text{C}$ . За дуже низької температури повітря у високих шарах атмосфери водяної пари залишається зовсім мало, тому й мало виділяється тепла конденсації. У зв'язку з цим на великих висотах вологоадіабатичний градієнт наближається до сухоадіабатичного. Для наближених розрахунків для засвоєння цих процесів вологоадіабатичний градієнт беруть рівним  $0,5^{\circ}\text{C}$ .

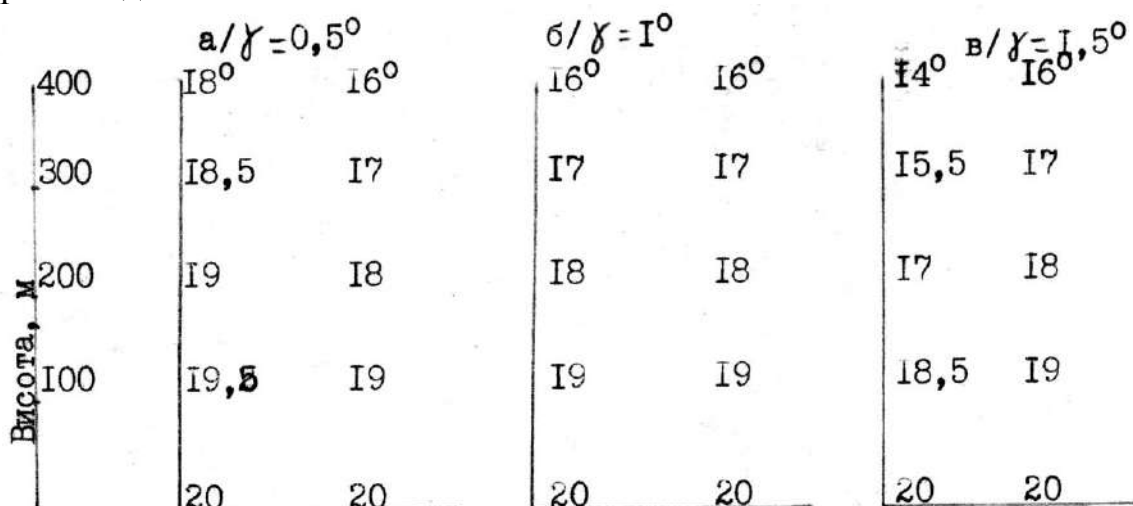
Коли насичене водяною парою повітря після піднесення почне опускатись, то його температура змінюватиметься за різними правилами, залежно від того чи всі крапельки і кристалики випали з повітря у вигляді атмосферних опадів, чи вони залишились у повітрі. Якщо у повітрі немає крапель та криста-

лів, то при опусканні повітря буде нагріватись за сухоадіабатичним градієнтом, тобто на  $1^{\circ}\text{C}$  на кожні 100 м. Якщо у повітрі є крапельки і кристалики, то при опусканні повітря і його нагріванні, вони будуть випаровуватись і на випаровування витрачається тепло, що затримує підвищення температури. Вона буде підвищуватись за вологоадіабатичним градієнтом, тобто настільки, наскільки б вона знизилась при піднесенні насиченого повітря при тій же температурі і атмосферному тиску. Як тільки вся вода у повітрі випарується, то подальше підвищення температури буде за сухоадіабатичним градієнтом. Оскільки при опусканні повітря вода випаровується дуже швидко, то для наближених розрахунків температури повітря, яке опускається, завжди можна брати сухоадіабатичний градієнт.

Отже, коли ненасичене повітря підноситься вгору і не досягнувши рівня конденсації опуститься вниз, то його температура повернеться до початкової величини, вона не зміниться. Коли повітря досягнувши рівня конденсації продовжує рухатись угору, то його температура знижується за вологоадіабатичним градієнтом і з повітря випадають опади. Якщо в подальшому повітря опуститься до початкового рівня, то його температура виявиться вищою, ніж була на початку процесу. У повітрі відбулись незворотні зміни. Такий процес називається псевдоадіабатичним. Зміни температури повітря при його піднесенні та опусканні можна прослідкувати за спеціальним графіком, який називається аерологічною діаграмою.

#### 4.16. Стратифікація атмосфери та вертикальна рівновага сухого повітря

Ми вже згадували, що стратифікація атмосфери – це розподіл температури повітря на різних висотах. Цей розподіл можна прослідкувати за побудованою кривою стратифікації або за величиною вертикального температурного градієнта, який показує як швидко змінюється температура повітря з висотою. Розглянемо три випадки.



Мал. 4.11. Приклади стійкої (а), байдужої (б) та нестійкої (в) стратифікації атмосфери для ненасиченого повітря.

Нехай вертикальний температурний градієнт дорівнює  $0,5^{\circ}\text{C}$  (мал.4.11,а). Ми бачимо, що температура на кожних 100 м знижується на  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Поблизу земної поверхні вона становить  $20^{\circ}\text{C}$ , а на висоті 400 м  $18^{\circ}\text{C}$ . Якщо одиничний об'єм повітря з температурою  $20^{\circ}\text{C}$  через будь-яку причину підніметься на висоту 400 м, то його температура знизиться від  $20^{\circ}\text{C}$  до  $16^{\circ}\text{C}$ . Ми бачимо, що в цьому випадку на будь-якій висоті температура повітря, яке піднімається, буде нижчою за температуру навколишнього повітря. Як тільки зникне причина, яка примусила повітря піднятися вгору, воно зразу ж опуститься вниз, бо воно холодніше від навколишнього, а значить і густина його більша. Це буде стійка стратифікація або стійка рівновага атмосфери.

Якщо вертикальний температурний градієнт дорівнює  $1^{\circ}\text{C}$  (мал.4.11,б). Температура навколишнього повітря знижується на  $1^{\circ}$  на кожні 100 м. Поблизу земної поверхні температура  $20^{\circ}\text{C}$ , а на висоті 400 м  $16^{\circ}\text{C}$ . Якщо одиничний об'єм ненасиченого повітря підніметься на висоту 400 м, то на всіх рівнях температура цього повітря буде такою ж, як і навколишнього. Тому воно залишиться на цій висоті. Це буде байдужа (нейтральна) стратифікація або байдужа рівновага атмосфери.

Якщо вертикальний температурний градієнт дорівнює  $1,5^{\circ}\text{C}$  (мал. 4.11, в). Температура повітря знижується на  $1,5^{\circ}\text{C}$  на кожні 100 м. Поблизу земної поверхні температура  $20^{\circ}\text{C}$ , а на висоті 400 м  $14^{\circ}\text{C}$ . Якщо одиничний об'єм повітря підніметься на висоту 400 м, то температура його тут буде  $16^{\circ}\text{C}$  і на всіх рівнях вона буде вищою, ніж температура навколишнього повітря. При цьому, чим більша висота, тим більша різниця. Як тільки зникне причина, яка примусила повітря рухатися угору, то воно самостійно продовжить цей рух, оскільки воно тепліше від навколишнього повітря і його густина менша. Це буде нестійка стратифікація або нестійка рівновага атмосфери. Лише за нестійкої стратифікації атмосфери виникає конвекція.

Отже, коли вертикальний температурний градієнт  $\gamma < \gamma_a$ , то це стійка стратифікація, коли  $\gamma = \gamma_a$  – байдужа, коли  $\gamma > \gamma_a$  – не стійка стратифікація атмосфери. Особливо стійкою буде атмосфера, коли є шари інверсії температури. Це затримуючі шари, через які нижчерозташоване повітря піднятися вище не може.

#### **4.17. Стратифікація атмосфери та вертикальна рівновага насиченого повітря**

Насичене повітря змінює свою температуру за вологоадіабатичним законом. Тому стратифікацію атмосфери слід порівнювати з величиною вологоадіабатичного градієнта. Знову розглянемо три випадки.

Нехай вертикальний температурний градієнт буде меншим від вологоадіабатичного ( $\gamma < \gamma_a'$ ). У цьому випадку також температура вологого повітря, що підноситься вгору буде знижуватись більше, ніж зниження навколишнього повітря. Тому вологе повітря буде холодніше за навколишнє і як тільки зникне причина, яка примусила його рухатись вгору, воно опуститься донизу. Тобто це стійка стратифікація атмосфери для насиченого повітря, вона не підтримує конвекцію у ньому (вологостійка), або це буде стійка рівновага насиченого повітря.

Якщо вертикальний градієнт температури дорівнює вологоадіабатичному градієнту ( $\gamma = \gamma_a'$ ). Вологе повітря, яке підноситься вгору, на всіх рівнях буде ма-

ти таку ж температуру, яку має навколишнє повітря. Тому це буде байдужий (нейтральний) стан або байдужа рівновага насиченого повітря. Коли зникне причина, яка примусила повітря рухатись вгору, воно там і залишиться.

Якщо вертикальний градієнт температури в атмосфері більший, ніж вологоадіабатичний ( $\gamma > \gamma_a'$ ). Насичене повітря, яке підноситься угору, на всіх рівнях буде теплішим, ніж навколишнє, причому з висотою ця різниця збільшується. Отже, у відношенні до насиченого повітря стратифікація атмосфери нестійка (волого нестійка) або це буде нестійка рівновага насиченого повітря. Як наслідок, це дуже сприятливі умови для розвитку конвекції. Чим більше вертикальний градієнт температури перевищує адіабатичні градієнти, тим сильніше розвивається конвекція. Вертикальну рівновагу повітря краще прослідкувати за допомогою аерологічної діаграми.

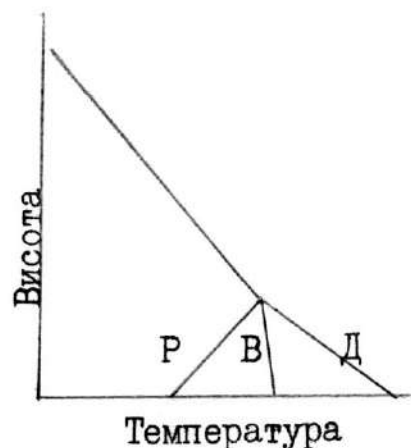
#### 4.18. Добовий хід стратифікації атмосфери та конвекції

На суходолі влітку спостерігається великий добовий хід температури ґрунту. Тому вдень нижні шари повітря добре нагріваються від ґрунту і вертикальні градієнти температури збільшуються. У нижніх сотнях метрів і навіть кількох кілометрах вони наближаються до сухоадіабатичних, а в самому приземному шарі в десятки разів більші. Стратифікація атмосфери стає нестійкою і виникає конвекція. Особливо велика енергія нестійкості спостерігається близько полудня та в післяполуденні години. Тому у цей час найбільше розвинена конвекція і, отже, у цей час найбільше розвинені конвективні хмари – купчасті та купчасто-дошові з опадами та грозами. Увечері вертикальні градієнти різко зменшуються і встановлюється стійка стратифікація атмосфери. То ж конвекція уже відсутня. Протягом ночі охолодження ґрунту та приземного шару повітря продовжується і формується приземна інверсія температури (мал. 4.12). Такий добовий хід стратифікації та конвекції спостерігається влітку при вторгненні холодного помірною морського повітря на теплу підстильну поверхню суходолу.

Над морями спостерігається інший добовий хід стратифікації атмосфери та конвекції. Тут дуже малий добовий хід температури поверхні води, а тому й не буде збільшення нестійкості атмосфери вдень. Нестійкість атмосфери

збільшується вночі. Поблизу водної поверхні температура повітря майже така, як і була вдень, а на висоті вона вночі знижується за рахунок радіаційного випромінювання повітря. Тому вертикальні градієнти температури вночі над морем збільшуються і виникає конвекція. Це нормальне явище над морем.

При адвекції теплого повітря взимку на холодну підстильну поверхню відбувається його охолодження в нижніх шарах. Тому вертикальні градієнти тут протягом доби зменшуються до  $0,2-0,4 \text{ C}^0/100 \text{ м}$ , а часто виникає й інверсія те-



Мал. 4.12. Добовий хід стратифікації атмосфери над суходолом: Р – ранок, В – вечір, Д – день.

мператури. Отже, в цьому випадку буде стійка стратифікація атмосфери. Якщо у цій повітряній масі спочатку спостерігалась конвекція, то вона поступово зменшується, а потім зовсім никає. У такій повітряній масі формуються тумани або шаруваті хмари з мрякою.

Якщо повітряна маса тривалий час перебуває над суходолом, то вона набирає рис, характерних для даної місцевості. Взимку вона має стійку стратифікацію, а влітку – нестійку. Тому в помірних широтах над суходолом взимку переважають шаруватоподібні хмари, а влітку – конвективні форми хмар.

#### **4.19. Тепловий баланс системи Земля – атмосфера**

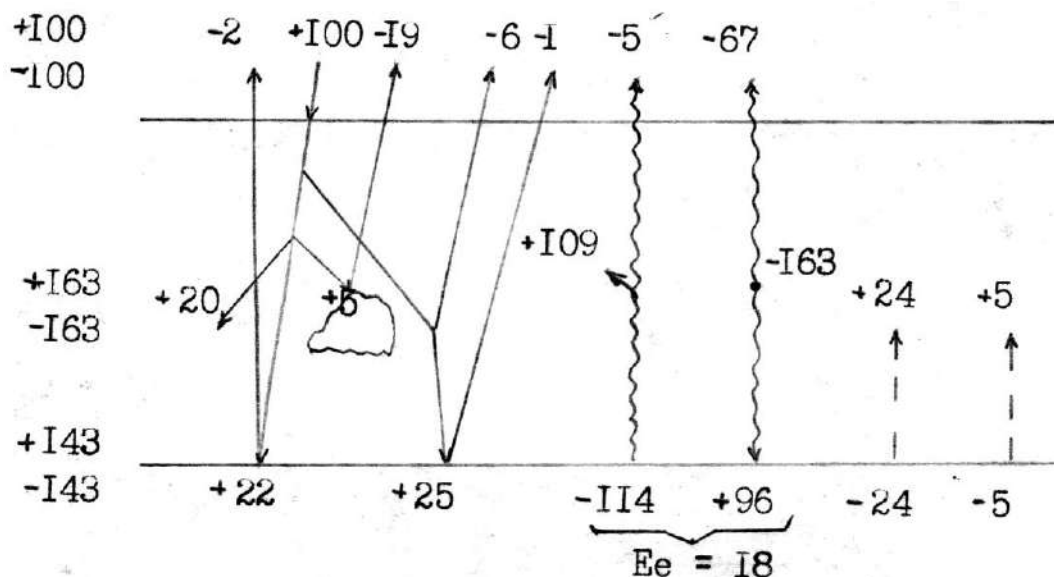
Земля разом з атмосферою, окремо атмосфера й земна поверхня перебувають у стані теплової рівноваги, якщо розглядати їх за тривалий час. Середні температури їх за окремі роки змінюються, а від одного багаторічного періоду до іншого залишаються майже незмінними. Тому можна вважати, що надходження і витрати тепла за достатньо тривалий період будуть однаковими або майже однаковими.

Земля отримує тепло, частково засвоюючи сонячну радіацію в атмосфері, але більшою мірою на земній поверхні. Втрачає вона тепло шляхом власного випромінювання довгохвильової радіації земної поверхні та атмосфери у світовий простір. За теплової рівноваги Землі в цілому надходження сонячної енергії на верхню межу атмосфери і витрати її у світовий простір мають бути рівними. На верхній межі атмосфери повинна існувати промениста рівновага, а радіаційний баланс дорівнюватиме нулю.

Сама атмосфера отримує тепло, засвоюючи сонячну та земну радіацію і втрачає тепло, випромінюючи радіацію донизу і догори. Крім того, вона обмінюється теплом із земною поверхнею не радіаційним шляхом. Тепло витрачається на випаровування води із земної поверхні, а потім звільняється в атмосфері при конденсації водяної пари, а також шляхом турбулентного теплообміну. Усі перелічені потоки тепла за тривалий час урівноважуються.

Надходження тепла на земну поверхню внаслідок засвоєння сонячної і атмосферної радіації врівноважується його втратою внаслідок власного випромінювання земної поверхні та існуючим нерадіаційним обміном між нею та атмосферою (фазові перетворення води та турбулентний теплообмін).

Якщо всю сонячну радіацію, яка надходить на верхню межу атмосфери, взяти за 100 одиниць, то 19 одиниць відбиваються хмарами у світовий простір, 20 одиниць засвоюється водяною парою, пилом, озоном, а ще 5 одиниць хмарами і йдуть на нагрівання атмосфери. 32 одиниці радіації розсіюються в атмосфері і 6 одиниць із них виходять за межі атмосфери. 24 одиниці прямої і 26 одиниць розсіяної радіації досягають земної поверхні і  $22+25=47$  одиниць засвоюються земною поверхнею, а  $2+1=3$  відбиваються у космічний простір. Отже, з верхньої межі атмосфери повертається у космічний простір  $19+6+2+1=28$  одиниць сонячної радіації. Це є планетарне альbedo Землі як планети і становить воно 28%. Цю величину альbedo обґрунтували Д. Лондон і Т. Сасаморі (мал. 4.13).



Мал. 4.13. Тепловий баланс Землі, земної поверхні та атмосфери  
 — сонячна радіація, ~~~~~ земна і атмосферна радіація, - - - -  
 нерадіаційний обмін теплом.

Крім 47 одиниць сонячної радіації земна поверхня засвоює 96 одиниць радіації земної атмосфери. Взагалі атмосфера відповідно до своїх теплових умов випромінює 163 одиниці тепла, з яких 67 одиниць випромінюється у космічний простір. Це в основному випромінювання верхньої межі хмар та верхніх шарів атмосфери. Разом земна поверхня засвоює 143 одиниці радіації.

Для збереження теплової рівноваги земна поверхня повинна стільки ж і втратити. Відповідно до її теплових властивостей вона випромінює 114 одиниць тепла. Ще 24 одиниці тепла витрачається на випаровування води та 5 одиниць поверхня втрачає на турбулентний теплообмін з атмосферою. Насправді потік тепла від земної поверхні в атмосферу великий, але він компенсується зворотним потоком, який лише на 5 одиниць менший. Отже, всього земна поверхня втрачає  $114+24+5=143$  одиниці тепла, тобто стільки ж як і засвоює.

Атмосфера засвоює 25 одиниць тепла сонячної радіації. Крім того, вона засвоює 109 одиниць тепла із 114, які випромінює земна поверхня, а 5 одиниць виходить у космічний простір. Решту тепла атмосфера одержує від земної поверхні, але вже не радіаційним шляхом, а 24 одиниці тепла конденсації водяної пари та 5 одиниць тепла в процесі турбулентного теплообміну. Усе засвоєне тепло становить  $25+109+24+5=163$  одиниці, тобто стільки ж, скільки випромінює сама атмосфера.

Тепер підведемо підсумок для верхньої межі атмосфери. Від Сонця до атмосфери надходять 100 одиниць тепла і з атмосфери виходить 28 одиниць відбитої прямої і розсіяної сонячної радіації. Для збереження теплової рівноваги Землі як планети, вона повинна втратити ще 72 одиниці тепла. Це 67 одиниць, які випромінюють хмари та верхні шари атмосфери, та 5 одиниць тепла, які випромінює земна поверхня. Разом це 100 одиниць.

Слід звернути увагу на те, що із 114 одиниць тепла, які випромінює земна поверхня, лише 5 одиниць виходить у космічний простір через вікно прозорості



атмосфери. Крім того, в космічний простір виходить лише промениста енергія і немає ніяких інших шляхів теплообміну Землі з космічним простором. Усі наведені цифри не можна вважати за абсолютно точні. У процесі наступних досліджень вони можуть бути уточнені, але вже без суттєвих змін.

Коли враховувати лише променисту енергію, то лише на верхній межі атмосфери радіаційний баланс дорівнює нулю. На земній поверхні він позитивний і дорівнює 29 одиниць, а в атмосфері він негативний і також становить 29 одиниць. Надлишок радіаційного тепла земна поверхня передає атмосфері шляхом фазових перетворень води та турбулентного теплообміну, які разом становлять 29 одиниць.

Здається трохи дивним, що атмосфера і земна поверхня кожна окремо випромінює тепла більше, ніж засвоює сонячної радіації. Але це по суті постійний багаторазовий обмін радіацією. Так, насправді земна поверхня втрачає не 114 одиниць тепла, бо вона зразу ж засвоює 96 одиниць, які випромінює атмосфера і реальна втрата становить лише 18 одиниць тепла. Ці 18 одиниць тепла і є ефективно випромінювання земної поверхні.

### **Питання для самоперевірки**

1. Тепловий баланс земної поверхні.
2. Добові та річні зміни складових теплового балансу.
3. Відмінності складових теплового балансу на суходолі та над морями.
4. Нагрівання та охолодження ґрунту.
5. Добовий та річний хід температури поверхні ґрунту.
6. Чинники, які визначають добову та річну амплітуду температури.
7. Особливості розповсюдження тепла у глибину ґрунту.
8. Промерзання ґрунту, вічна мерзлота.
9. Особливості нагрівання й охолодження водою.
10. Процеси, які визначають теплообмін земної поверхні з атмосферою.
11. Добовий хід температури повітря.
12. Неперіодичні зміни температури повітря.
13. Адвекція.
14. Приморозки та їх типи.
15. Заходи зменшення негативного впливу приморозків.
16. Річний хід температури повітря.
17. Типи річного ходу температури повітря.
18. Вертикальний градієнт температури повітря.
19. Мінливість середніх місячних температур повітря.
20. Приведення температури повітря до рівня моря.
21. Географічний розподіл температури повітря найтеплішого та найхолоднішого місяців.
22. Екстремальні температури.
23. Ізотермія, інверсії та їх типи.
24. Адіабатичні процеси в атмосфері.
25. Сухоадіабатичні зміни температури повітря.

26. Вологоадіабатичні зміни температури повітря.
27. Стратифікація атмосфери та вертикальна рівновага ненасиченого повітря.
28. Стратифікація атмосфери та вертикальна рівновага насиченого повітря.
29. Добовий хід стратифікації атмосфери та конвекції.
30. Роль інверсій температури повітря у добовому ході стратифікації та конвекції.
31. Тепловий баланс системи Земля – атмосфера.

## 5. Вода в атмосфері

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

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

### 5.1. Випаровування води

Вода постійно випаровується з поверхні водойм та ґрунту. Крім того, водяна пара надходить в атмосферу в результаті транспірації або випаровування води рослинами. Випаровування з водної та земної поверхні ще називають фізичним випаровуванням. Випаровування та транспірація разом називають сумарним випаровуванням.

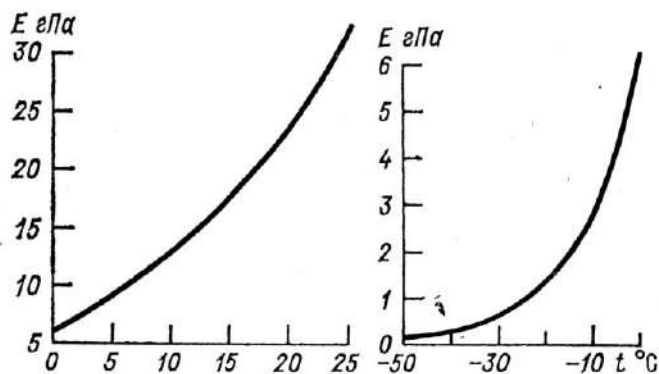
Випаровування – це фізичний процес перетворення води з рідкого стану в газоподібний. Окремі молекули води під час хаотичного руху відриваються від водної поверхні чи вологого ґрунту і вилітають у повітря. У повітрі вони розповсюджуються догори і в різні боки від джерела випаровування частково внаслідок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

Випаровування – процес складний. Одні молекули відриваються від водної поверхні, інші одночасно повертаються з повітря до водної поверхні. Коли до поверхні повертається стільки ж молекул, скільки відривається, то випаро-

ування немає. Настає рівновага молекул в обох напрямках. Такий стан і називають насиченням. Водяну пару у цьому стані і повітря, яке вміщує цю водяну пару, називають насиченими. Тиск водяної пари у стані насичення називають тиском насиченої водяної пари  $E$ .

### 5.1.1. Тиск насиченої водяної пари

Тиск насиченої водяної пари залежить від температури повітря, тобто чим вища температура, тим більше водяної пари може вміщуватись у повітрі (мал.5.1). Крім графіка, тиск насиченої водяної пари можна визначити за психрометричними таблицями. Наприклад, при температурі  $0^{\circ}\text{C}$  тиск насичення або тиск насиченої водяної пари дорівнює 6,1 гПа, при  $+10^{\circ}\text{C}$  – 12,3 гПа, при  $+20^{\circ}\text{C}$  – 23,4 гПа, при  $+30^{\circ}\text{C}$  – 42,4 гПа.



Мал. 5.1. Тиск насиченої водяної пари залежно від температури.

При підвищенні температури на кожні  $10^{\circ}\text{C}$  тиск насиченої водяної пари збільшується майже вдвічі. При температурі  $30^{\circ}\text{C}$  повітря може вміщувати водяної пари в 7 разів більше, ніж при температурі  $0^{\circ}\text{C}$ .

Тиск насиченої водяної пари по відношенню до води і до льоду різний (табл.5.1).

Таблиця 5.1 Тиск насиченої водяної пари над водою  $E_{\text{в}}$ , льодом  $E_{\text{л}}$  та їх різниця.

$t, ^{\circ}\text{C}$	$E_{\text{в}}, \text{гПа}$	$E_{\text{л}}, \text{гПа}$	$\Delta E, \text{гПа}$
0	6,11	6,11	0
-5	4,21	4,01	0,20
-10	2,86	2,60	0,26
-12	2,44	2,17	0,27
-15	1,91	1,65	0,26
-20	1,25	1,03	0,22
-25	0,81	0,63	0,18

Це дуже важливо знати. Краплі води в туманах та хмарах перебувають у переохоложеному стані. Частина крапель в атмосфері замерзає і перетворюється на кристали при температурі  $-10^{\circ}\text{C}$  і нижче. Тому в атмосфері краплі води і кристали льоду можуть плавати поруч. При від'ємних температурах тиск насиченої водяної пари по відношенню до кристалів льоду менший, ніж по відношенню до переохолоджених крапель. Наприклад, при температурі  $-10^{\circ}\text{C}$  над переохоложеною водою тиск насиченої водяної пари 2,86 гПа, а над льодом 2,60 гПа. Тому якщо при температурі  $-10^{\circ}\text{C}$  фактичний тиск водяної пари буде 2,7 гПа, то для переохолоджених крапель таке повітря ненасичене і вони будуть випаровуватись, а для кристалів льоду повітря перенасичене і вони будуть збільшуватись. Це дуже важливо для утворення атмосферних опадів.

Така різниця тиску насиченої водяної пари над водою та льодом пояснюється тим, що сили зчеплення молекул льоду більші, ніж молекул води. Тому стан насичення над льодом настає при меншому вмісту водяної пари у повітрі, ніж над водою.

Над крапельками води тиск насиченої водяної пари більший, ніж над рівною поверхнею води, тому що сили зчеплення молекул у краплі менші, ніж на плоскій поверхні. Над великими краплями перевищення тиску незначне. Для крапель з радіусом  $10^{-7}$  см тиск насичення водяної пари втричі більший, ніж над плоскою поверхнею води. Тому у насиченому водяною парою повітрі по відношенню до поверхні води дрібні краплі довго не зберігаються, вони випаровуються.

Стійкості крапель води в атмосфері сприяє те, що вони вміщують розчини морської солі, оскільки вони утворюються на кристаликах солі. Тиск насиченої водяної пари над розчином солей менший, ніж над прісною водою приблизно на 2%.

### 5.1.2. Швидкість випаровування води

Швидкість випаровування  $h$  виражають у міліметрах шару води, що випаровується з даної поверхні за добу, за місяць чи за рік. Її можна визначити за законом Д. Дальтона.

$$h = (E' - e) / p \cdot v$$

Вона прямо пропорційна різниці між тиском насиченої водяної пари при температурі випаровуючої поверхні  $E'$  та фактичним тиском водяної пари у повітрі  $e$ . Чим більша різниця  $E' - e$ , тим більше води випаровується за одиницю часу. Якщо випаровуюча поверхня тепліша за повітря, то  $E'$  більша, ніж тиск насиченої водяної пари при температурі повітря  $E$ . Тому випаровування продовжується і тоді, коли повітря насичене, тобто коли  $e = E < E'$ .

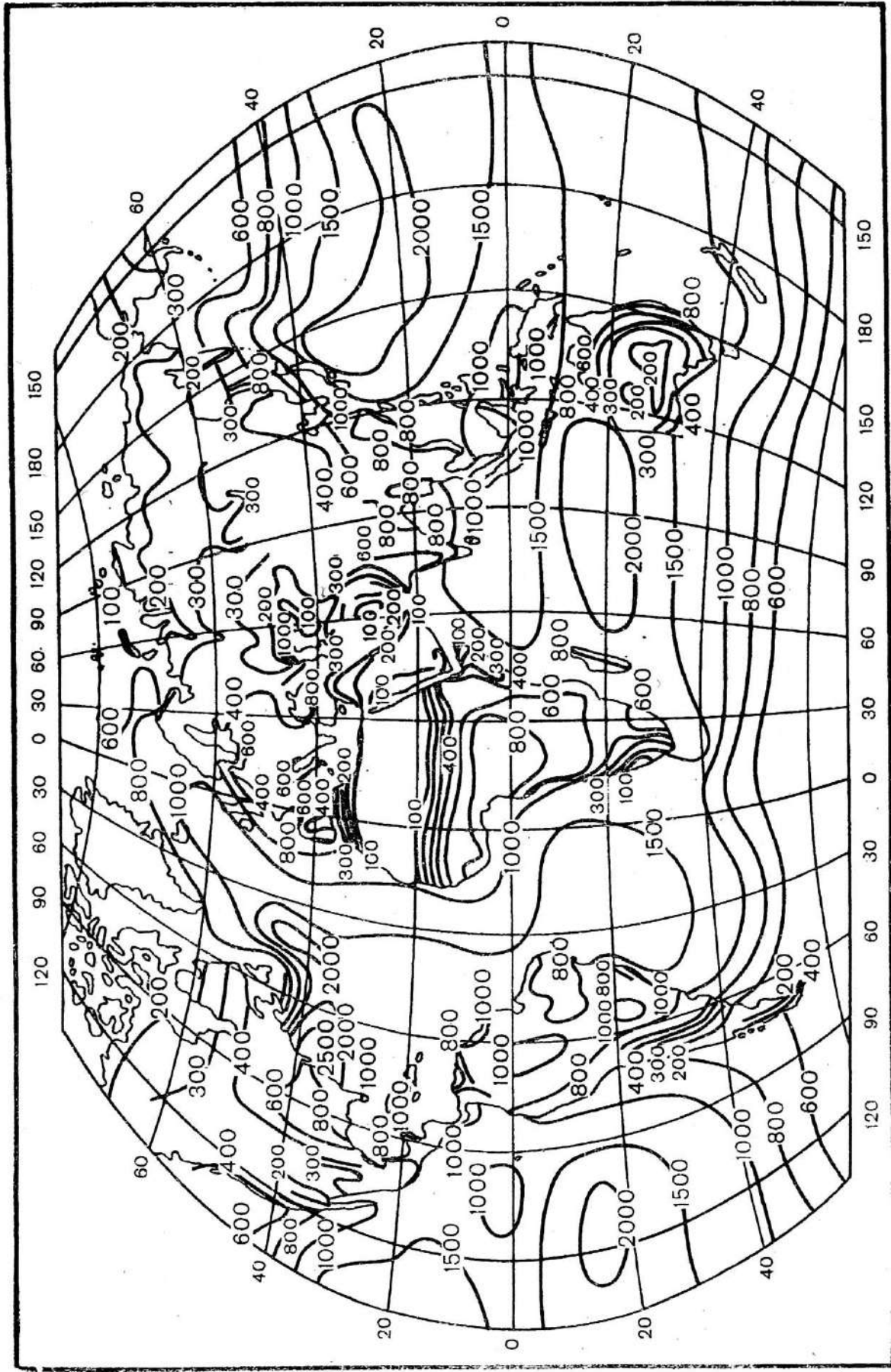
Швидкість випаровування залежить і від атмосферного тиску  $P$ . Вона обернено пропорційна тиску. Це має велике значення при порівнянні випаровування в горах на різних висотах, а на рівнині тиск між сусідніми пунктами змінюється мало. Швидкість випаровування залежить також від швидкості вітру  $v$ . Суть впливу вітру полягає в тому, що він відносить водяну пару від випаровуючої поверхні і підтримує велику різницю  $E' - e$  поблизу цієї поверхні. Звідси видно, що випаровування найбільше вдень та влітку.

Молекули, які відірвались від води і перетворились у пару, втрачають частину енергії на подолання сили зчеплення і на роботу розширення. У результаті кінетична енергія молекул, що залишилися в рідині, зменшується, отже рідина охолоджується.

Для випаровування води необхідна велика кількість тепла, яке називається теплотою випаровування або теплотою утворення пари. Її визначають за виразом

$$L = (2500 - 2,72t) 10^3 \text{ Дж/кг}$$

де  $2500 \cdot 10^3$  Дж/кг (або 2500 кДж/кг) – питома теплота утворення пари (або конденсації) за температури  $0^\circ\text{C}$ ,  $t$  – температура повітря,  $^\circ\text{C}$ .



Мал. 5.2. Середнє річне випаровування з підстильної поверхні (мм/рік)

Питома теплота випаровування льоду більша -  $2720 \cdot 10^3$  Дж/кг. Питома теплота сублімації водяної пари становить  $2834,6 \cdot 10^3$  Дж/кг.

З вищенаведеного виразу видно, що при підвищенні температури випаровуючої поверхні витрати тепла на випаровування зменшуються.

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

Існує кілька інструментальних способів визначання швидкості випаровування води. Суть їх зводиться до визначення товщини шару води, яка випаровується за одиницю часу з випарників різних конструкцій. Крім того є багато методів обчислення величини випаровування води. Найпоширенішим в географії є метод водного балансу

$$E = H - r,$$

де  $E$  – річна сума випаровування з басейну річки, мм,  $H$  – річна сума опадів мм,  $r$  – річний стік мм.

Річний стік – це спостереження за витратами води в річці, тобто кількість води, що проходить за одиницю часу через поперечний перетин річки.

## **5.2. Географічний розподіл випаровування та випаровуваності**

Випаровування з поверхні океанів значно більше, ніж з поверхні суходолу (мал.5.2.). В середніх та низьких широтах воно змінюється від 600 до 3000 мм. Над крижаним покривом воно незначне. На суходолі протягом року в пустелях випаровується менше 100 мм води. Теж саме спостерігається на арктичних островах, а в центральних районах Антарктиди сублімація водяної пари на поверхні снігу переважає над випаровуванням. У вологих тропіках за рік випаровується до 800-1000 мм, а в Індонезії та в басейні Амазонки навіть більше 1000 мм. В Україні сумарне випаровування змінюється від 375 мм на сході Херсонської та північному заході Луганської області до 650 мм у Львівській області.

Випаровуваність змінюється в таких же межах, але має дещо інший розподіл. З поверхні океанів випаровується максимально можлива кількість води при даних метеорологічних умовах і це є величина випаровуваності. На суходолі найменша випаровуваність спостерігається у високих широтах, де при низьких температурах тиск насиченої водяної пари і фактичний тиск мало відрізняється. На Шпіцбергені випаровуваність протягом року менша 80 мм. В Англії вона досягає 400 мм, в Середній Європі близько 450 мм, в Луганську 740 мм. В помірних широтах випаровуваність найбільша в пустелях середньої Азії. В Ташкенті вона досягає 1340 мм, а в Нукусі 1800 мм.

У вологих тропіках випаровуваність співпадає з випаровуванням (800-1000 мм). Невелика вона на узбережжях океанів. Так, на узбережжі Сахари річна випаровуваність становить 600-700 мм, а в центральних районах пустелі перевищує 3000 мм. В найсухіших районах Аравії та пустелі Колорадо вона пере-

вищує 3000 мм. Отже, тут міг би випаровуватись шар води товщиною більше 3 м, але немає чому випаровуватись.

### 5.3. Характеристики вологості повітря

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

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

$$e = E' - A p (t - t') \text{ гПа,}$$

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

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

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

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

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

$$d = E - e \text{ гПа.}$$

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

4. Абсолютна вологість  $a$  – це маса водяної пари в грамах в  $1\text{ м}^3$  повітря (г/м<sup>3</sup>). Абсолютну вологість не вимірюють, а обчислюють за виразом

$$a = 217e/T \text{ г/м}^3,$$

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

а в горах

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

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

#### **5.4. Добовий та річний хід тиску водяної пари**

Знаючи парціальний тиск водяної пари, температуру та атмосферний тиск, можна обчислити всі інші характеристики вологості повітря. Частина із них дають нам інформацію про абсолютний вміст водяної пари, а інша частина – відносний вміст. Тиск водяної пари дає уяву про абсолютну величину вмісту вологи у повітрі.

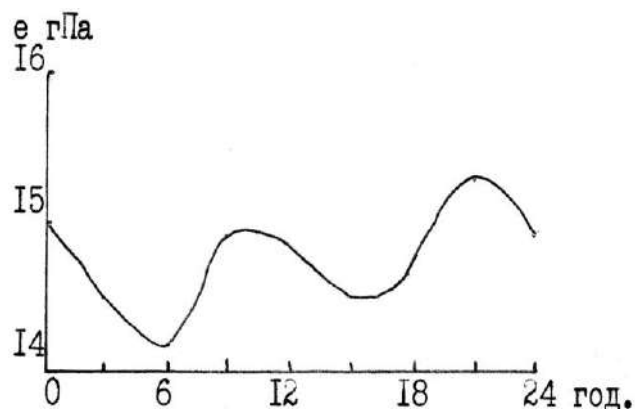
Тиск водяної пари в повітрі протягом доби змінюється у зв'язку із зміною температури. Добовий хід добре виражений при аналізі середніх багаторічних величин. Амплітуда добового ходу тиску водяної пари залежить від сезону року: весною та влітку всередині материків в помірних широтах вона не перевищує в середньому 2-3 гПа, восени та взимку не більше 1-2 гПа. В Україні добова амплітуда взимку кілька десятків гПа, а влітку 0,6-1,5 гПа.

В умовах морського клімату протягом року тиск водяної пари має простий добовий хід, такий самий як і добовий хід температури. Він найменший у момент сходу Сонця, тобто при мінімальній температурі повітря, і найбільший в післяполудневі години, коли найбільше випаровування. Вранішній мінімум тиску водяної пари пояснюється не лише малим випаровуванням у цей час, а й можливою конденсацією водяної пари при зниженні температури. Такий самий добовий хід тиску водяної пари спостерігається на суходолі взимку та в горах влітку.



Теплої частини року в середині материків протягом доби тиск водяної пари має два максимуми та два мінімуми (мал. 5.3). Перший мінімум спостерігається вранці одночасно з мінімумом температури.

Далі починається інтенсивне випаровування і тиск водяної пари досягає максимуму близько 9 години. Далі він поступово зменшується до другого мінімуму о 14-15 год. Цей другий мінімум у сухому кліматі є головним. У другій половині дня тиск водяної пари знову збільшується і досягає максимуму о 21-22 год. Протягом ночі він зменшується до вранішнього мінімуму.



Мал. 5.3. Добовий хід тиску водяної пари у Львові в липні.

Причиною денного мінімуму є розвиток конвекції. Уже о 8-10 год. у приземному шарі атмосфери встановлюється нестійка стратифікація атмосфери і виникає конвекція. Конвективні потоки повітря переносять водяну пару вгору, а випаровування з досить сухої поверхні ґрунту не встигає поповнювати ці втрати. В кінці дня конвекція припиняється і тиск водяної пари в приземному шарі збільшується.

Протягом року тиск водяної пари також змінюється залежно від температури, тобто максимум спостерігається влітку, коли і випаровування велике і при високій температурі повітря вміщує значно більше вологи, мінімум взимку. Отже, річна амплітуда тиску водяної пари тим більша, чим більша річна амплітуда температури повітря. Тому в континентальному кліматі вона більша, ніж у морському. Найбільша амплітуда тиску водяної пари спостерігається у мусонному кліматі, де зима холодна і суха, а літо тепле і вологе. Найменша амплітуда спостерігається в екваторіальній зоні. Наведемо приклади тиску водяної пари в різних умовах: Париж – морський клімат у січні 6 гПа, у серпні 14 гПа; Київ – континентальний клімат у січні 4 гПа, у липні 15 гПа; Пекін – мусонний клімат у січні 3, у липні 24 гПа; Джакарта – екваторіальний клімат у серпні 26, у квітні 29 гПа (мал. 5.4).

### 5.5. Добовий та річний хід відносної вологості повітря

Добовий хід відносної вологості повітря найкраще виражений при ясній погоді і значно менше при хмарній так само, як і температура. Протягом доби відносна вологість змінюється у зв'язку з добовим ходом фактичного тиску водяної пари  $e$  та з добовим ходом тиску насиченої водяної пари  $E$ . Остання величина залежить лише від температури. Добовий хід фактичного тиску водяної пари малий, а тиску насиченої водяної пари – великий. Тому добовий хід відносної вологості повітря також великий і обернено пропорційний ходу температури. При зниженні температури відносна вологість повітря збільшується, при підвищенні – зменшується.

Отже, добовий максимум відносної вологості повітря співпадає з добовим мінімумом температури, тобто спостерігається в час сходу Сонця. Добовий мінімум

німум відносної вологості повітря співпадає з добовим максимумом температури і спостерігається о 14-15 год. На узбережжях морів та океанів бризи порушують цей звичний добовий хід відносної вологості. Денний бриз з моря зумовлює зниження температури на узбережжі і відносна вологість збільшується. Те ж саме спостерігається в горах та в атмосфері. Висхідні рухи повітря тут переносять вдень водяну пару вверх, де повітря адіабатично охолоджується і відносна вологість збільшується.

Добова амплітуда відносної вологості повітря на суходолі більша, ніж на морі, особливо влітку. Так, в Дубліні зимою вона 7%, влітку 20%. Особливо велика амплітуда в пустелях Середньої Азії – зимою 25%, влітку 45%. В помірних широтах амплітуда зимою близько 8-10%, влітку 25-30%.

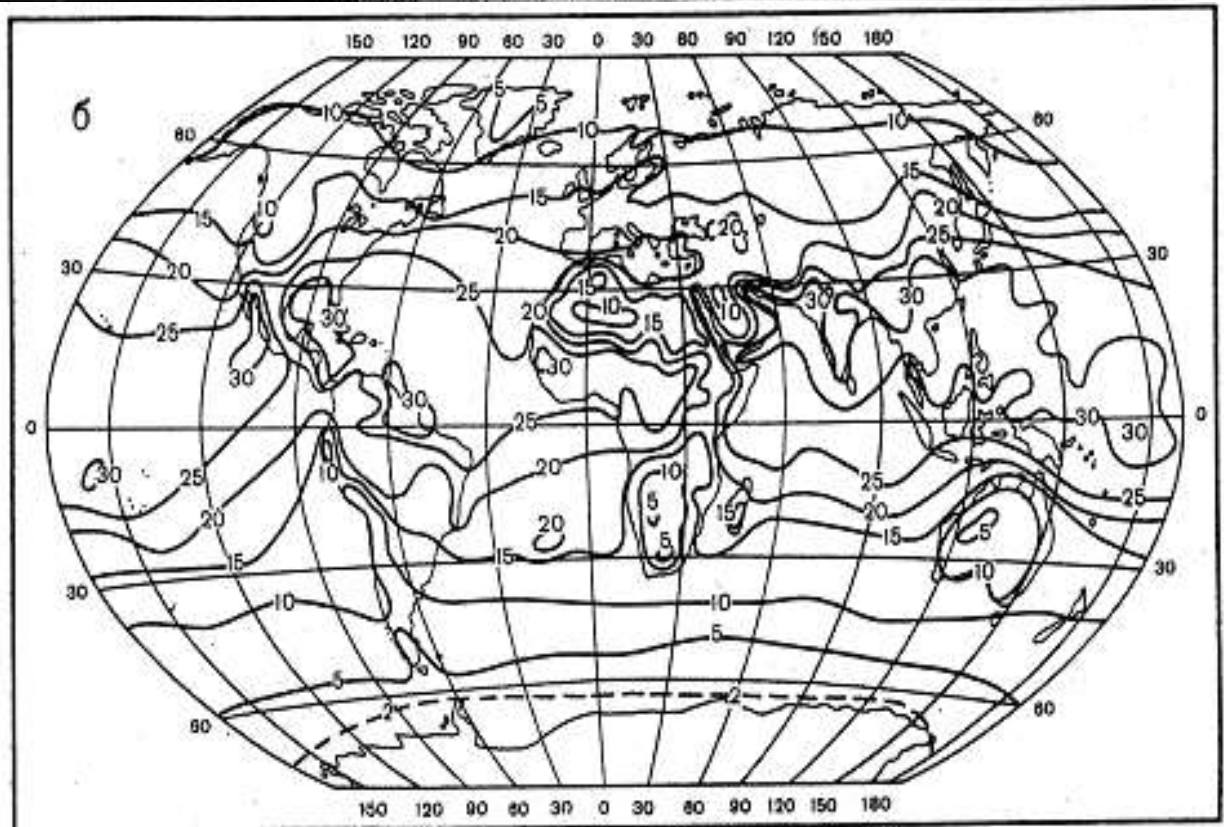
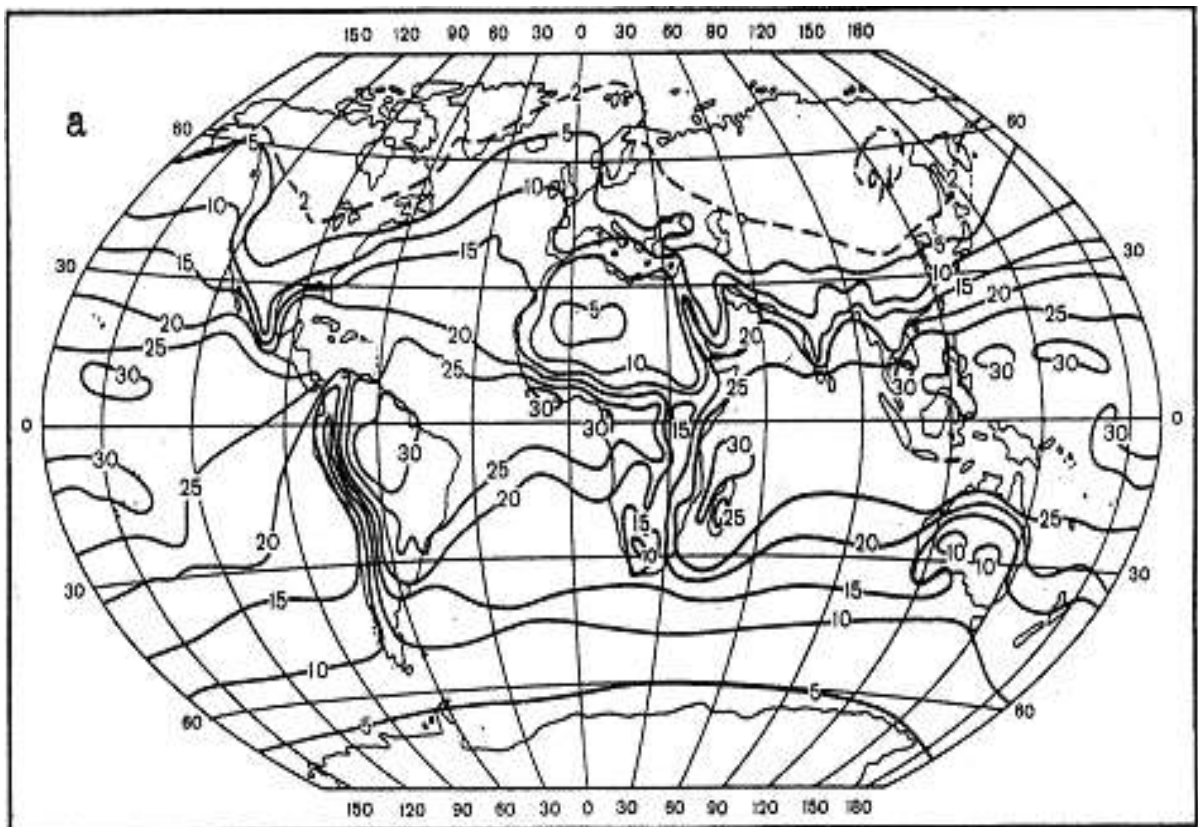
Річний хід відносної вологості на суходолі також обернено пропорційний температурі. Так, у північній половині України найбільша відносна вологість спостерігається в грудні і становить 88%, найменша у травні – 60-64%. У південній частині найбільша також у грудні 86-89%, найменша у липні-серпні – 56-60%. У мусонних районах спостерігається своєрідний річний хід відносної вологості. Так, на Далекому Сході Росії та на півночі Китаю влітку при морському мусоні вона більше 85%, а взимку при перенесенні повітря з континенту вона менше 70%. Над океаном відносна вологість протягом року змінюється мало.

### **5.6. Географічний розподіл вологості повітря**

Вологість повітря залежить від випаровування та перенесення водяної пари повітряними течіями. Випаровування у першу чергу залежить від дефіциту насичення, а дефіцит тим більший, чим вища температура. Тому розподіл вмісту вологи в атмосфері визначається в основному розподілом температури повітря (мал. 5.4).

Найбільший парціальний тиск водяної пари спостерігається в середині тропічних широт, де протягом усього року у багатьох місцях перевищує 30 гПа. Звідси він зменшується в обох півкулях при зростанні широти місцевості так само, як температура повітря. Зимою тиск водяної пари, як і температура, менший на материках у порівнянні з океаном. Це видно за положенням ізоліній, які прогинаються на суходолі до екватора. Над дуже холодними районами Якутії в січні є замкнені ізолінії тиску водяної пари 0,1 гПа. Менший тиск водяної пари можливий лише в центральних районах Антарктиди.

Влітку температура в середині материків висока, але випаровування обмежене запасом вологи. Тому парціальний тиск водяної пари над суходолом, не дивлячись на вищу температуру, такий же, як і над океаном. Лише в пустелях спостерігається області малого вмісту водяної пари із замкненими ізолініями. На окраїнах материків, куди постійно переноситься повітря з океанів, тиск водяної пари і зимою і літом близький до океанічного. На територіях, де діють мусони, влітку парціальний тиск великий, а взимку малий. Малий вміст водяної пари у повітрі над холодними течіями, особливо це помітно біля західних берегів Америки.

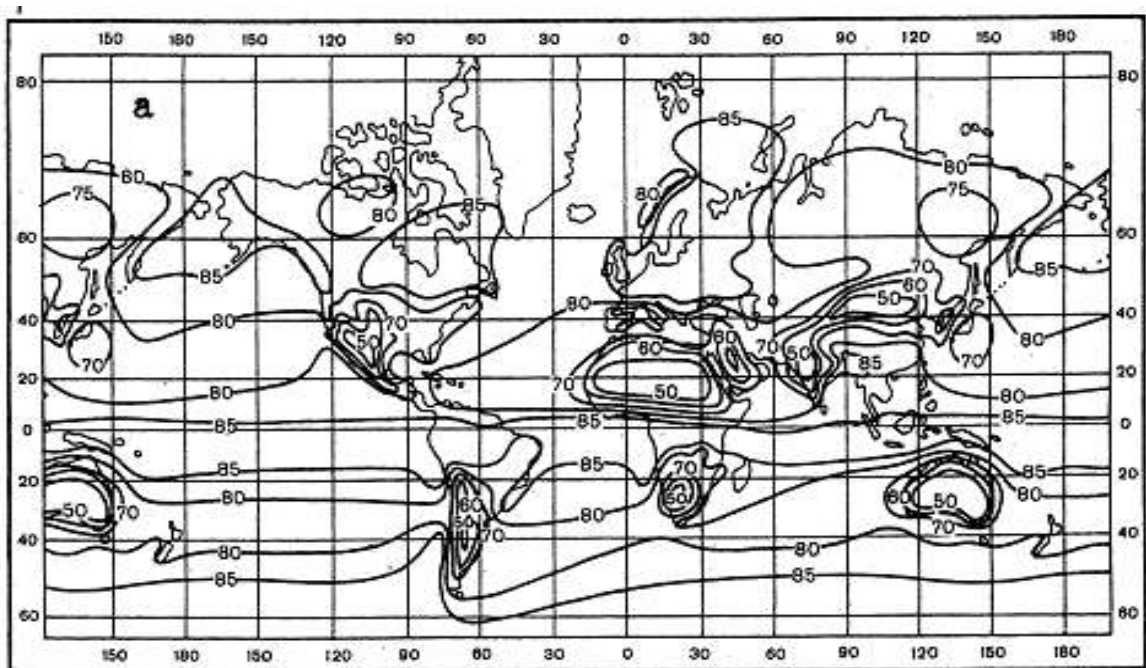


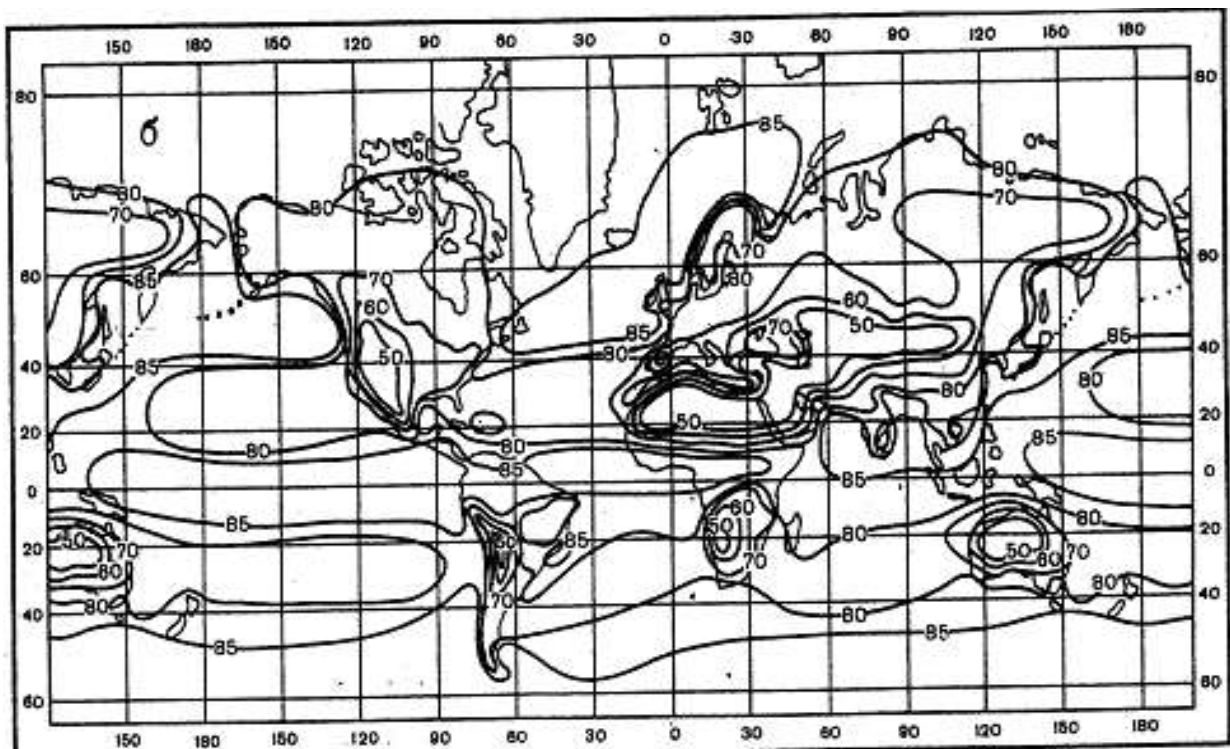
Мал. 5.4. Середній багаторічний розподіл парціального тиску водяної пари (гПа): а) – січень, б) – липень.

Відносна вологість повітря завжди велика в середині тропічних широт, де вона місцями перевищує 85%. Тут випаровування постійно велике, а температура повітря при хмарній погоді відносно невисока. Така ж відносна вологість в Арктиці, у високих широтах океанів. Але це пояснюється не великим вмістом водяної пари у повітрі, а низькою температурою повітря, особливо взимку. Це ми спостерігаємо і над суходолом у високих і помірних широтах холодної частини року, за винятком Якутії, де в умовах переважання антициклональної погоди спостерігається зовсім малий вміст водяної пари (мал. 5.5).

Найменша відносна вологість протягом року спостерігається в тропічних та субтропічних пустелях, де вона завжди менша 50%. В Монголії вона мала взимку через малий вміст водяної пари, а влітку через високі температури. Взимку в Індії мала відносна вологість через панування північно-східного мусону. Влітку до цих районів приєднуються пустелі помірних широт.

Ми розглядали особливості розподілу вологості повітря поблизу земної поверхні (на висоті 2 м). При піднятті угору парціальний тиск водяної пари швидко зменшується, причому зменшується швидше, ніж атмосферний тиск і густина повітря. Це й зрозуміло, адже водяна пара надходить у повітря із земної поверхні. Тому 50% вологи зосереджено в 1,5 км шарі атмосфери, а 99% - в тропосфері. Відносна вологість повітря з висотою також зменшується, але у хмарах вона велика. Взагалі водяної пари в атмосфері багато. В середньому над кожним квадратним метром земної поверхні в повітрі є близько 28,5 кг води.





Мал. 5.5. Середній багаторічний розподіл відносної вологості повітря (%): а) – січень, б) – липень.

### 5.7. Конденсація та сублімація водяної пари в атмосфері

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

Зниження температури повітря у більшості випадків відбувається через його піднесення угору. Коли повітря не насичене, то воно адіабатично охолоджується на  $1\text{C}^0$  на кожні 100м висоти. Тому для початку конденсації досить повітрю підвестись угору на кілька сотень метрів. Коли ж воно далеке від насичення, то воно повинно підвестись на 1-2км і більше.

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

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

В атмосфері крім конденсації водяної пари відбувається і сублімація. Сублімація – це перетворення водяної пари безпосередньо у кристалики льоду. Сублімація в атмосфері починається при температурі нижче  $-40\text{C}^0$ . Коли ж в

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

У більшості випадків кристали льоду появляються в атмосфері при замерзанні переохолоджених крапель води при температурі близько  $-10^{\circ}\text{C}$  і нижчій.

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

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

Кристалики солей та інші гігроскопічні ядра надходять в атмосферу при розвіюванні ґрунту вітром. Гігроскопічними є також тверді частки продуктів горіння або органічного розкладу. У промислових центрах в атмосфері є дуже багато таких ядер конденсації. Ядрами конденсації можуть бути досить великі негігроскопічні частки, поверхня яких змочується. Взагалі за походженням ядра конденсації поділяють на чотири групи, %: ядра морського походження –  $20$ , продукти горіння –  $40$ , частинки ґрунту –  $20$ , іншого походження –  $20$ .

Конденсація водяної пари відбувається на найбільших ядрах конденсації. Це так звані метеорологічні ядра конденсації з розміром  $0,1 - 1,0\text{ мкм}$ . На малих ядрах водяна пара може конденсувати лише у штучних умовах при значному перенасиченні повітря. У повітрі ядер конденсації достатніх розмірів багато. Поблизу земної поверхні в  $1\text{ см}^3$  повітря містяться тисячі й десятки тисяч ядер конденсації. При піднесенні угору кількість ядер конденсації швидко зменшується.

Конденсація водяної пари може відбуватись і без ядер конденсації. Це відбувається інколи на комплексі молекул газів. Але така крапля не стійка. Наступної миті молекули розлітаються і крапля зникає. Наявність ядра конденсації в краплі збільшує її стійкість через гігроскопічність ядра. В лабораторних умовах конденсація не відбувається навіть при великому перенасиченні повіт-

ря, якщо в ньому немає ядер конденсації. В природних умовах перенасичення повітря не спостерігається, оскільки ядер конденсації завжди достатньо.

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

В результаті конденсації водяної пари утворюються дуже дрібненькі крапельки – це долі мікрметра. При тривалому процесі конденсації радіус крапель може досягти 20 мкм. Залежно від умов утворення та стадії розвитку хмари краплі у ній можуть бути досить однорідні, а можуть бути й різноманітними за розмірами. Краплі хаотично рухаються і в результаті зустрічі двох крапель відбувається їх коагуляція або злиття. Для того, щоб спрацював механізм коагуляції, необхідна наявність крапель у хмарі з радіусом  $r \geq 18$  мкм. Природним джерелом великих крапель можуть бути гігантські ядра конденсації, які складаються з морської солі. Нова крапля уже більша за розмірами.

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

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

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

### **5.8. Міжнародна класифікація хмар**

Хмари – це скупчення завислих в атмосфері на висоті дрібних крапель води, кристалів льоду або їх суміші, що утворились при охолодженні вологого повітря. У зв'язку з тим, що в атмосфері Землі є багато процесів які призводять до охолодження повітря, виникає багато форм хмар. Уже в кінці XIX ст. була запроваджена міжнародна класифікація хмар. З часом вона уточнювалась і на сьогодні використовується морфологічна (за зовнішнім виглядом) міжнародна класифікація хмар.

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

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

1. Перисті (пір'ясті). – Cirrus (Ci).
2. Перисто-шаруваті – Cirrostratus (Cs).
3. Перисто-купчасті – Cirrocumulus (Cc).

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

4. Високо-шаруваті – Altostratus (As).
5. Високо-купчасті – Altocumulus (Ac).

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

6. Шаруваті – Stratus (St).
7. Шарувато – купчасті – Stratocumulus (Sc).
8. Шарувато – дощові – Nimbostratus (Ns).

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

9. Купчасті – Cumulus (Cu).
10. Купчасто – дощові – Cumulonimbus (Cb).

Хмари – не сталі утворення, для одержання надійних характеристик хмарності необхідні безперервні спостереження за формуванням, розвитком та зміною хмар. Спеціальні атласи фотографій та схем хмар дозволяють вивчати їхню різноманітність. Цьому сприяє й коротка загальна характеристика хмар.

Хмари верхнього ярусу – найвищі хмари тропосфери. Складаються з кристалів льоду. Вони світло-сірого кольору, напівпрозорі, пропускають частково прямі сонячні промені, тому предмети мають тіні.

Перисті (пір'ясті) хмари як пір'я птаха або смуги волокнистої структури.

Перисто-шаруваті хмари – тоненька прозора біляста вуаль, яка вкриває все небо чи його частину. Інколи вони також мають волокнисту структуру.

Перисто-купчасті хмари мають вигляд гряд, шарів, які складаються з дуже малих пластівців, кульок, завитків, баранців. Вони часто нагадують брижі на поверхні води чи піску.

Хмари середнього ярусу значно щільніші. Сонце та Місяць через них просвічують у вигляді розмитих плям, але прямих сонячних променів уже немає і предмети не створюють тіні.

Високо-шаруваті хмари – світло-сірий покрив різної щільності, вкривають усе небо чи його частину. Це типові змішані хмари. У яких є дрібненькі краплі та сніжинки. З них випадають слабкі опади, які влітку випаровуються і не досягають земної поверхні, а взимку з них випадає слабкий сніг.

Високо-купчасті хмари мають вигляд шарів та гряд сірого кольору, які складаються з плоских валів, дисків, пластин. Вони часто простягаються у вигляді рядів. Для них характерна іризація – райдужне забарвлення країв хмар, які спрямовані до Сонця. Іризація свідчить про те, що високо-купчасті хмари складаються з дуже дрібних крапель води.

Хмари нижнього ярусу.



Шаруваті хмари – це сірий однорідний шар. Складаються із крапель води діаметром 4-10 мкм. З них випадає мряка. Взимку при досить низьких температурах з них випадають снігові зерна (як манна крупа), маленькі сніжинки, або кристалики льоду у вигляді голок. Коли утворюється тонкий шар хмар, то диск Сонця чи Місяця може посвічувати крізь хмари. Інколи хмари можуть мати вигляд суцільного шару порваних клаптів.

Шарувато-купчасті хмари – це гряди чи шари сірих хмар, які завжди мають темні ділянки. Між окремими елементами хмар інколи просвічує небо. Зовні дещо схожі на висококупчасті хмари, але окремі елементи їх будови більші. Структурні елементи хмар у більшості випадків простягаються рядами. Складаються в основному з дрібненьких однорідних крапель з діаметром 10-14 мкм, які при від'ємних температурах зберігаються у переохоложеному стані, зрідка присутні трохи кристалів та сніжинок. Тому із щільних хмар інколи випадає мряка або слабкий сніг.

Шарувато-дощові хмари – дуже потужні хмари на атмосферних фронтах і простягаються з нижнього до верхнього ярусів. У верхній частині вони складаються з дрібненьких крапель та сніжинок, а в нижній є й великі краплі та сніжинки. Тому хмари темно-сірого кольору і небесні світила крізь них не просвічують. Під суцільним шаром шарувато-дощових хмар часто утворюються безформні накопичення розірваних хмар, які дуже темні на фоні шарувато-дощових. Із цих хмар випадають опади облогового характеру.

Хмари вертикального розвитку утворюються в результаті конвекції. Мають вигляд ізольованих щільних мас з плоскою основою та чудернацькими вершинами, які нагадують нагромадження куполів та башт. Вершини хмар сліпучо-білі, а основи сірі або темно-сірі. Найчастіше основа хмар на висоті 400-1500 м, а вершина досягає верхнього ярусу.

Купчасті хмари – спочатку у вигляді шматків вати з подальшим розвитком угору. Це окремі щільні маси з сіруватими плоскими основами та опуклими вершинами. Інколи вершини бувають плоскими, що свідчить про наявність в атмосфері інверсії, яка перешкоджає розвитку хмар угору. Складаються з крапель води і не дають опадів. При сприятливих умовах купчасті хмари перетворюються в купчасті потужні з темною основою та блискучою вируючою вершиною. У цій фазі вони можуть включати і кристали, тому з них можуть випадати опади зливого характеру.

Купчасто-дощові хмари є результатом подальшого розвитку купчастих хмар. Це велетенські гороподібні маси хмар з темною, а інколи синюватою основою та з білою вершиною частіше волокнистої структури. Часто верхня частина хмари має форму ковадла. У верхній частині купчасто-дощові хмари складаються з кристалів льоду, а в середній з кристалів та крапель. З цих хмар випадають опади зливого характеру, часто з грозами. Тому купчасто-дощові хмари ще називають зливовими або грозовими. Вертикальна протяжність до 10км, а інколи досягають тропопаузи. Під основою цих хмар у смугах падіння опадів часто спостерігають накопичення розірваних хмар.

Елементи хмар – краплі та кристали дуже малі і вони зрівноважуються силою тертя. Швидкість падіння крапель у нерухомому повітрі дорівнює кіль-

ком долям сантиметра за секунду, а кристалів – ще менше. При наявності турбулентності краплі та кристали перебувають у завислому стані тривалий час. Вони повільно зміщуються то вниз, то вгору. Якщо відносна вологість повітря зменшується, то хмари випаровуються.

Хмара постійно змінюється: її складові постійно випаровуються і виникають знову. Хмара є лише видимою частиною води у даний момент. Це особливо помітно при утворенні хмар над вершиною гори. При безперервному перетіканні повітря через вершину у ньому відбуваються такі зміни. При піднесенні вгору повітря адіабатично охолоджується, відбувається конденсація водяної пари і утворюються хмари. Їх видно над вершиною гори, як нерухомі. Насправді ми кожної миті бачимо нову хмару. Хмари рухаються разом з повітрям і спереду постійно випаровуються. Тут повітря опускається вниз, адіабатично нагрівається і відділяється від стану насичення. З навітряного боку гори хмари постійно наново утворюються із вологи, яка переноситься догори разом з повітрям.

На рівнині хмара так само постійно змінюється. Краплі з хмари опускаються донизу і, переходячи за її межі у ненасичене повітря, одразу випаровуються. Водяна пара переноситься вгору і знову конденсується. Цей процес іде постійно і хмара постійно відновлюється. Вважається, що конкретна купчаста хмара існує лише 10-20 хвилин, після чого ми вже бачимо по суті іншу купчасту хмару.

### 5.9. Мікроструктура та водність хмар

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

1. Водяні або крапельні хмари, які складаються виключно з крапель води. Вони бувають такими не лише при позитивних температурах, але й при негативних (до  $-10^{\circ}\text{C}$ ). В останньому випадку краплі перебувають у переохоложеному стані. Це нормальний стан, вода в атмосфері замерзає лише при температурах близьких до  $-10^{\circ}\text{C}$ .
2. Змішані хмари. Вони складаються із суміші крапель води та кристалів льоду. Існують при температурі повітря від  $-10^{\circ}\text{C}$  до  $-40^{\circ}\text{C}$ .
3. Льодяні або кристалічні хмари, які складаються лише із кристалів льоду. Вони існують при температурі повітря нижче  $-40^{\circ}\text{C}$ .

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

Масу крапель води та кристалів льоду в  $1\text{ м}^3$  хмари називають водністю хмар. Сюди не враховують водяної пари, яка залишається в атмосфері після конденсації чи сублімації. Водність хмар відносно мала, не дивлячись на те, що в  $1\text{ см}^3$  об'єму хмари в нижніх шарах атмосфери нараховуються сотні крапельок

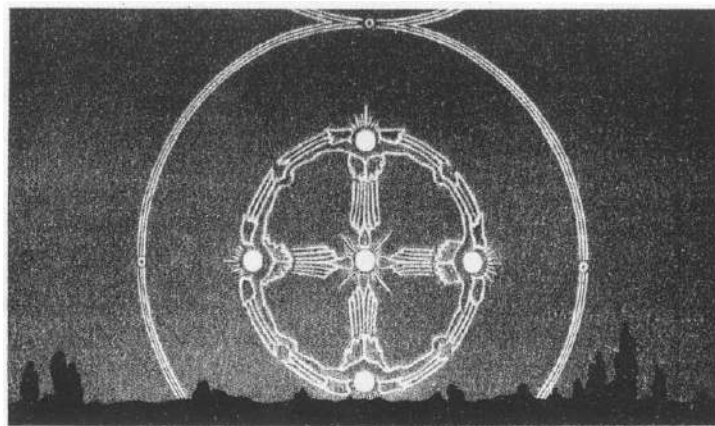
води. У верхніх шарах атмосфери у цьому об'ємі є лише кілька крапельок. Вміст кристалів льоду ще менший – 1 кристал в 4-5 см<sup>3</sup> хмари.

У водяних хмарах в 1 м<sup>3</sup> міститься від 0,01 до 3 г рідкої води. В середині тропічних широт водність хмар більша. У льодяних хмарах водність зовсім мала – це соті і тисячні долі грама в 1м<sup>3</sup>. Не дивно, що льодяні хмари не дають опадів.

### 5.10. Світлові явища у хмарах

Краплі води та кристалики льоду створюють суттєву неоднорідність атмосфери. У краплинах води та кристалах льоду відбувається відбивання, переломлення та дифракція (розклад) сонячних променів. Тому у хмарах досить часто спостерігаються світлові або оптичні явища. Вони не мають ніякого практичного значення, але дають деяку інформацію про самі хмари, у яких вони виникають.

Гало спостерігається у хмарах верхнього ярусу, які складаються із кристалів льоду, особливо у перисто-шаруватих. Перш за все це світлі кільця з кутовим радіусом 22<sup>0</sup> або значно рідше 46<sup>0</sup>, центри яких співпадають з диском Сонця чи Місяця. Вони мають слабо виражені кольори райдуги, червоний всередині. Поряд з цими основними формами гало спостерігаються ще другорядні або несправжні Сонця або Місяці. Через світило проходить білий круг, розташований паралельно горизонту. По обидва боки від світила під кутом 22<sup>0</sup> або 46<sup>0</sup> видно яскраві підфарбовані плями, які нагадують диск Сонця чи Місяця. До основних кіл інколи появляються дотичні дуги. Спостерігаються ще світлі вертикальні стовпи, які проходять через диск світила, які ніби продовжують його вверх-вниз, а також світлий горизонтальний круг на рівні світил. Вершиною оптичних явищ є рідкісне поєднання стовпів та круга – чітко виражений світлий хрест (мал.5.6.).



Мал. 5.6. Сонячний хрест у хмарах

Підфарбовані гало виникають в результаті переломлення променів світла в шестигранних призмovidних кристалах льоду, а безколірні форми – відбиттям світла від граней кристалів. Форми гало залежать від типів та особливостей руху кристалів, від орієнтації їх вісі у просторі та висоти Сонця.

Гало розміром 22<sup>0</sup> обумовлене переломленням променів боковими гранями кристалів при невпорядкованій орієнтації їх вісі у всіх напрямках, а розміром 46<sup>0</sup> – переломлення променів між боковими гранями то основою призм.

Несправжні Сонця та Місяці виникають зимою при стійкій антициклонічній морозній погоді. При дуже низькій температурі відбувається сублімація водяної пари у приземному шарі атмосфери і вона заповнюється великою кіль-

кістю дрібненьких кристалів льоду. Це ж буває при цих же умовах, але при де-що іншій формі кристалів і при низькому положенні світил над горизонтом. Отже, це свідчення дуже морозної антициклональної погоди.

Вінці або ореол. Виникають у висококупчастих хмарах, які закривають диск світила і складаються з дрібненьких однорідних крапель води, а також у туманах навколо штучних джерел світла. Радіус вінців  $1-5^{\circ}$  і він обернено пропорційний діаметру крапель, що дозволяє за радіусом явища визначити розміри крапель у хмарах.

Вінці – світле кільце, яке прилягає впритул до диску Сонця чи Місяця, голубуватого кольору, а зовнішній край червонуватий. Може бути з одним або кількома додатковими кільцями такого ж, але світлого кольору. Явище виникає в результаті дифракції (розкладу) світла у дрібненьких краплях води. Вінці навколо ліхтарів у тумані мають багатші кольори райдуги.

Глорія. Спостерігається на фоні хмар або туману, які розташовані прямо перед спостерігачем або нижче його, тобто явище можна спостерігати в горах або з літака. Це ореол навколо точки, прямо протилежної диску світила. На ці хмари падає тінь спостерігача і ореол вінчає тінь його голови. Глорія пояснюється дифракцією відбитого від крапель світла, коли Сонце поблизу горизонту. Часто можна бачити нечіткі контури диковинних істот, які нагадують людину, але велетенських розмірів. Істоти темно-сірого кольору безперервно змінюють форму, то наближаються, то віддаляються. Це явище одержало назву „брокенська примара”, за назвою вершини Брокен в горах Гарц (Середня Німеччина), де воно спостерігається досить часто. Явище було відоме в давнину у Західному Китаї за назвою „Пишність Будди”. Замість себе можна побачити чужу тінь. Відоме зображення на фоні хмар жінки з дитиною на руках – „Брокенське диво”.

Райдуга (народне веселка). Спостерігається на фоні хмар, з яких іде дощ і які підсвічуються прямими сонячними променями. Це кольорова дуга або навколо радіусом близько  $42^{\circ}$ . Зовнішній край райдуги червоний, внутрішній фіолетовий, між ними решта кольорів спектру. Райдуга виникає в результаті переломлення сонячних променів при вході та виході із крапель, відбиттям їх всередині крапель і дифракцією променів на краплях.

Дуга райдуги є частиною кола, центр якого лежить на прямій, яка з'єднує око спостерігача з центром диску Сонця. Якщо спостерігач рухається, то рухається й райдуга. Коли Сонце поблизу обрію, то й центр райдуги там і її видно як напівколо. При збільшенні висоти Сонця над обрієм райдуга ховається за обрій. Коли висота Сонця досягає  $42^{\circ}$  і більше то її не видно зовсім. Інколи з літака удавалось бачити райдугу у вигляді майже повного кола.

Інколи поряд з основною спостерігається друга райдуга. Вона слабше світиться, а її радіус близько  $50^{\circ}$ , зовнішній край її фіолетовий. Зовсім рідко можна спостерігати навіть третю та четверту райдуги. Інколи також можна спостерігати додаткові райдуги і всередині основної.

Ширина й забарвлення, інтенсивність свічення дуже змінюються залежно від розмірів крапель. Формується райдуга переважно на фоні купчасто-дошових хмар, які не вкривають усе небо. Райдугу видно і тоді, коли краплі великих ро-

змірів плавають у хмарі, і тоді, коли вони випадають із хмари у вигляді дощу. Інколи райдугу можна спостерігати і на фоні хмар з дрібними краплями, навіть на фоні туману. Але у цьому випадку вигляд її інший: велика ширина, майже білого кольору, її краї мають слабке забарвлення. При відповідному освітленні райдугу можна спостерігати при розбризкуванні води водоспадами, фонтанами, морськими хвилями.

### **5.11. Добовий та річний хід хмарності**

Хмарністю називають ступінь вкриття неба хмарами. Оцінюється балами від 0 до 10. При необхідності узагальнення можна легко перейти до оцінки у відсотках. Так, хмарність 6 балів показує, що хмари вкривають 60% небосхилу.

Добовий хід хмар не завжди проявляється. Так, хмари на атмосферних фронтах утворюються незалежно від часу доби. Інші форми хмар мають різний добовий хід. Конвективні хмари, тобто купчасті та купчасто-дощові, виникають в середині дня і до кінця дня їх кількість зменшується, вночі вони зникають повністю. Водна поверхня майже немає добового ходу температури, тому й конвективні хмари тут або не мають добового ходу, або невеликий максимум спостерігається вранці. Шаруваті та шарувато-купчасті хмари виникають у зв'язку з вихолоджуванням земної поверхні, тому найбільше їх буває в кінці ночі та вранці.

У зв'язку з цим влітку над суходолом у помірних широтах протягом доби виділяється два максимуми: один вранці, а другий головний максимум у післяполуденні години. Взимку конвекції немає, тому спостерігається лише вранішній максимум. У тропічних широтах конвекція розвинута протягом усього року, тому постійно виявляється післяполудневий максимум. В середній та верхній частині гір найменша хмарність спостерігається вночі, коли повітря стікає вниз, а найбільша хмарність у післяполудневій годині, тобто при розвитку висхідних рухів.

На земній кулі виділяють два типи річного ходу хмарності. У першому типі річний хід хмарності співпадає з річним ходом опадів. У другому типі річний хід хмарності та опадів протилежні.

В районі екватора хмарність велика протягом усього року (6-8 балів). Максимальна хмарність співпадає з періодами весняного та осіннього рівнодення. У цей час тут Сонце перебуває в зеніті і розвивається інтенсивна конвекція. Тут річний хід хмарності та опадів співпадає. Амплітуда річного ходу хмарності близько двох балів.

Найбільший річний хід хмарності спостерігається в районах екваторіальних мусонів та мусонів субтропічних і помірних широт. У Бомбеї (Індія) взимку хмарність 1,3-1,4 бала, влітку 5,6-7,3 бала і амплітуда досягає шести балів. Влітку спостерігається і максимум опадів. На цій же широті над океанами амплітуда річного ходу хмарності не перевищує 2 балів.

У тропічній зоні Землі протягом усього року спостерігається невелика хмарність. На станції Ваді – Хальфа (21<sup>0</sup>55' пн.ш., 31<sup>0</sup>19' с.д.) протягом усього року хмарність змінюється від 1,1 до 2,5 балів, причому мінімум і максимум хмарності спостерігається влітку та восени (1,1 бала у червні та жовтні, 2,5 бала липень-серпень). У субтропіках найчіткіший хід хмарності виражений в Серед-

земномор'ї. Тут максимум взимку, мінімум влітку. Максимум хмарності та опадів тут обумовлюється активною циклонічною діяльністю взимку на середземноморській гілці полярного фронту.

У помірних широтах Східної Європи річний хід хмарності протилежний річному ходу опадів. Тут зимою переважають суцільні низькі шаруваті та шарувато-купчасті хмари, які дають мало опадів. Влітку хмарність менша, але переважають купчасто-дощові хмари з більшою кількістю опадів. Для обох півкуль характерним є збільшення хмарності влітку та зменшення її взимку (табл. 5.2).

Таблиця 5.2 Річний хід хмарності на Землі, бали.

Широта, <sup>0</sup>	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
90 пн.	4,9	4,8	5,5	5,5	7,7	8,9	9,2	9,2	9,0	7,9	6,0	5,3	7,0
90-80	5,3	5,2	5,3	5,7	7,7	8,5	8,7	9,0	8,8	8,0	6,2	5,4	7,0
80-70	5,9	5,8	5,5	6,1	7,5	7,8	7,9	8,0	8,3	7,9	6,7	5,8	6,9
70-60	6,5	6,3	6,2	6,4	7,2	7,3	7,3	7,4	7,9	7,8	7,0	6,7	7,0
60-50	6,9	6,7	6,7	7,0	7,3	7,3	7,3	7,2	7,2	7,3	7,3	7,1	7,1
50-40	6,6	6,6	6,6	6,8	6,8	6,6	6,3	6,0	5,8	6,0	6,5	6,7	6,4
40-30	5,9	5,9	5,9	5,8	5,7	5,4	5,1	4,8	4,7	5,0	5,3	5,7	5,4
30-20	4,8	4,8	4,7	4,7	4,7	4,9	5,1	4,9	4,6	4,5	4,6	4,8	4,8
20-10	4,8	4,6	4,7	5,0	5,2	5,7	6,2	6,1	5,9	5,4	5,0	4,9	5,3
10-0	5,7	5,6	5,8	6,1	6,2	6,4	6,4	6,3	6,2	6,0	5,8	5,7	6,0
0-10 пд.	6,2	6,1	6,0	5,9	5,6	5,3	5,2	5,3	5,7	5,7	6,0	6,1	5,8
10-20	5,9	5,7	5,7	5,3	4,9	4,6	4,8	5,0	5,2	5,6	5,8	5,6	5,3
20-30	5,3	5,3	5,4	5,2	5,0	4,9	5,0	4,9	5,2	5,5	5,5	5,4	5,2
30-40	5,8	5,7	5,8	5,8	6,0	6,0	5,9	5,8	6,1	6,2	5,9	5,8	5,9
40-50	6,9	7,0	6,9	7,0	7,2	7,1	7,0	6,9	7,1	7,1	7,1	7,1	7,0
50-60	8,4	8,2	8,1	8,1	7,9	7,8	7,8	7,7	7,6	8,0	8,4	8,3	8,0
60-70	8,8	8,4	8,1	7,9	7,6	7,3	7,5	7,6	7,5	8,0	8,2	8,2	7,9
70-80	6,8	6,8	6,8	6,3	5,5	5,4	5,4	6,0	6,1	6,6	6,3	6,6	6,2
80-90	5,4	5,7	5,9	4,5	4,2	4,1	3,9	5,0	5,0	5,0	5,4	5,7	5,0
90 пд.	5,0	4,6	4,5	3,1	2,6	3,0	3,1	3,5	4,5	5,2	4,0	4,9	4,0
Північна півкуля	5,7	5,6	5,6	5,8	6,0	6,2	6,2	6,1	6,0	5,9	5,8	5,8	5,9
Південна півкуля	6,5	6,4	6,3	6,2	6,0	5,8	5,9	5,9	6,1	6,3	6,4	6,4	6,2
Уся Земля	6,1	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,1	6,1	6,1	6,0

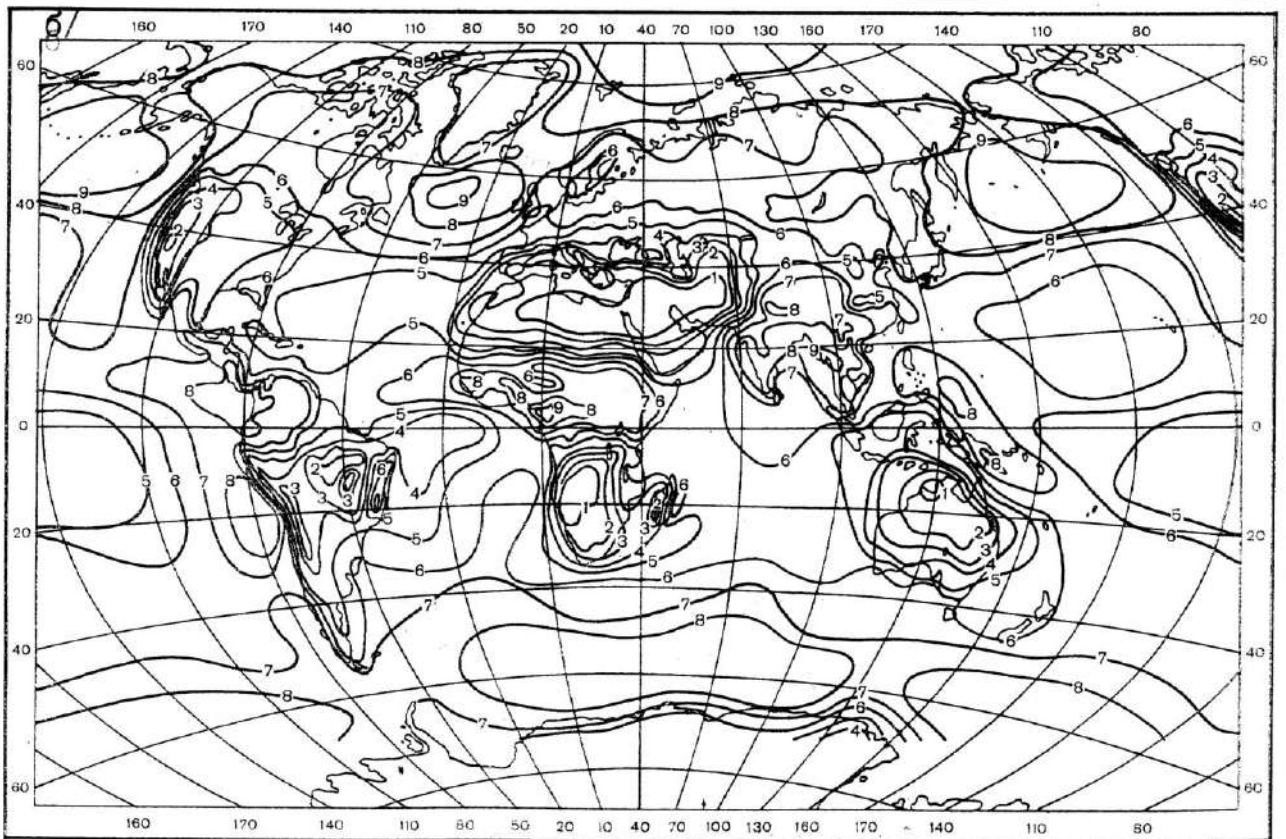
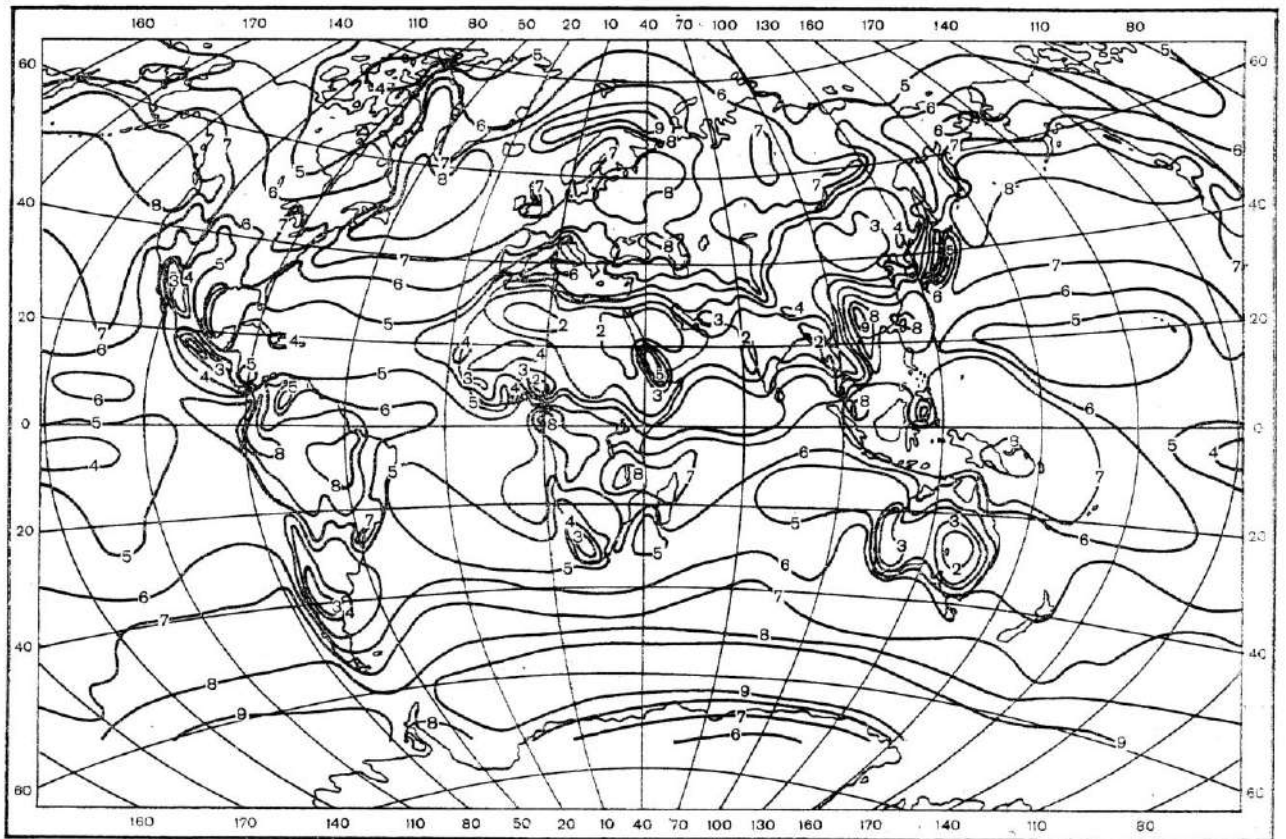
Взагалі найбільша хмарність протягом року спостерігається в зоні екватора, а також над океанами помірних та субполярних широт обох півкуль. Дуже хмарна погода спостерігається в районі Ісландського та Алеутського мінімумів, Тихоокеанського узбережжя Канади, північно-західного узбережжя Європи, басейнів Амазонки, Конго, Нової Гвінеї і навколишньої акваторії, Вогняної Землі та субантарктики (мал.5.7).

Найменша хмарність спостерігається в континентальних районах тропічних та субтропічних широт. Особливо це стосується північно-східної території Сахари, Аравійського півострова, південного заходу Північної Америки. Тут хмарність не перевищує 0,1-0,2 бала. Найменша хмарність на океанах спостерігається в тропічних широтах обох півкуль. Безхмарна погода в окремі сезони спостерігається в Монголії, Східному Сибіру, Канадському архіпелазі, Гренландії, у центрі Антарктиди.

Визначення хмарності за допомогою супутників показало, що при візуальній оцінці із поверхні Землі кількість хмар дещо збільшується. Але розбіжності незначні і для кліматологічної характеристики можна використовувати як наземні, так і супутникові спостереження. Супутникова інформація особливо цінна для океанічних просторів, де дуже мало метеорологічних станцій.

Спостереження за допомогою супутників дали можливість встановити, що у південній півкулі хмари вкривають 62 % площі, а в північній – 53 %. Це пояснюється тим, що океани у південній півкулі займають 81% території, а в північній 61 %. Над океанами хмарність завжди більша, ніж над суходолом. Так, у північній півкулі взимку вона більша на 10 %, а влітку на 18-20 %.

Хмарність є дуже важливим фактором, який визначає характер багатьох фізичних процесів в атмосфері. Змінюючись як у просторі, так і в часі, хмарність впливає на радіаційний та тепловий режим Землі. Більше всього вона впливає на величину сумарної радіації, альbedo та ефективного випромінювання, а через них і на величину радіаційного балансу підстильної поверхні. Впливаючи на величину радіаційного балансу підстильної поверхні, тим самим хмарність впливає на тепловий режим земної поверхні та атмосфери, через який вона впливає на циркуляцію атмосфери.



Мал.. 5.7. Географічний розподіл середньої місячної хмарності (бали): а) – січень, б) – липень.



### 5.12. Тривалість сонячного сяйва

Тривалість сонячного сяйва з одного боку є важливою характеристикою режиму сонячної радіації, а з другого боку – режиму хмарності. Тривалість сонячного сяйва виражається годинами за місяць чи рік, протягом яких прямі сонячні промені надходять на земну поверхню. Це дуже важливий елемент клімату місцевості.

Тривалість сонячного сяйва залежить від тривалості дня та хмарності. Тривалість дня, у свою чергу, залежить від географічної широти та пори року. Щільні хмари повністю затіняють Землю від прямих сонячних променів. Тривалість сонячного сяйва можна характеризувати кількістю годин, або відсотками від можливої тривалості. В останньому випадку добре видно, наскільки хмарність зменшує тривалість дії прямих сонячних променів.

Тривалість сонячного сяйва збільшується від полярних широт до тропіків. В Арктиці переважає хмарна погода, тому відносна тривалість сонячного сяйва не перевищує 25 % від можливого часу. У Північній Європі вона збільшується уже до 40 %. У Південній Європі прямі сонячні промені спостерігаються уже протягом 50-65 % від можливого. Найбільша тривалість сонячного сяйва спостерігається у тропічних пустелях. Так, наприклад, у штаті Арізона в середньому за рік вона становить 88 %, а в червні навіть досягає 97 %. Велика відносна тривалість сонячного сяйва спостерігається у Східній Антарктиді. У дощовому поясі Землі поблизу екватора вона зменшується до 35 %.

В абсолютних величинах тривалість сонячного сяйва в Європі протягом року змінюється від 1000-1200 годин на півночі Шотландії та півночі Євразії до 1843 у Києві, 2200 у Феодосії та Одесі та 2900 годин у Мадриді. У пустелях тривалість сонячного сяйва перевищує 3000 годин.

Тривалість сонячного сяйва в горах менша, ніж на рівнинах внаслідок посилення конвекції на схилах гір. Особливо це помітно у тропічних широтах. Взимку на значній висоті у горах сонце світить більше, ніж на рівнині. У цей час рівень конденсації розташований низько і шаруватоподібні хмари вкривають нижній пояс гір. У зв'язку з цим взимку дуже популярні гірські курорти. У Європі дні без прямих сонячних променів спостерігаються переважно взимку. У великих промислових центрах через забруднення атмосфери інколи тривалість сонячного сяйва на 20% менша, ніж на деякій відстані від них.

### 5.13. Серпанок, туман, імла

*Серпанок* – слабе помутніння атмосфери внаслідок скупчення завислих у приземному шарі продуктів конденсації та сублімації водяної пари. Ці продукти мають мікроскопічні розміри. Горизонтальна видимість при серпанку зменшується до 1-10 км. Продукти конденсації та сублімації водяної пари (краплі та кристали) розсіюють сонячні промені, усі предмети мають білуватосіруватий колір і не чіткі обриси.

Якщо продукти конденсації та сублімації водяної пари більших розмірів і більша їх концентрація то горизонтальна видимість зменшується ще більше. Сильне помутніння атмосфери через скупчення завислих у приземному шарі продуктів конденсації та сублімації водяної пари, що призводить до зменшення горизонтальної видимості на відстань менше одного кілометра називається *туманом*.

маном. У слабких туманах горизонтальна видимість становить 999-500 м, у помірних – 500-100 м, у сильних – менше 100 м. У дуже сильних туманах видимість менша 50 м, а інколи навіть 1-2 м.

При позитивних температурах туман складається із крапель води. При невеликих від'ємних температурах туман складається із переохолоджених крапель. При температурах  $-10^{\circ}\text{C}$  і нижче тумани уже змішані, поряд існують краплі та кристали. При дуже низьких температурах вони стають повністю кристалічними. За своєю структурою хмари та тумани ідентичні.

Якщо помутніння атмосфери викликане не продуктами конденсації та сублимації водяної пари, а твердими частками то воно називається *імлюю*. Імла часто виникає при розвіюванні ґрунту сильним вітром (пилові бурі), забруднення повітря при лісових пожежах та промисловим забрудненням у містах. Імла може бути і біологічного походження. Це пилок при масовому квітуванні деяких видів рослин. Далекість горизонтальної видимості при імлі змінюється у великих межах. Відносна вологість при імлі, як правило, мала на відміну від туманів та серпанку.

### 5.13.1. Умови утворення туманів

Тумани виникають тоді, коли поблизу поверхні Землі є сприятливі умови для конденсації водяної пари. У більшості випадків це зниження температури. Ядер конденсації водяної пари завжди достатньо. Оскільки ядра конденсації гігроскопічні, то тумани виникають ще до зниження температури до точки роси, тобто при відносній вологості близько 95%.

Залежно від умов утворення тумани поділяють на два види: тумани охолодження і тумани випаровування. У природних умовах переважаючими є тумани охолодження. Охолодження повітря поблизу земної поверхні відбувається внаслідок двох основних процесів. Це радіаційне охолодження земної поверхні та прилеглого шару повітря. Втрачаючи тепло шляхом випромінювання радіації земна поверхня охолоджується, а від неї охолоджується і прилегле повітря. Тумани, які виникають у цьому випадку, називаються радіаційними. Крім того повітря охолоджується при його перенесенні з теплішої земної поверхні на холоднішу. Ці тумани називають адвентивними. Якщо повітря охолоджується внаслідок дії двох причин, то тумани називаються адвективно-радіаційними.

Радіаційні тумани виникають тихої ясної ночі, але при наявності слабого вітру. Слабкий вітер створює турбулентне перемішування повітря, а отже розповсюджує охолодження повітря вгору. У багатьох випадках формуються приземні радіаційні тумани. Вони розповсюджуються вгору на десятки метрів і мають плямисту структуру, тобто формуються у балках, поблизу боліт, на лісових галявинах. Ці тумани виникають у приземному шарі інверсії температури. Через невеликий проміжок часу після сходу Сонця вони випаровуються. Приземні тумани спостерігаються лише над суходолом.

В холодний період року у стійких антициклонах утворюються високі радіаційні тумани. Вони розповсюджуються до висоти кількох сотень метрів. Це результат тривалого поступового охолодження повітря в нижніх шарах антициклону протягом кількох днів. Такі тумани охоплюють величезні площі і можуть

зберігатись багато днів підряд, розсіюючись інколи в середині дня на кілька годин.

Адвективні тумани виникають при адвекції теплого повітря на холодну підстильну поверхню. Це спостерігається при перенесенні повітря з південних районів у північні, або взимку з теплого моря на охолоджений суходіл, або влітку з теплого суходолу на холодне море, або з теплих течій на холодні. У помірних широтах на суходолі адвективні тумани бувають часто в кінці осені та взимку. На морі вони виникають частіше весною та влітку.

Адвективні тумани охоплюють величезні райони і розповсюджуються вгору на сотні метрів. Вони можуть виникати і при значній швидкості вітру. Тепле повітря вихолоджується при контакті з холодною підстильною поверхнею, а велике турбулентне переміщення розповсюджує вихолодження до значної висоти. При цих туманах також існує інверсійний розподіл температури, але інверсія уже адвективна. При значній турбулентності відбувається коагуляція крапель туману і найбільші краплі падають на земну поверхню у вигляді мряки.

Адвективно-радіаційні тумани утворюються при незначній адвекції тепла і при наступному радіаційному вихолодженні земної поверхні при проясненні вночі.

Тумани випаровування бувають рідше, ніж тумани охолодження і охоплюють вони менші ділянки земної поверхні. На суходолі вони виникають у вечірні години та вночі при стіканні повітря з навколишніх пагорбів на теплу водну поверхню річок, озер, ставків. Інколи вони виникають увечері під час спокійного дощу на нагріту земну поверхню чи після його закінчення, коли з вологої теплої поверхні інтенсивно випаровується волога, а температура повітря знижується. Над внутрішніми морями тумани випаровування спостерігаються зимою при адвекції холодного повітря із суходолу. В Арктиці тумани випаровування утворюються тоді, коли холодне повітря з крижаного покриву переноситься на ділянки моря без криги.

Усі перелічені види туманів виникають в середині повітряних мас поза межами атмосферних фронтів. Однак існує ще один вид туманів випаровування – перед теплим фронтом. Атмосферні опади у вигляді дощу зволожують земну поверхню. Інтенсивне випаровування із земної поверхні та безпосередньо з крапель дощу насичує повітря водяною парою і утворюється туман. Це суцільна смуга туману перед фронтом.

Найчастіше тумани виникають при найбільшому охолодженні земної поверхні, тобто вранці. У горах тумани утворюються будь-якої частини доби, але усе-таки дещо частіше вони появляються у після полуденні години. Справа в тому, що в цей час виникають висхідні рухи повітря, воно адіабатично охолоджується і на схилах утворюється туман. Правда, для спостерігача, який перебуває в долині – це звичайні хмари.

### 5.13.2. Географічний розподіл туманів

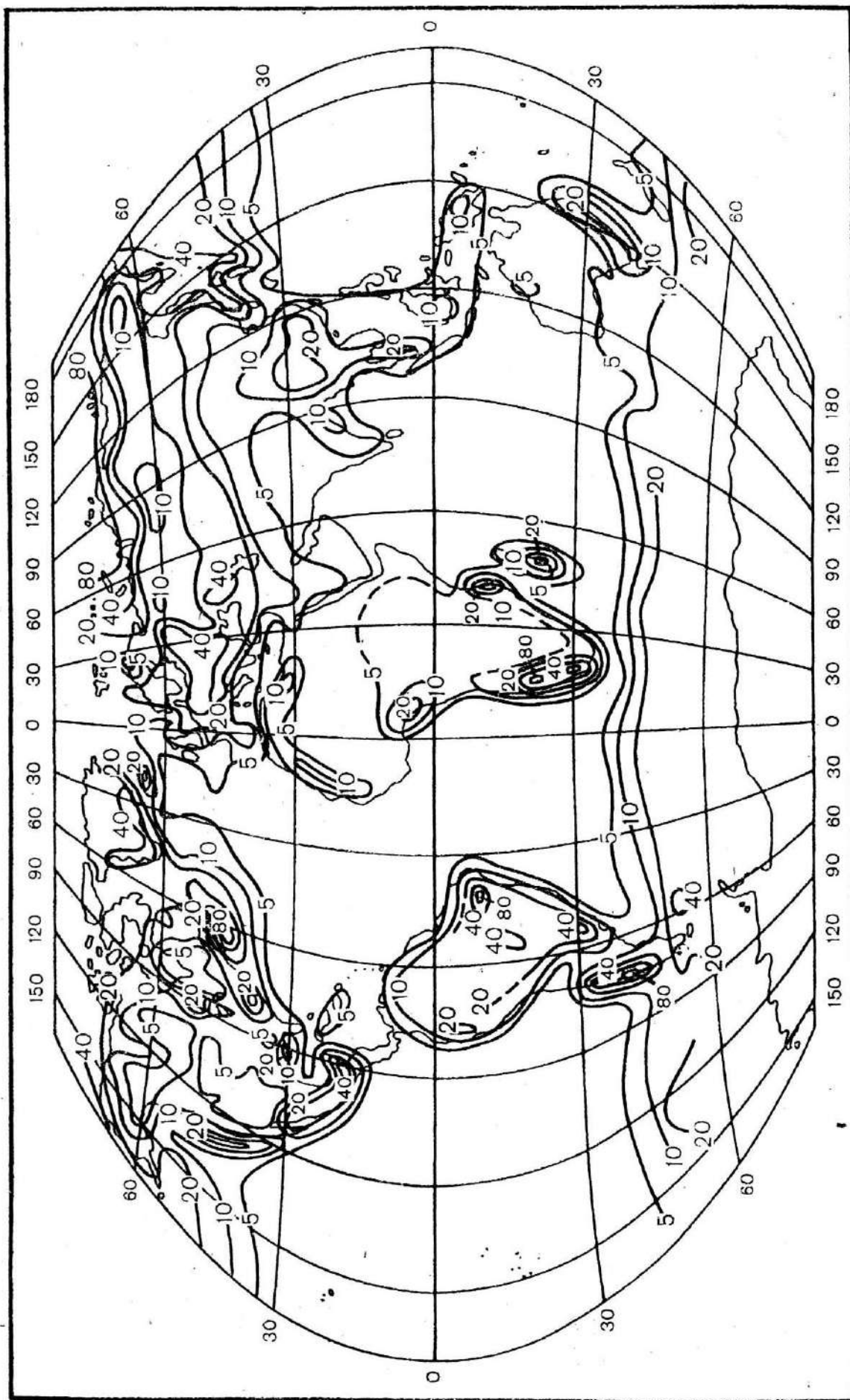
Найчастіше тумани спостерігаються в Арктиці. Тут буває понад 80 днів з туманом. Причиною їх утворення є адвекція тепла на холодну поверхню крижаних полів, а також тумани випаровування. Багато днів з туманом спостерігається також у високих широтах океанів південної півкулі.

У помірних широтах така ж кількість туманів спостерігається поблизу Ньюфаундленда. Тут тепле повітря переноситься з теплої течії Гольфстрім на територію холодної Лабрадорської течії. Особливо багато туманів тут буває влітку. Так, у липні та серпні щорічно буває в середньому 22-23 дні з туманами. Так само понад 80 днів з туманом буває над акваторією холодних течій у субтропічних широтах південної півкулі. Це течії Перуанська вздовж берегів пустелі Атакама у Південній Америці та Бенгельська вздовж пустелі Наміб у Південній Африці. Тепле повітря з океану переноситься на територію цих течій і охолоджується над ними (мал. 5.8).

Велика кількість днів з туманом спостерігається у Середній Європі. Так, в Україні їх 50-60 днів, а на сході менше 30 днів, на Південному березі Криму 15 днів. Багато туманів також на берегах Каліфорнії (Каліфорнійська холодна течія), на Атлантичному узбережжі Південної Америки тощо.

Найменше туманів буває в середині материків, особливо в пустелях. Тут малий вміст водяної пари і високі температури. Відносно мало туманів в Канаді та Сибіру, де взимку при антициклональній погоді дуже малий вміст водяної пари і навіть при наближенні відносної вологості повітря до 100% тумани не утворюються.

Усе ж таки найбільше днів з туманами спостерігається на навітряних схилах гір. У Карпатах та Кримських горах їх буває 180-247 днів. На навітряних схилах у вологих районах Землі їх може бути й більше. Правда, ми вже згадували, що для жителів долини ці тумани є хмарами. Міжгірні плоскогір'я гірських систем є сухими. Сюди мало проникають вологі повітряні маси. Сухими є внутрішні райони Тянь-Шаню, Паміру, Тибету Малої Азії, Ірану, Піренейського півострова, Мексиканське нагір'я. Так, у гірській котловині Архиз на висоті 1456 м буває щороку в середньому 5 днів з туманом.



Мал. 5.8. Географічний розподіл середньої місячної кількості днів з туманом

## 5.14. Наземні гідрометеори

В результаті скупчення продуктів конденсації та сублімації водяної пари в атмосфері утворюються хмари та тумани. Однак процеси конденсації та сублімації можуть відбуватись на земній поверхні і на наземних предметах та спорудах. Продукти конденсації та сублімації водяної пари на земній поверхні і на наземних предметах та спорудах називаються наземними гідрометеорами. Це роса, іній, паморозь, твердий та рідкий наліт.

*Роса.* Це найпоширеніший гідрометеор. Роса – дрібненькі краплини води, які утворюються при конденсації водяної пари на земній поверхні, на горизонтальних поверхнях предметів та особливо на траві увечері та вночі теплої частини року. Земна поверхня і особливо листочки трави, кущів та дерев вночі охолоджуються шляхом радіаційного випромінювання. Тому і прилеглі шари повітря охолоджуються. Якщо температура поверхні знижується нижче точки роси, то водяна пара конденсується безпосередньо на цій поверхні. Цьому сприяє ясна тиха погода. При наявності навіть слабкого вітру роса не утворюється, скоріше утворюється туман.

Товщину шару води при конденсації водяної пари на земній поверхні виміряти складно і її не вимірюють. За різними оцінками у Європі за рахунок роси протягом року утворюється шар води близько 10 мм, в Англії у межах 10-30 мм. У теплих вологих областях земної кулі виділяється понад 40 мм опадів і ця вода може стікати з дахів та дерев.

*Іній.* Це кристали льоду різної форми, які виникають на траві, поверхні ґрунту та на горизонтальних поверхнях предметів і споруд при таких же умовах як і роса, але при від'ємній температурі цих поверхонь. Відбувається сублімація водяної пари з повітря, яке прилягає безпосередньо до холодних поверхонь. Взимку часто утворюється іній на поверхні снігового покриву. Цей процес призводить до висушування приземного шару повітря над снігом, особливо в Арктиці, Антарктиді, в Якутії.

*Паморозь.* Це пухкі крихкі кристали, які утворюються на вертикальних поверхнях предметів, на гілках дерев проводах тощо. Кристали довгі, легко струшуються. Паморозь утворюється зимою при досить значних морозах і, як правило, при тумані чи серпанку. Переохолоджені краплі туману замерзають при дотику до предметів і на них відбувається сублімація водяної пари. Паморозь може утворювати значні відклади переважно з навітряного боку предметів. Дуже значні відклади спостерігаються в горах на деревах, виступах скель тощо.

*Твердий наліт.* Виникає на вертикальних поверхнях масивних предметів, особливо пам'ятників, колон, товстих стін та дерев, з навітряного боку при адвекції тепла після тривалої холодної погоди. Температура повітря може бути й вище нуля, але предмети ще зберігають запаси холоду. Контактуючи з цими предметами повітря охолоджується і відбувається конденсація та сублімація водяної пари на їхній поверхні. Твердий наліт буває у вигляді дрібних кристалів і у вигляді шару прозорого льоду.

*Рідкий наліт.* Це плівка води на вертикальних поверхнях масивних предметів з навітряного боку при адвекції тепла після тривалої холодної погоди. Виникає так само як і твердий наліт, але предмети уже мають температуру ви-

ще нуля градусів. І твердий і рідкий наліт виникають при похмурій вітряній погоді, часто з туманом.

Подібні явища взимку часто спостерігаються у приміщеннях. Вікна “потіють” і з них стікає вода, на вікнах утворюються візерунки, відклади паморозі на стінах і стелях у приміщеннях, які слабо обігріваються, у погрібах, складах та печерах.

### **5.15. Ожеледь. Ожеледиця. Зледеніння літаків**

*Ожеледь* – утворення щільного шару льоду на земній поверхні та на всіх предметах і спорудах в результаті випадіння переохолоджених крапель дощу чи мряки із хмар і їх замерзанні при температурі нижче  $0^{\circ}\text{C}$ .

Іноколи ожеледь утворюється при дуже густих туманах, коли відбувається коагуляція крапель і найбільші з них падають на земну поверхню. Переохолоджені краплі при дотику до поверхні чи предметів зразу замерзають. Як правило, температура повітря при ожеледі до  $-1-2^{\circ}\text{C}$ , рідко до  $-10-12^{\circ}\text{C}$ .

Шар льоду при ожеледі буває прозорим або матовим. Матовий лід утворюється при низьких температурах і дуже дрібних краплях мряки. Відклади льоду можуть досягати товщини кількох сантиметрів. Дороги та вулиці перетворюються на суцільні ковзанки. Деревя та опори ліній електромережі та зв'язку не витримують такої маси льоду.

*Ожеледиця.* Це шар льоду на дорогах будь-якого походження. Це і шар льоду, який утворився при ожеледі, це і замерзла вода, яка появилася на дорозі при таненні снігу.

*Зледеніння літаків.* Це по суті та ж ожеледь, але на літаку під час польоту. Обмерзання літака відбувається під час польоту у зоні опадів під хмарою або у переохолоджених водяних хмарах. При зустрічі крапель води з літаком вони розтікаються на поверхні і замерзають. До них примерзають також сніжинки, які є у хмарі. Менше обмерзають літаки у вигляді твердого нальоту поза межами хмар та опадів. Зледеніння найчастіше спостерігається при температурах від  $0$  до  $-10^{\circ}\text{C}$ . Найбільше льоду намерзає на виступаючих частинах літака: лобова частина фюзеляжу, гвинти, ребра крил. Це змінює геометрію крила і різко погіршує аеродинамічні властивості літака, що не раз призводило до катастроф.

### **5.16. Умови утворення атмосферних опадів**

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

Краплі плавають в атмосфері під дією руху повітря і зустрівшись зливаються в одну, тобто відбувається процес коагуляції. Коагуляції сприяють різноманітні заряди крапель. Важливо щоб краплі були різних розмірів. Більші краплі падають скоріше і це сприяє коагуляції. Зустрічі крапель сприяє також розвиток турбулентних рухів. У результаті коагуляції з шаруватих хмар випадають найбільші краплі у вигляді мряки. З потужних купчастих хмар може випадати

дрібний слабкий дощ, особливо у тропічних широтах, де велика водність хмар. Справжнього дощу в результаті коагуляції не буває.

Справжні опади випадають лише із змішаних хмар. Змішані хмари існують лише при температурі повітря від  $-10$  до  $-40^{\circ}\text{C}$ . Отже хмари у своєму вертикальному розвитку повинні досягти рівня кристалізації, тобто вони повинні досягти ізотерми, як мінімум  $-10^{\circ}\text{C}$ . Змішаними є шарувато-дощові, купчасто-дощові та високо-шаруваті хмари. У них краплі води та кристали льоду існують поруч. В реальних умовах повітря по відношенню до крапель може бути ненасиченим, а по відношенню до кристалів перенасиченим. Тому кристали будуть збільшуватись через сублімацію водяної пари на їхній поверхні. У результаті цього процесу кількість водяної пари у хмарі зменшується і дрібні краплі випаровуються. Отже, в атмосфері водяна пара переноситься з крапель на кристали.

Розростаючись, кристали уже не можуть бути завислими у хмарі і починають падати донизу. У процесі падіння з верхньої частини хмари вони продовжують збільшуватись внаслідок сублімації і зіткнення з переохолодженими краплями. При зіткненні сніжинок між собою утворюється безліч уламків кристалів, на яких у процесі сублімації утворюються нові сніжинки.

Отже у хмарах великих розмірів досягають лише сніжинки. Якщо у нижній частині хмари чи під хмарою температура повітря вище нуля, то сніжинки тануть і далі падають у вигляді дощу. При подальшому падінні краплі можуть зустрічатись і зливатись в одну велику краплю. Якщо температура повітря до самої земної поверхні нижче нуля, то опади спостерігаються у вигляді снігу. Таким чином, справжні опади із хмари випадають лише у вигляді снігу.

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

### **5.17. Класифікація атмосферних опадів**

Атмосферні опади, які випадають із хмар, за генезисом поділяють на три види.

*Облогові опади.* Вони випадають із шарувато-дощових та високо-шаруватих фронтальних хмар. Охоплюють величезні площі широкою смугою у зоні фронтів і продовжуються протягом багатьох годин, інколи 1-2 доби. Ці опади середньої інтенсивності. У помірних широтах вони є переважаючими.



Влітку опади із високо-шаруватих хмар випаровуються і не досягають земної поверхні.

*Зливові опади.* Випадають із купчасто-дошових хмар. Вони не тривалі, але можуть бути дуже інтенсивними. Короткочасність опадів пояснюється відносно невеликими розмірами купчасто-дошових хмар у помірних широтах. Середня площа, охоплена одночасно одним зливовим дощем становить близько 20 км<sup>2</sup>. При швидкості вітру на висоті хмари 40 км/г зливовий дощ з однієї хмари триває 0,5 год. Інколи купчасто-дошова хмара досягає значних розмірів і дощ може йти протягом кількох годин. Інтенсивність зливових опадів змінюється у великих межах. З однієї й тієї хмари в одному пункті може випасти кілька міліметрів опадів, а на відстані 1-2 км на 50 мм більше. У помірних широтах влітку переважають зливові опади. В середині тропічних широт вони переважають протягом усього року.

*Мрячні опади.* Випадають із шаруватих та інколи з шарувато-купчастих хмар. Це внутрішньомасові хмари, характерні для стійкої стратифікації атмосфери. Товщина шару цих хмар мала. Влітку з них випадає мряка, це дуже дрібненькі краплі, які випадають із хмари в результаті коагуляції. Взимку при низьких температурах у хмарах появляються і кристали і замість мряки випадають снігові зерна, як манна крупа. Кількість опадів дуже мала і немає суттєвого впливу на загальну кількість опадів.

За зовнішнім виглядом атмосферні опади поділяють на такі види.

*Дощ.* Це краплі води діаметром 0,5-8 мм. При зливових опадах краплі більші, ніж при облогових, особливо на початку дощу. Краплі з діаметром більше 8 мм на шляху падіння розбиваються на кілька крапель. Взимку краплі дощу можуть бути в переохоложеному стані, тому при зіткненні з предметами чи земною поверхнею замерзають.

Діаметр краплин дощу зазвичай 1-2 мм. 1986 року над Гаваями були зафіксовані краплі розміром 8 мм. Тепер же професор Пітер Хоббс та його колеги з Вашингтонського університету, пролітаючи над Бразилією та атолами і рифами у Тихому океані, зафіксували краплини дощу з діаметром до 1 см. Він назвав їх краплинами-монстрами і вони, на його думку, можливо, досягають землі.

На думку вчених такі гігантські краплини утворюються в результаті коагуляції малих краплин на великих частках попелу, який утворюється внаслідок лісових пожеж. До речі, Хоббс зазначив, що всупереч загальноприйнятій точці зору, краплини не мають форми сльози, а скоріше парашута чи медузи.

*Сніг.* Це опади у твердому стані, які складаються із складних кристалів льоду. Основна форма сніжинок – зірочка із шести променів. Зірочки формуються з шестикутних пластинок. На гранях пластинок при сублімації нарощуються промені, на яких знову виростають розгалуження. Розмір сніжинок у процесі сублімації досягає кількох міліметрів. При падінні сніжинки часто злипаються.

*Мокрий сніг.* При температурі повітря дещо вищій нуля випадає мокрий сніг або сніг з дощем. У цьому випадку можуть злипатись кілька сніжинок, які утворюють великі пластівці.

*Крупа.* Це кульки ніби спресовані зі снігу діаметром 1-2 мм. Крупа випадає при температурі близько 0<sup>0</sup>С, найчастіше восени та весною. Такі крупинки легко стискаються пальцями. Крім снігової крупи інколи буває льодяна крупа, поверхня якої вкрита шаром льоду і пальцями не стискається. Крупа випадає з шарувато-дощових та купчасто-дощових хмар при температурі нижче нуля.

*Мряка.* Це крапельки з діаметром 0,05-0,5 мм, які падають повільно, а тому легко переносяться вітром у горизонтальному напрямку.

*Снігові зерна.* Зимою з шаруватих хмар при низьких температурах замість мряки випадають снігові зерна. Це дрібненькі крупинки діаметром менше 0,5 мм, які зовні нагадують манну крупу.

*Льодяний дощ.* Це прозорі льодяні кульки діаметром 1-3 мм, тобто це замерзлі у повітрі краплі дощу.

*Льодяні голки.* Це кристалики льоду у вигляді шестигранних призм та пластинок. Випадають із хмар нижнього чи середнього ярусу. При великих морозах такі кристали утворюються прямо у повітрі при безхмарному небі шляхом сублімації водяної пари. При сонячній погоді такі кристалики виблискують своїми гранями, повільно падаючи на земну поверхню. Хмари верхнього ярусу складаються з таких льодяних голок.

*Град.* Це кусочки льоду кулястої форми, які випадають влітку з купчасто-дощових хмар разом із зливовими опадами, як правило, при грозах та досить теплій погоді. Умови утворення описані вище. Найчастіше град випадає в тропічних широтах. В Кенії в середньому щорічно буває 132 дні з градом. В Україні найчастіше град буває в горах. В Карпатах та Кримських горах щорічно буває 4-6 днів з градом, на рівнині близько двох днів. У полярних широтах мала водність хмар і тому там граду не буває.

Класифікувати опади можна і за синоптичними умовами їх утворення. Це фронтальні та внутрішньомасові. Фронтальні опади мають різний характер на різних фронтах. Для теплового фронту характерні облогові опади, для холодного фронту – зливи. Правда, при проходженні холодного фронту першого роду опади, які спочатку мали зливовий характер, поступово переходять в облогові.

Внутрішньомасові опади утворюються в однорідній повітряній масі. У нестійкій повітряній масі опади мають зливовий характер з конвективних купчасто-дощових хмар. У теплій стійкій повітряній масі опади бувають у вигляді мряки із шаруватих та шарувато-купчастих хмар.

### **5.18. Електризація хмар та опадів**

Частина молекул атмосферних газів і частинки атмосферного аерозолі – краплі, кристали, пилинки – мають електричні заряди. Усі заряджені частинки називаються іонами (від грецького – той що йде).

Молекули повітря заряджаються внаслідок втрати електрона або приєднання вільного електрона. До зарядженої молекули приєднуються інші молекули, в яких відбувається поділ зарядів завдяки індукції – наведення електричних зарядів на провідниках та діелектриках статичним електричним полем. Так виникає електрично заряджений комплекс молекул, який називають легкими іонами. Заряджені молекули можуть приєднатися до ядер конденсації або пили-

нок, завислих у повітрі, внаслідок чого виникають великі важкі іони масою в тисячі разів більшою, ніж легкі іони. Вміст легких іонів у повітрі поблизу земної поверхні становить кілька сотень в одному кубічному сантиметрі, а важких – від кількох сотень до десятків тисяч в одному кубічному метрі.

Отже продукти конденсації та сублімації водяної пари – краплі і кристали – стають носіями електричних зарядів. Оскільки повітря постійно перемішується, то атмосфера має електропровідність, яка незначна у нижніх шарах та велика у вищих. В атмосфері є заряди обох знаків, переважають позитивні, тому і сумарний заряд атмосфери позитивний. Сумарний же заряд земної поверхні від'ємний.

Таким чином, атмосфера має електростатичне поле. За відсутності хмар напруга атмосферного електричного поля спрямована зверху донизу і вимірюється у вольтах на метр (В/м). У приземному шарі напруга поля в середньому близько 100 В/м. У промислових центрах з дуже забрудненим повітрям вона значно більша. При піднятті догори напруга поля зменшується і на висоті 10 км вона становить всього 5 В/м.

В реальних умовах при розвитку купчасто-дощових хмар спостерігаються великі збурення електричного поля. Позитивні та негативні заряди концентруються у різних частинах хмар. Тому у хмарах, між сусідніми хмарами та між хмарами і Землею виникають величезні різниці потенціалів, за яких напруга електричного поля досягає десятків тисяч вольт на метр. Від'ємні заряди у хмарах індукують позитивний заряд на земній поверхні.

Краплі дощу частіше заряджені позитивно. Заряд сніжинок буває різним, але вони заряджені сильніше. Краплі туманів частіше мають однойменні заряди. Лише у 25% випадків вони мають різнойменні заряди. Заряд туманів малий. Такий же заряд мають дрібнокрапельні хмари, із яких не випадають опади.

### 5.19. Гроза

*Гроза* – це атмосферне електричне явище, яке супроводиться блискавкою, громом, дощем, досить часто ще й шквалом, а інколи й градом. Це стає можливим при сильній електризації хмар.

Електропровідність повітря дуже мала. Тому різниця потенціалів не вирівнюється шляхом електропровідності. Заряди одного знаку накопичуються в одній частині хмари, а іншого знаку – у другій. У купчасто-дощових хмарах напруга електричного поля, тобто різниця потенціалів на одиницю довжини, іноді вимірюється сотнями тисяч вольт на кожен метр. Коли напруга поля досягає певного критичного значення близько  $(25-50) \cdot 10^3$  В/м і більше, то різниця потенціалів вирівнюється шляхом електричного розряду. Це і є блискавка. Розряди бувають між різними частинами хмар, між сусідніми хмарами або між хмарою і Землею. Близько 40% розрядів буває між хмарою і Землею.

До земної поверхні переносяться переважно негативні заряди. Справа в тому, що у нижній частині купчасто-дощових хмар накопичуються негативні заряди, а на земній поверхні шляхом індукції накопичуються позитивні заряди. Отже, грози поповнюють негативний заряд Землі.

*Блискавка* – це не миттєвий розряд. Вона складається з кількох послідовних розрядів, що слідують один за одним, одним і тим же шляхом, який назива-

ється каналом блискавки. Канал звивистий, з розгалуженнями. Розряд відбувається у тому напрямку, де найбільше іонів, тобто де найменший опір електричному струму. Інтервал між окремими розрядами-імпульсами становить близько 0,05, а тривалість усієї блискавки десяти долі секунди.

Розряд починається з лідера. Це попередній розряд, який прокладає канал для основної блискавки. Його завданням є збільшення кількості іонів, які збільшують провідність. Невелика кількість вільних електронів розповсюджується від хмари і іонізує молекули повітря. Внаслідок цього утворюються нові вільні електрони, які у свою чергу іонізують канал. Зразу за лідером відбувається головний розряд. Повторні розряди слабші.

У момент розряду у каналі блискавки переноситься електричний струм силою десятки тисяч ампер. Тому температура повітря в каналі досягає 25-30 тис.<sup>0</sup>С. В результаті цього повітря в каналі розжарюється до сліпучо розово-фіолетового свічення. Миттєве нагрівання повітря призводить до його вибухового розширення, яке й створює звуковий ефект – грім. Грім запізнюється відносно блискавки, оскільки швидкість світла досягає 300 тис. км/с, а швидкість звуку 330 м/с.

Звук від різних точок блискавки долітає до нас не одночасно. Крім того, звук відбивається від різних ділянок Землі та від хмар. Тому після основного удару грому деякий час ще продовжується гуркіт.

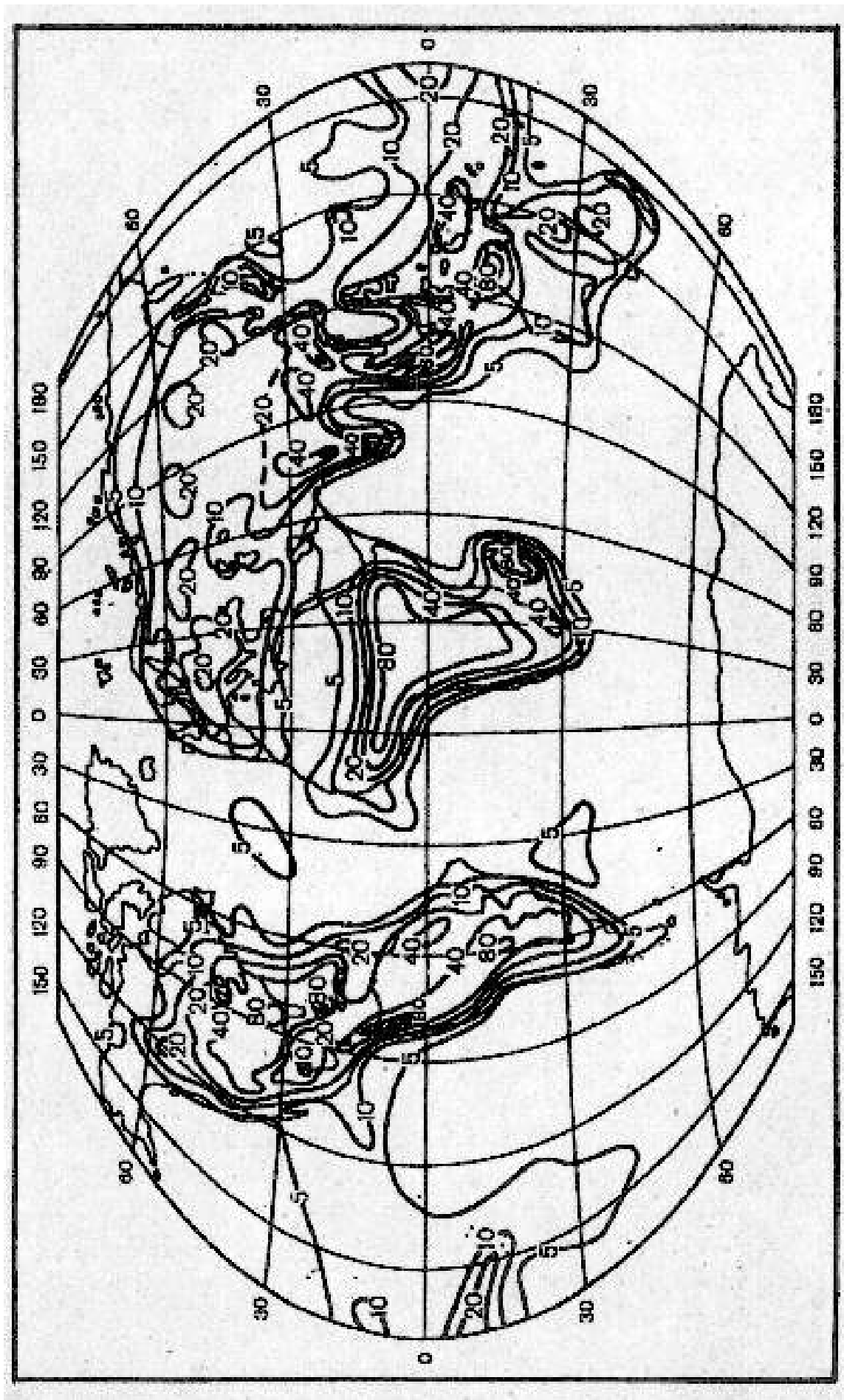
Про далекі грози нас сповіщає *блискавиця*. Це миттєвий спалах неба поблизу обрію без грому.

За походженням грози поділяються на фронтальні та внутрішньомасові.

*Фронтальні грози.* Виникають переважно на холодних фронтах. Важке холодне повітря підтікає під тепле і різко витісняє його вгору, в результаті чого формуються фронтальні купчасто-дощові хмари. Але влітку, особливо уночі, над суходолом вони бувають і на теплих фронтах. У цьому випадку конвекція розвивається над фронтальною поверхнею у теплому нестійкому повітрі.

*Внутрішньомасові грози.* Виникають у холодному повітрі, яке переноситься на теплу земну поверхню. Повітря прогрівається знизу і виникає конвекція. Ці грози виникають і у місцевих нагрітих повітряних масах, які ще називають місцевими або тепловими грозами. В обох випадках стратифікація атмосфери нестійка і виникають потужні висхідні конвективні рухи повітря. При сильних грозах за одну хвилину виникають десятки блискавок.

Найчастіше грози виникають на суходолі у тропічних широтах. На півдні Ефіопії протягом року буває 230 днів з грозами, на о. Ява 220 днів, в Кенії 132 дні, у Мексиці 142 дні. Над океаном у цих же широтах буває лише 10-30 днів з грозою (мал. 5.9). У субтропічних широтах переважає високий атмосферний тиск та низхідні рухи повітря тому над суходолом буває 20-50 днів з грозою, а над морем 5-20 днів. Грози тут переважають у дощові сезони року.



Мал.. 5.9. Географічний розподіл середньої річної кількості днів з грозами

У помірних широтах над суходолом грози спостерігаються влітку, коли добре розвинена конвекція. Взимку грози над суходолом – це екзотичне явище і виникають на атмосферних фронтах при дуже інтенсивній адвекції тепла з Середземного моря при значних снігопадах. В Україні щороку в середньому буває 20-30 днів з грозою, а в Карпатах понад 40 днів. Над океаном помірних широт грози виникають у холодних повітряних масах, які нагріваються над теплою водою, особливо над теплими течіями. Тому тут вони найчастіше спостерігаються взимку і буває їх до 10 днів щороку. Зимові грози переважають також над узбережжям Європи (Норвегія) та прилеглими островами.

За полярним колом щороку буває в середньому близько двох днів з грозою, а далі на північ гроза є рідкістю. Різке зменшення гроз на півночі пояснюється зниженням температури. Для грози потрібна не лише велика енергія нестійкості стратифікації атмосфери і потужна конвекція, а й велика водність хмар. Оскільки водність хмар залежить від температури, то й кількість гроз уже в помірних широтах різко зменшується.

Гроза – це небезпечне явище, яке щорічно наносить великої шкоди народному господарству. Одночасно на Земній кулі спостерігається близько 1800 гроз і щосекунди виникає близько 100 блискавок. Грози в горах виникають частіше, ніж на прилеглих рівнинах, оскільки на теплих південних схилах частіше бувають сприятливі умови для теплової конвекції.

Потрібно знати, що блискавка здебільшого влучає в поодинокі дерева, найчастіше в дуб. На нього припадає понад 50% всіх влучень. У тополю блискавка влучає удвічі рідше, в ялину – у п'ять, сосну – в десять, у бук – у вісімнадцять, у липу – у тридцять разів рідше. Отже підходити до таких дерев небезпечно. Під час грози небезпечно перебувати на вершині будь-якого пагорба, що підноситься над рівниною. Відомо, що багато геологічних структур сприяють влученню блискавки в них. Небезпечно під час грози переносити довгі металеві предмети, навіть парасольку. Це по суті антена, в яку може влучити блискавка. Звичайно, на міській вулиці під час грози нас захищає величезна кількість антен на дахах будинків.

Для захисту газо-електро- та нафторозподільчих пунктів, нафто- та газосховищ, складів та будівель використовують громовідводи. Насправді людина відводить на грім, але така назва уже закріпилась. Людина підносить догори загострені металеві провідники, закопані глибоко у землю, щоб сприяти електричному розряду саме у цьому місці і таким чином захистити цінні об'єкти від блискавки.

#### **5.19.1. Куляста блискавка**

Виникає куляста блискавка у розпеченому повітрі каналу звичайної блискавки. Складається вона з нестійких з'єднань азоту та кисню і концентрує велику кількість тепла. При охолодженні до певної критичної температури речовина кулястої блискавки миттєво розкладається на азот та кисень і виділяє усю за свою енергію. Це створює потужний вибух. Куляста блискавка уже змодельована в лабораторних умовах.

Куляста блискавка – яскрава куля з діаметром від 3 до 20 см. Температура кулястої блискавки досягає 10-15 тисяч градусів. Рухається куляста блискавка

за напрямком руху повітря, у тому числі і у приміщеннях. Тому бажано під час грози зачиняти кватирки, щоб виключити протяги. При зіткненні з наземними предметами може вибухнути хоч кожного разу це буває по іншому. Так, описано випадок у Ставрополі. Під час сильної грози вогняна куля величиною як футбольний м'яч, стрибаючи, котилась вулицею. При зіткненні з Землею куля вибивала ями глибиною 0,5 м і діаметром 1,5 м. Так було знівечено вулицю протягом двох кварталів. При останньому зіткненні з поверхнею вулиці стався потужний вибух з величезним стовпом полум'я.

Деякі вчені вважають, що в середньому місті під час сильної грози виникає до 10 пожеж через дію кулястих блискавок. Вони плавлять рейки, запалюють меблі чи увесь будинок, гинуть люди та худоба. Одна з блискавок попала у нафтоховище на Макіївському коксохімічному заводі і повністю його знищила. У селі Червлене Волгоградської області вона зачепила телевізійну антену і вибухом розкидало дах будинку. Екзотично закінчилось життя кулястої блискавки у Хабаровську. Там вона залетіла у котел з водою майже 7000 л. Вода миттєво закипіла, блискавка купалась у ній близько 10 хв. і погасла.

Людині краще з кулястою блискавкою не зустрічатись. Описано випадок, коли тіла групи туристів знайшли навколо палатки. Було видно, що вони дуже спішили вибратись із палатки, розрізаючи її ножем. З усього було видно, що в намет потрапила куляста блискавка. Деякі види цих блискавок бувають отруйні, випромінюють отруйні речовини, мають мікрохвильове випромінювання. Відомо багато випадків з пілотами, які втрачали свідомість при зустрічі з цими блискавками через їх випромінювання. Коли люди виживають після зустрічі з кулястою блискавкою, то вони дуже хворіють. Симптоми хвороби схожі з тими, які бувають при сильному радіоактивному опроміненню і пошкодженні центральної нервової системи.

Спеціалісти радять людині не тікати від кулястої блискавки і не робити ніяких різких рухів, адже вона рухається за потоком повітря. Краще затамувати подих, причаїтись або повільно відійти вбік перпендикулярно до руху повітря. Якщо можливо, то взяти у руки довгу палицю(не металеву!) і виставити проти себе. Якщо вона прилипне до палиці то повільно відвести її вбік, або покласти її з палицею на землю. Ні в якому разі не можна її бити, вона вибухне.

Зараз уже встановлено, що куляста блискавка може бути невидимою або чорною. Про чорну блискавку нам відомо із творів М. Горького, а О. Купрін одне з оповідань так і назвав „Чорна блискавка”. Вдалось сфотографувати чорну блискавку. На фото вона виглядає як клубок, сплетений із загадкових ниток. Тривалість існування більшості кулястих блискавок від кількох секунд до хвилини, рідко довше.

### **5.19.2. Вогні святого Ельма**

Вогні святого Ельма – це кільцеподібне, пучкоподібне або ниткоподібне свічення загострених предметів: верхушок башт, веж, труб, кінців щогл кораблів, гострих виступів скель тощо. У далекому минулому явище вражало уяву моряків і сприймалось ними як попередження заступника моряків святого Ельма про наближення грози.

Суть явища полягає в тому, що при великій напрузі електричного поля атмосфери найбільша напруга спостерігається на загострених кінцях предметів. У таких випадках повітря поблизу цих кінців починає проводити електричний струм. Це тихі розряди або розряди з слабким потріскуванням, які іноді супроводяться свіченням. Такі розряди можуть бути і за відсутності грозових хмар, особливо у горах при хуртовинах та пилових бурях.

Тихі розряди відіграють велику роль у збереженні негативного заряду Землі. У результаті розрядів земна поверхня втрачає позитивні заряди.

### **5.20. Активний вплив людини на атмосферні процеси**

Опади випадають із колоїдно нестійких хмар, тобто із змішаних. Влітку, особливо у степовій зоні і далі на південь, при досить доброму розвитку купчастих хмар і великій їх водності, опадів немає. Справа у тому, що рівень кристалізації розташований дуже високо і хмари залишаються колоїдно стійкими. Узимку часто добре розвинені хмари також колоїдно стійкі, оскільки краплі перебувають у переохолоджену стані. Отже завдання людини – створити умови для появи кристалів льоду у переохолодженій хмарі.

Зараз для цього найчастіше використовують тверду вуглекислоту з дуже низькою температурою. Це по суті кусочки подрібненого льоду з діаметром 0,5-2 см, які розсіюють у верхній частині хмари. Вони падають і на шляху їх падіння в атмосфері утворюється безліч кристаликів льоду, які стають ядрами сублімації водяної пари і на них виростають сніжинки. При випаровуванні 1г твердої вуглекислоти утворюється близько  $10^{16}$  льодяних кристалів.

Крім вуглекислоти, у хмарі розсівають пари йодистого срібла ( $\text{AgI}$ ), які охолоджуючись, утворюють в атмосфері при температурі нижче  $-4^{\circ}\text{C}$  мікроскопічні кристалики льоду. Це також ядра кристалізації, на яких шляхом сублімації виростають сніжинки. Таким чином, людина сприяє утворенню кристалів льоду у переохолодженій хмарі, а далі відбувається природний процес сублімації, який призводить до випадання атмосферних опадів. Відомі й інші реагенти для перетворення колоїдно стійкої хмари у нестійку (зокрема свинець). Усі ці реагенти доставляють у хмару за допомогою різних засобів. Їх можна розсівати у хмарі з літака, за допомогою спеціальних метеорологічних ракет. Нарешті, діють спеціально створені артилерійські загони, які доставляють реагенти у хмару за допомогою артилерійських снарядів, заповнених хімічними реагентами. При розсіюванні вуглекислоти з літака витрачають від 100г до 1кг  $\text{CO}_2$  на 1км польоту. Температурний поріг впливу твердим діоксидом вуглецю методом скидання гранул становить  $-4^{\circ}\text{C}$ , а найбільший ефект дії реагенту спостерігається при температурі повітря від  $-7$  до  $-15^{\circ}\text{C}$ .

За допомогою цих же реагентів можна захистити сільськогосподарські культури від знищення їх градом. Для цього реагент вносять у купчасто-дощові хмари на початку їх формування і з них випадають опади зливого характеру або дрібного граду. При таких зливах водність хмари різко зменшується і вже немає умов для утворення великого граду. Дрібний град, який випадає із хмари, найчастіше повністю тоне на шляху падіння до земної поверхні.

Цим же методом можна розсіювати низькі хмари над аеродромом або тумани в аеропортах, створюючи умови для польотів авіації в необхідних випад-



ках. Висіяні реагенти у хмари чи тумани призводять до збільшення розмірів крапель і кристалів, які осідають на землю. Засівають хмари і тумани не на самому аеродромі, а перед аеродромом, враховуючи напрямок та швидкість вітру.

Отже, використовуючи відповідні реагенти, людина навчилася вирішувати три завдання: а) планово збільшувати кількість опадів у відповідному районі, б) захищати сільськогосподарські культури (найчастіше виноградники, сади та інші цінні культури) від пошкодження чи знищення їх градом, в) розсіювати низькі хмари чи тумани над аеродромом або іншими місцями. Вартість подібних робіт дуже велика.

Менше успіхів досягнуто при розсіюванні теплих хмар та туманів. В Україні до 80% туманів – це теплі тумани. Для їх розсіювання застосовують гігроскопічні речовини: NaCl, CaCl<sub>2</sub>, NH<sub>4</sub>Cl 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 30-70мкм 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 зауважити, 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 1м<sup>3</sup> 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. Це дуже дорого.

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

### **5.21. Режим атмосферних опадів**

Кількість атмосферних опадів вимірюється в мм шару води, який би утворився якби після дощу вода не стікала, не випаровувалась і не просочувалась у ґрунт. Такий шар води може бути лише у відрі опадоміра. Цей шар води стосується всієї території де спостерігались опади, а не одиниці площі. Шляхом обчислень можна визначити, що шар води товщиною 1мм на площі 1 м<sup>2</sup> відповідає 1л води, на площі 1га – 10 м<sup>3</sup>, на площі 1км<sup>2</sup> – 1000 м<sup>3</sup>. Такі обчислення роблять меліоратори, оскільки потрібно знати скільки води потрібно подати на одиницю площі для оптимального її зволоження.

Другою важливою характеристикою зволоження території є кількість днів з опадами. За день з атмосферними опадами вважають день, коли було зафіксовано не менше 0,1 мм опадів. Окремо можна обчислити кількість днів з опадами більше 1мм, більше 10 мм тощо. Визначаються й інші показники режиму опадів.

### **5.21.1. Добовий хід атмосферних опадів**

Розподіл опадів протягом доби часто досить рівномірний і навіть за середніми багаторічними величинами складно виявити якісь закономірності. Однак у більшості випадків на суходолі виділяють два типи добового ходу опадів: континентальний тип та береговий.

В умовах континенту протягом доби існує два мінімуми. Основний максимум опадів спостерігається у післяполуденні години, а вторинний – рано вранці. Основний мінімум спостерігається після опівночі, а вторинний – перед полуднем. Основний максимум обумовлений найбільшим розвитком конвекції саме в ці години, а вторинний – формуванням шаруватоподібних хмар в результаті нічного охолодження. Головний максимум добре виражений влітку, тобто в сезон переважаючих конвективних опадів.

На узбережжях морів існує один максимум та один мінімум опадів. Максимум спостерігається уночі та вранці, а мінімум у післяполудневі години. Краще це проявляється влітку, коли добре виражена бризова циркуляція. При денному бризі на плоских узбережжях морів конвекція відсутня і переважає малохмарна погода. Далі у глибину суходолу морське повітря поступово прогрівається, у ньому збільшується нестійкість стратифікації і, як наслідок, розвиваються конвективні хмари і випадають опади.

### **5.21.2. Річний хід атмосферних опадів**

У річному ході опадів виділяють вісім основних типів, серед яких не всі типи різко відрізняються між собою. Ці типи залежать від умов загальної циркуляції атмосфери та місцевих фізико-географічних умов.

1. Екваторіальний тип. На широті від 10<sup>0</sup>пн.ш. до 10<sup>0</sup>пд.ш. виділяється два дощові сезони, відділені порівняно сухими сезонами. Дощові сезони бувають під час рівнодення, коли зона конвергенції в середині тропічних широт перебуває найближче до екватора і тут найбільше розвинена конвекція. Основний мінімум опадів тут співпадає з літом північної півкулі, коли тропічний фронт зміщується на північ найдалі від екватора. Так, на станції Лібревіль (0,5<sup>0</sup>пн.ш., 9,5<sup>0</sup>с.д.) у лютому випадає 220 мм, у березні 340 мм, у липні 3 мм, у листопаді 380 мм, протягом року 2410 мм.

2. Тропічний тип. З наближенням до тропіків обох півкуль два дощові сезони об'єднуються в один літній. Поблизу тропіків близько чотирьох місяців ідуть сильні дощі, а решта місяців сухі. Так, на станції Сан-Паулу (23,5<sup>0</sup>пд.ш., 46,6<sup>0</sup>з.д.) у липні випадає 40 мм, а в лютому (літо) 220 мм, протягом року 1430 мм. На станції Хартум (Судан 23,5<sup>0</sup>пн.ш.) з листопада до квітня дощів не буває, а в серпні 60мм, протягом року 135 мм.

3. Тип тропічних мусонів. В середині тропічних широт, де добре виражені тропічні мусони (басейн Індійського океану, Гвінейська затока) річний максимум спостерігається влітку, а мінімум узимку, як і у другому типі, але з біль-

шою амплітудою. Так, на станції Бомбей (18,9<sup>0</sup>пн.ш., 72,9<sup>0</sup>с.д.) у грудні-квітні випадає 1-3 мм, у липні 638мм, протягом року 1862 мм. Під впливом орографії ця різниця може значно збільшитись. Так, на станції Черапунджі (25,3<sup>0</sup>пн.ш., 91,8<sup>0</sup>с.д.) у грудні випадає 9 мм, а в липні 2566 мм, протягом року близько 11000 мм.

4.Середземноморський тип. Цей тип добре виражений у західних частинах материків субтропічних широт і на прилеглих островах. Це країни Середземномор'я, Каліфорнія, південь Африки та Австралії, південний берег Криму та пустелі середньої Азії. Максимум опадів тут спостерігається зимою або восени, а мінімум влітку. Зимою тут спостерігається активна циклонічна діяльність на середземноморській гілці полярного фронту, а влітку на цю територію впливають субтропічні антициклони, які обумовлюють малохмарну суху погоду. Обидва сезони тривають близько півроку кожен. Так, на станції Гібралтар (36,1<sup>0</sup>пн.ш., 5,4<sup>0</sup>з.д.) у липні випадає 1 мм, у листопаді 160 мм, протягом року 910 мм; На станції Ялта (44,5<sup>0</sup>пн.ш., 34,2<sup>0</sup>с.д.) у січні випадає 80 мм, у серпні 30 мм, протягом року 600 мм; на станції Ташкент (41,3<sup>0</sup>пн.ш., 68,3<sup>0</sup>с.д.) у вересні 1 мм, у березні 60 мм, протягом року 350 мм.

5.Континентальний тип помірних широт. Найбільше опадів тут випадає влітку, а найменше зимою. Особливо добре цей тип виражений в Азії, оскільки тут взимку панує добре виражений Азіатський антициклон, який обумовлює малохмарну суху морозну погоду. Так, у Києві (50,5<sup>0</sup>пн.ш., 30,5<sup>0</sup>с.д.) протягом січня-лютого випадає 45-48 мм, а в липні 87 мм, протягом року 635 мм, в Тобольську (58,2<sup>0</sup>пн.ш., 68,2<sup>0</sup>с.д.) у лютому випадає 15 мм, а в липні 80 мм, протягом року 440 мм.

6.Морський тип помірних широт. У морському типі узимку інтенсивніша циклонічна діяльність. Тому у морському кліматі більше опадів буває взимку ніж улітку і у багатьох місцевостях річна амплітуда мала. Так, над океаном і на західному узбережжі Європи найбільше опадів буває восени та зимою, найменше весною та на початку літа. Ось на станції Валенсія (51,8<sup>0</sup>пн.ш., 10,2<sup>0</sup>з.д.) у травні випадає 80 мм, у грудні 160 мм, протягом року 1430 мм.

7.Мусонний тип помірних широт. Такий тип спостерігається переважно на сході Азії. Тут найбільше опадів випадає влітку, як і в континентальному типі, а найменше взимку, але амплітуда річного ходу більша в основному за рахунок збільшення літніх опадів. Так, на станції Владивосток (43,1<sup>0</sup>пн.ш., 131,9<sup>0</sup>с.д.) у січні випадає лише 10 мм, у вересні 110 мм, а протягом року 570 мм.

8.Полярний тип. Над суходолом у полярному типі спостерігається літній максимум опадів. Протягом року інтенсивність циклонічної діяльності тут змінюється мало, але влітку температура повітря вища і тому у ньому більше водяної пари. Так, на станції Нижньоколимськ (68,6<sup>0</sup>пн.ш., 161,1<sup>0</sup>с.д.) з лютого до травня випадає щомісячно 5-6 мм, у червні 40 мм, протягом року 170 мм.

У прибережній зоні Арктики та Антарктики найбільше опадів може спостерігатись зимою внаслідок вищої температури над поверхнею морів та досить інтенсивної циклонічної діяльності. Так, на станції Грин-Харбор (Шпіцберген 78,0<sup>0</sup>пн.ш., 14,2<sup>0</sup>с.д.) у липні випадає 10 мм, а у грудні 40 мм, протягом року 320

мм, на станції Мирний ( $66,5^{\circ}$ пд.ш.,  $93,0^{\circ}$ с.д.) у січні 4 мм, у липні 106 мм, протягом року 626 мм.

### **5.21.3. Тривалість та інтенсивність опадів**

Кількість днів з опадами 0,1мм і більше змінюється у великих межах. На півночі Східної Європи буває 200-220 днів з опадами, 180-190 днів у Білорусії. В Україні спостерігається поступове зменшення їх кількості від 160-170 днів на півночі та північному заході до 100-110 днів на півдні та південному сході та до 90 днів на західному узбережжі Криму. У Кримських горах кількість днів з опадами збільшується до 160, а на високогір'ї Карпат понад 216 днів. У середньому в Україні кожен третій день з опадами. На Прикаспійській низовині буває всього 50-60 днів з опадами, а в пустелях ще менше.

Режим опадів можна характеризувати їх тривалістю в годинах. На півночі Східної Європи щорічно опади тривають протягом 1200-1500 год., на північному Передураллі понад 2000 год. В Україні найдовше опади тривають на Поліссі та в Лісостепу – 1000-1200 год. На півдні України вони тривають щороку 600-800 год., а в деяких районах Криму навіть 500 год. У Кримських горах їхня тривалість збільшується до 1000 год., а в Карпатах майже 1900 год. На Прикаспійській низовині вони спостерігаються протягом лише 400-500 год. Зимою опади тривалі, а їх інтенсивність мала, влітку тривалість опадів, особливо на півдні, в середньому не більше 1,5-2 год.

Інтенсивність опадів можна виражати як середню кількість опадів у мм за один день з опадами. На узбережжі Норвезького моря в середньому за рік вона становить 10 мм, в Середній Європі 4-8 мм, в Джакарті 12 мм, в Черапунджі 65 мм.

Інтенсивність опадів виражають і в мм/хв. Найінтенсивніші короткотривалі дощі. У Європі при тривалості дощу 1-5хв найбільша його інтенсивність становить 3-4 мм/хв. В Україні інколи інтенсивність зливових опадів досягає 0,6-1,6 мм/хв. Рекордним був дощ у липні 1955 р. у штаті Айова, коли його інтенсивність досягла 17,5 мм/хв.

Добові максимуми опадів у Європі досягають 350 мм. В Україні найбільше опадів за добу зафіксовано в Тернопільській області у червні 1957 р. 282 мм. В Карпатах та Кримських горах добові максимуми досягають 200-240 мм, на решті території держави 150-190 мм. Добові максимуми у тропічних широтах перевищують 1000 мм. Це спостерігається на Філіппінських островах, на о. Реюньон, Черапунджі тощо.

### **5.22. Географічний розподіл атмосферних опадів**

Вміст водяної пари в атмосфері залежить від температури повітря та зволоження земної поверхні, що впливає на водність хмар. У високих широтах, де низька температура, а отже і мала водність хмар, опадів випадає мало хоч і хмарність там велика. Є райони і в низьких широтах, де водність хмар велика, а опадів мало. Це зона пасатів земної кулі. Тут переважає стійка стратифікація атмосфери, а тому хмари не досягають рівня кристалізації. У розподілі опадів на земній кулі помітна їх зональність (табл. 5.3). У загальному вигляді

Табл. 5.3 Середні значення атмосферних опадів на суходолі у різних широтних зонах

Широта <sup>0</sup> ,	Опади, мм	Широта <sup>0</sup> ,	Опади, мм
90-80 пн.ш.	182	0-10 пд.ш.	1935
80-70	332	10-20	1124
70-60	568	20-30	591
60-50	708	30-40	663
50-40	642	40-50	1385
40-30	582	50-60	1885
30-20	607	60-70	462
20-10	900	70-80	160
10-0	1817	80-90	84

Середнє 800

розподіл опадів на земній кулі має такі риси (мал. 5.10).

На більшій частині екваторіальної зони випадає 2000-3000 мм опадів. Це зона конвергенції в середині тропічних широт. Зустріч повітряних течій обох півкуль зумовлює тут динамічну конвекцію, яка доповнюється термічною конвекцією. Ця зона не завжди перебуває поблизу екватора, вона зміщується впродовж сезонів. Дуже багато опадів буває у басейні Амазонки, в Центральній Америці, на берегах Гвінейської затоки, на островах Індонезії. Під впливом рельєфу на деяких станціях Центральної Америки випадає протягом року 6500 мм, в Колумбії до 7000 мм, у західній Африці до 5000 мм, а на південному схилі вулкана Камерун навіть більше 9900 мм, на деяких станціях в Індонезії до 7000 мм, на Гавайських островах на деяких станціях більше 9000 мм.

У смузі 0-10<sup>0</sup> пн.ш. над океаном щороку випадає найбільше опадів, у середньому 2280 мм, а в Індійському океані поблизу берегів Індонезії та Бірми понад 4000 мм. Однак найбільше опадів на земній кулі випадає в зоні екваторіальних мусонів. Це спостерігається в Гімалаях (Індія) біля підніжжя гори Шилонг на висоті 1300 м у містечку Черапунджі (25<sup>0</sup> пн.ш., 92<sup>0</sup> с.д.) випадає 10902 мм. До цього призводить вимушене піднесення екваторіального повітря в системі літнього південно-західного мусону вздовж крутих схилів гір.

У зоні екватора немає чіткого річного ходу атмосферних опадів. Але все ж таки найтипівішим є збільшення опадів під час весняного та осіннього проходження Сонця через зеніт, хоч ця закономірність проявляється не скрізь. Над суходолом опади переважно випадають у другу половину дня, часто одночасно з грозою, це опади зливогого характеру з краплями великого розміру. Над океанами, навпаки, опади частіше бувають вночі, оскільки над водою в цей час збільшується енергія нестійкості атмосфери.

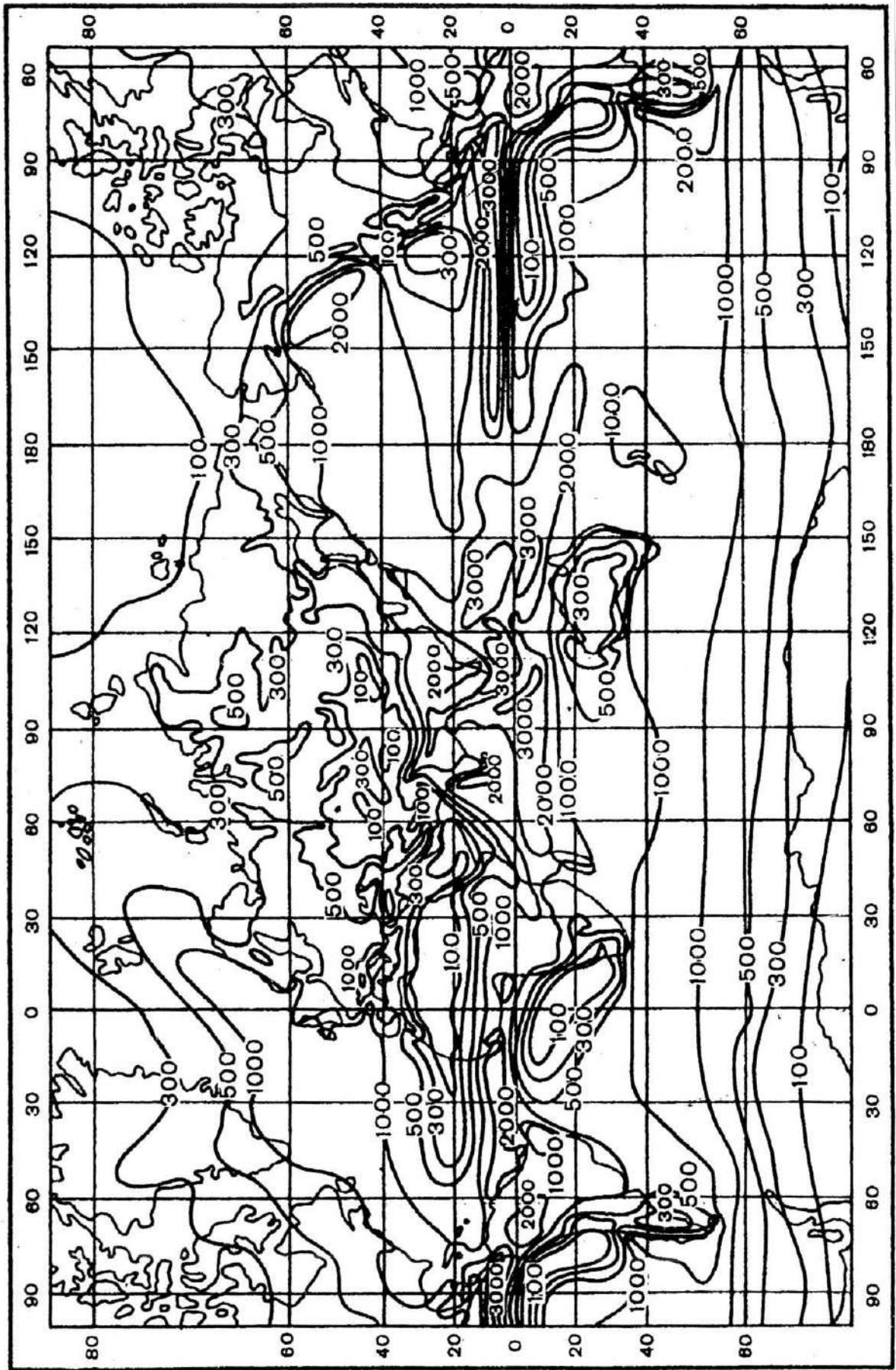
У тропічній зоні кількість опадів різко зменшується. Це область високого атмосферного тиску з переважанням малохмарної погоди з пустельними ландшафтами. Середня кількість атмосферних опадів тут менше 250 мм, а в багатьох місцях менше 100 мм. В окремих районах Єгипту (Луксер, 25<sup>0</sup> пн.ш., 32<sup>0</sup> с.д.) та Судану (Вади-Хальфа, 21<sup>0</sup> пн.ш., 31<sup>0</sup> с.д.) в середньому за багаторічний період випадає всього кілька десятків долей мм. В пустелі Калахарі роками не випадає

жодної краплі дощу. У тропічних широтах над океанами, де панують пасати, так само випадає мало опадів через пасатну інверсію. Вона добре виражена на висоті 1-2 км і тому верхня частина хмар не досягає рівня кристалізації. На сході океанів у тропічних широтах існують такі холодні течії як Канарська, Бенгельська, Перуанська та Каліфорнійська. Над ними спостерігається стійка стратифікація атмосфери і тому тут опади не перевищують 100 мм. На західних узбережжях материків тут формуються пустелі. Це пустелі Наміб, західне узбережжя Сахари, Атакама та Каліфорнійська. Найзволоженішими у тропіках є східні райони материків, де переважають повітряні течії морського повітря на західній периферії субтропічних антициклонів.

Дуже мало опадів спостерігається в пустелях на півдні помірних широт північної півкулі. Влітку тут висока температура і рівень конденсації розташований дуже високо, а взимку переважає високий атмосферний тиск. Так, в Середній Азії у Ташкенті випадає 350 мм, в Термезі 120 мм, в Туркулі 80 мм.

Від субтропічних до помірних широт кількість опадів збільшується, оскільки у цій зоні добре розвинута циклонічна діяльність. Уже у степовій зоні їх випадає близько 350-500 мм. Однак їх випадає менше, ніж може випаруватись, тобто це зона недостатнього зволоження. У лісовій зоні випадає вже 500-1000 мм, причому кількість опадів зменшується із заходу на схід, тобто з віддаленням від океану. Взагалі лісова зона, це зона надмірного зволоження, де випаровується вологи менше, ніж випадає. Найменше опадів у цій зоні спостерігається у Сибіру 300-500 мм. На Далекому Сході кількість опадів знову збільшується до 500-1000 мм у зв'язку з літніми мусонними дощами.

У помірних широтах, як і в інших, кількість опадів збільшується під впливом рельєфу. Так, на Тихоокеанському узбережжі Північної Америки випадає понад 3000 мм. Вологе океанічне повітря вимушено підноситься вверх вздовж схилів. При цьому загострюється фронтальна діяльність і посилюється конвекція. Це ж саме спостерігаємо у Європі. У Норвегії в районі Бергена випадає 3000мм. Це навітряні схили гір. Навпаки, на підвітряних схилах кількість опадів різко зменшується. Так, уже в Осло їх випадає 570 мм, а на Кольському півострові 300-350 мм. Навіть невисокі гори суттєво впливають на кількість опадів. Так, на західних схилах Уралу в Уфі випадає близько 600 мм, а на схід від гір в Челябінську лише 370 мм.



Мал. 5.10. Географічний розподіл річних атмосферних опадів (мм)

Найбільше опадів у Європі випадає в горах Шотландії та Уельсу – 4000-5000 мм, в горах Адриатичного узбережжя 3500-5000 мм, в Альпах 4000 мм, на Чорноморських схилах Кавказу 3000-3900 мм.

У напрямку від помірних широт до полярних кількість опадів знову зменшується через зменшення вмісту вологи в холодному повітрі та переважання Арктичного і Антарктичного антициклонів у навколополярних районах. У зоні Європейської тундри випадає близько 300 мм, а в тундрі Східного Сибіру близько 200 мм. В центральних районах Арктики випадає менше 150 мм, а в центральних районах Антарктиди – менше 90 мм.

### **5.23. Показники зволоження території**

Кількість атмосферних опадів дає лише деяку уяву про зволоження території. Якщо ж порівнювати різні території у межах земної кулі, то на основі кількості атмосферних опадів можна прийти до помилкових висновків. Так, у деяких районах пустель та напівпустель помірних широт випадає стільки ж опадів, як в тундрі Євразії. У перших районах це дуже сухий клімат, а в других – надмірне зволоження.

#### **5.23.1. Коефіцієнти зволоження території**

Отже для детальної характеристики умов зволоження території потрібно порівнювати опади (Н) з випаровуваністю (Е)

$$K = H/E,$$

де К – коефіцієнт зволоження території. Він показує, яку частину випаровуваності компенсують атмосферні опади. Якщо опади більші від випаровуваності, то це умови надмірного зволоження. Якщо ж вони менші ніж випаровуваність, то ця територія недостатньо зволожена.

М.М. Іванов визначає випаровуваність за формулою

$$E = 0,0018 (t+25)^2(100-f) \text{ мм},$$

де t – середня місячна температура, f – сер. місячна відносна вологість повітря за кожен місяць окремо, а склавши їх разом одержує випаровуваність протягом року. На відміну від решти дослідників, М.М. Іванов виражає коефіцієнти зволоження території у відсотках.

Якщо коефіцієнт зволоження території протягом усіх місяців більше 100%, то цю місцевість відносять до постійно вологого клімату. Якщо ж К менше 100% протягом кількох місяців, то місцевість відносять до не постійно вологого клімату, якщо величина К між 25 і 100% протягом усіх місяців – це постійно помірно вологий клімат, при К менше 25% у частини місяців – не постійно посушливий клімат, при К менше 25% протягом усіх місяців – постійно посушливий клімат. Можливі варіанти, що частина місяців буде вологою, а друга частина – посушливою. Залежно від того, який період буде тривалішим, одержимо волого-посушливий або посушливо-вологий клімат.

Температурний режим території та ступінь посушливості чи вологості клімату визначає тип рослинності і взагалі ландшафти даної місцевості.

М.І. Будико зволоження території визначає за допомогою радіаційного індекса сухості території (К) для усього року

$$K = B/LE,$$



де  $B$  – річне значення радіаційного балансу території,  $L$  – приховане тепло випаровування,  $E$  – річна сума опадів, а  $LE$  – витрати тепла на випаровування. Отже, радіаційний індекс сухості  $K$  показує, яка частина радіаційного балансу витрачається на випаровування опадів.

При  $K$  менше 0,45 – це надмірно вологий клімат, при  $K$  0,45-1 – вологий клімат, при  $K$  1-3 – недостатньо вологий клімат, при  $K$  більше 3 – сухий клімат. У першому випадку величина радіаційного балансу мала для того, щоб випарувалась уся волога атмосферних опадів у даній місцевості. В останньому випадку опадів дуже мало по відношенню до радіаційного балансу.

Наведені показники зволоження території використовуються відносно мало. У практиці визначення показників зволоження території для агрокліматології широко розповсюджений гідротермічний коефіцієнт Г.Т. Селянинова (ГТК)

$$\text{ГТК (або } K) = N / 0,1 \sum t,$$

де  $N$  – опади за місяць, за 3 місяця чи вегетаційний період,  $\sum t$  – суми середньодобових температур повітря за той же час. Коли ми складемо середньодобові температури повітря кожного дня за вказані періоди, то ж одержимо  $\sum t$ . Г.Т. Селянинов показав, що величина  $0,1 \sum t$  дуже близька до випаровуваності. Коли  $K$  більше 1,3 це умови надмірного зволоження, коли  $K=1,3-1,0$  – умови достатнього зволоження, коли  $K$  менше 1 – умови недостатнього зволоження, коли  $K$  менше 0,5 – посушливі умови. Величина ГТК змінюється залежно від тривалості періоду, за який його визначено.

Коефіцієнт зволоження території Д.І. Шашко

$$K = N / \sum d,$$

де  $N$  – опади за рік мм,  $\sum d$  – сума середньодобових дефіцитів насичення (гПа) за той же період. Коли  $K$  перевищує 0,60, то це умови надмірного зволоження, коли  $K=0,45-0,60$  умови достатнього зволоження, коли  $K$  менше 0,45 – умови недостатнього зволоження, коли  $K$  менше 0,15 – вкрай посушливі умови. На більшості агрокліматичних карт умови зволоження території оцінюються за ГТК Г.Т. Селянинова.

### **5.23.2. Мінливість умов зволоження території. 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 ХVІ ст. їх було 5, у ХVІІ ст. – 7, у ХVІІІ – 10, у ХІХ – 17, у ХХ – 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  $\geq 5$  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 полязахисні 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.

#### **5.24. 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.

Табл. 5.4 Річний водний баланс земної кулі та окремих її компонентів.

Елементи водного балансу	Об'єм, тис. км <sup>3</sup> /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
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<sup>3</sup> води, основна частина якої випаровується з поверхні Світового океану (505 тис. км<sup>3</sup>) і лише 72 тис. км<sup>3</sup> 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. 5.4).

Річна кількість опадів на поверхню океану менша, ніж випаровування. Решта вологи 46,8 тис. км<sup>3</sup> повітряними течіями переноситься з океану на суходіл і поповнює річки, озера, льодовики та підземні води. Цих же 46,8 тис. км<sup>3</sup> 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.

#### 5.24.1. Обіг вологи в атмосфері

Волога надходить в атмосферу із земної поверхні. Тому основна її маса зосереджена у досить тонкому приземному шарі. За підрахунками Л.П. Кузнецової цей розподіл має такий характер (табл. 5.5). За цими даними визначений середній річний вміст вологи в шарі атмосфери 0-7 км, мм (мал. 5.11).

Враховуючи цей вміст вологи та швидкість вітру в різних широтах визначено річне перенесення водяної пари в атмосфері (мал. 5.12).

Табл. 5.5 Вміст вологи в різних шарах атмосфери над північною Євразією, %

Шар, км	Рівень, гПа	Вміст вологи, % від сумарного вмісту вологи в тропосфері до рівня 300гПа
1,5	850	35-50
3	700	65-75
5	500	90-95
7	400	98
7-8	400-350	1
8-9	350-300	0,5

Найбільше водяної пари в атмосфері переноситься всередині тропічних широт – більше 240 кг/(м. с.). Це пояснюється величезним вмістом водяної пари в атмосфері та постійною великою швидкістю східних вітрів. Ще більше вологи переноситься в мусонах Південно-Східної Азії – понад 260 кг/(м. с.). Над пустелями тропічних та субтропічних широт переноситься менш 80 кг/(м. с.), а над районами центрально-азіатської гірської системи північніше Гімалаїв навіть менше 60 кг/(м. с.).

У помірних широтах найбільше водяної пари переноситься над теплою течією Гольфстрім. У високих широтах вміст вологи в атмосфері різко зменшується, тому й переноситься вологи мало. У районі Новосибірських островів переноситься близько 42 кг/(м. с.), а поблизу північних берегів Гренландії близько 26 кг/(м. с.). Сюди волога переноситься з Атлантичного та Тихого океанів, а влітку також із Євразії та Північної Америки. Поблизу берегів Антарктиди переноситься 60-40 кг/(м. с.), а в центрі материка до 1 кг/(м. с.). В цілому перенесення вологи в широтному напрямку в 3-4 рази більше, ніж у меридіональному.

У зв'язку з цим цікавим є питання, протягом якого часу водяна пара переноситься навколо земної кулі, як довго вона безперервно перебуває в атмосфері, яку відстань вона долає за добу тощо (табл. 5.5).



Мал. 5.11. Середній річний вміст вологи в атмосфері (мм) в шарі 0 – 7 км.



Табл. 5.5. Обіг вологи в атмосфері земної кулі.

Опади, м <sup>3</sup> /рік	577·10 <sup>12</sup>
Вміст вологи в атмосфері, м <sup>3</sup>	12,9·10 <sup>12</sup>
Кількість замін водяної пари в атмосфері протягом року при наявності процесу випаровування	45
Тривалість однієї заміни водяної пари, діб	8,1
Середня швидкість зонального перенесення вологи, км/ добу	220
Час одного оберту водяної пари навколо Землі (при середній довжині широтного кола 24000 км, діб)	109,4
Кількість замін водяної пари за один її оберт вздовж середньої паралелі	13,5
Вологість повітря, яке надходить з океану, %	80
Вологість повітря при якій не випадають опади, %	40

Отже повна заміна водяної пари в атмосфері відбувається протягом 8,1 доби і водяна пара щороку обновлюється в атмосфері 45 разів. Середня зональна швидкість вітру становить 2,9 м/с (220 км/добу). На широтах з інтенсивною циклонічною діяльністю (близько 60<sup>0</sup> пн. ш.) вона досягає 4,1 м/с (345 км/добу). Виявлено, що на суходолі протягом року лише 10 % опадів випадає за рахунок води, яка випарувалась на даній території. Решта 90 % опадів випадає з атмосфери за рахунок води, принесеної з океанів. Звідси можна зробити висновок, що будівництво штучних водосховищ практично не вплине на кількість опадів у даній місцевості.

### 5.25. Сніговий покрив

У високих широтах та майже на всій території помірних широт атмосферні опади зимою випадають у вигляді снігу і утворюють сніговий покрив. В Арктиці та Антарктиці сніговий покрив зберігається постійно. У помірних та тропічних широтах сніг зберігається постійно лише у горах на великих висотах. В умовах рівнини у помірних широтах він тоне кожної весни.

В окремі роки сніг може випадати навіть на широті тропіка (20-25<sup>0</sup> пн. ш.), але він зразу тоне. Майже щорічно сніг випадає на півдні Італії, на узбережжі Північної Африки, в Сирії, Ізраїлі і так само зразу тоне. На південному березі Криму, на рівнинах Закавказзя, на півдні Туркменії сніг не випадає лише в окремі роки, але сніговий покрив зберігається лише кілька днів. У США сніг не випадає лише на півдні Флориди та Каліфорнії. На Мексиканському нагір'ї він випадає майже до 19<sup>0</sup> пн. ш., але встановлюється сніговий покрив значно північніше. На великій території помірних широт Євразії та Північної Америки до 25-30% атмосферних опадів випадають у вигляді снігу. Лише на великих висотах гірських систем усі опади бувають у вигляді снігу.

Свіжий сніговий покрив дуже пухкий. Між кристаликами снігу міститься багато повітря і тому теплопровідність його дуже мала. 1 м<sup>3</sup> снігу важить 20-200 кг, тобто щільність свіжого снігу усього 0,02-0,2 кг/м<sup>3</sup>. Протягом зими сніг ущільнюється під впливом перевітання вітром, під впливом Сонця та дощу у період відлиг. Якщо сніг частково тоне, а потім замерзає то утворюється снігова кора, а ін-



коли під снігом утворюється крижана кірка. У зв'язку з цим у кінці зими чи на початку весни щільність снігового покриву зростає до 0,35-0,60 г/см<sup>3</sup> і наближається до щільності льоду. Теплопровідність такого снігу різко збільшується.

Сніговий покрив встановлюється не зразу, особливо в західній і південній частині помірних широт. Він кілька разів появляється і зникає. Це період передзим'я. На північ і на схід цей період скорочується. У західній та південній частині помірних широт він може танути і знову появляється кілька разів протягом зими. Стійкий сніговий покрив на північному сході Європи появляється уже у жовтні, а в Сибіру навіть у другій декаді вересня. На 1 грудня в середньому південна межа снігового покриву досягає лінії Кишинів – Дніпропетровськ – Астрахань – Аральське море – Ташкент. На південному березі Криму та в Середній Азії сніговий покрив появляється у першій декаді січня. У горах звичайно сніговий покрив встановлюється раніше.

Весною сніговий покрив тоне як під дією сонячних променів, так і за рахунок адвекції тепла. Забруднений сніговий покрив нагрівається сонячними променями краще, а тому у містах він зникає раніше. В середньому до 1 квітня сніговий покрив тоне повністю до лінії Мінськ – Чернігів – Воронеж – Уральськ – озеро Балхаш.

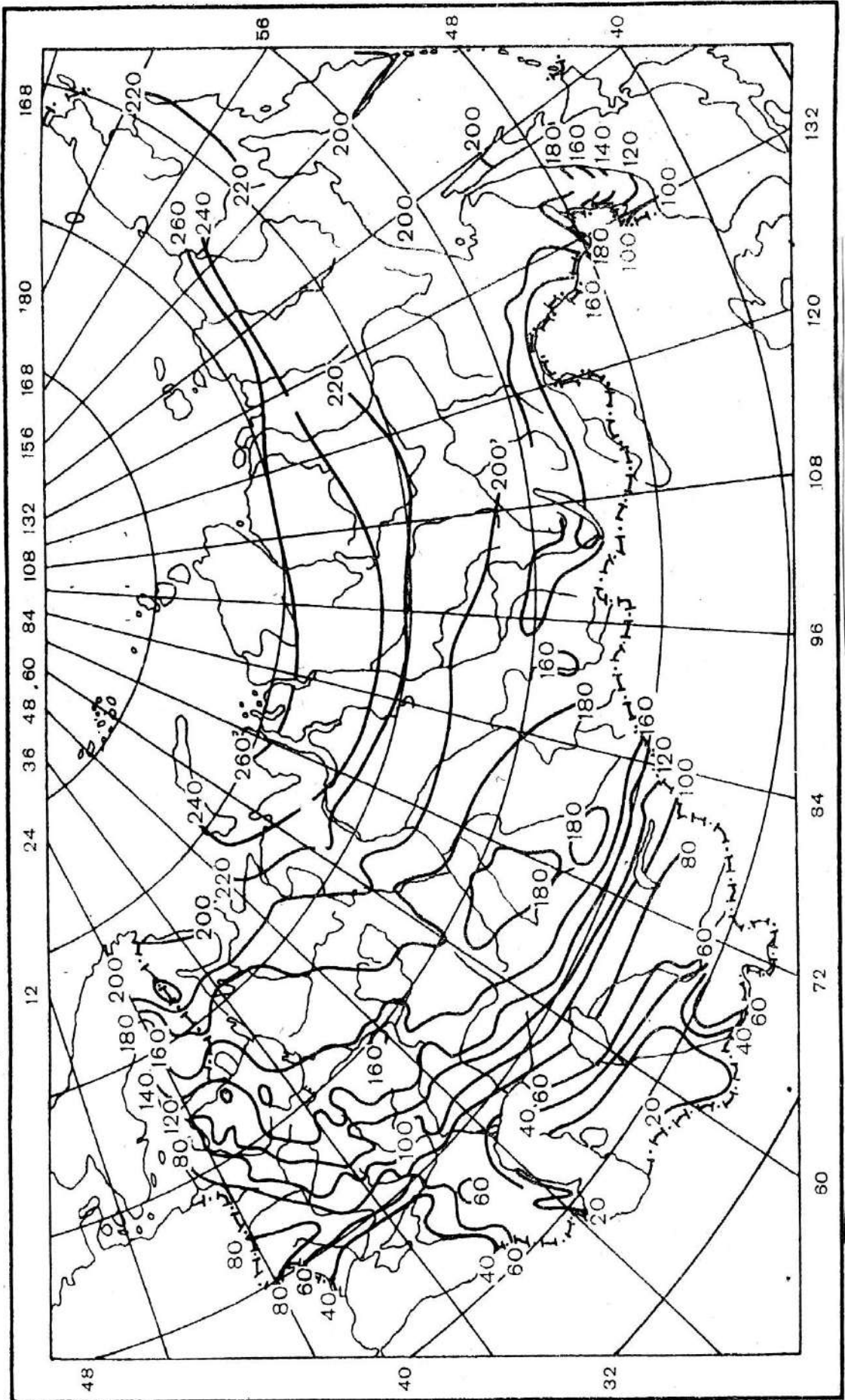
Тривалість залягання снігового покриву змінюється у великих межах (мал. 5.13). На південних островах Північної землі він зберігається більше 9 місяців, у зоні Європейської тундри 200-240 днів, на заході лісової зони 80 днів, на сході в Азії до 280 днів, в степах та пустелях 20-120 днів, на південному березі Криму менше 10 днів, а на південно-східному березі Каспійського моря менше 4 днів.

Товщина (висота) снігового покриву залежить не лише від кількості опадів, а й від температурного режиму зимою. Найбільша його висота на рівнинах Євразії спостерігається на Камчатці, тут вона перевищує 120 см (мал. 5.14). Глибокий сніговий покрив на нижньому Єнісеї – понад 90 см. Опадів тут випадає мало, але сніг накопичується протягом 8 місяців і відлиг тут не буває. На північному сході Європи сніговий покрив перевищує 80 см. Звідси його висота на південь і захід зменшується. На схід від Єнісею висота снігового покриву зменшується до 20-30 см у районі Верхоянська, а на рівнинах Забайкалля і Приамур'я менше 20 см.

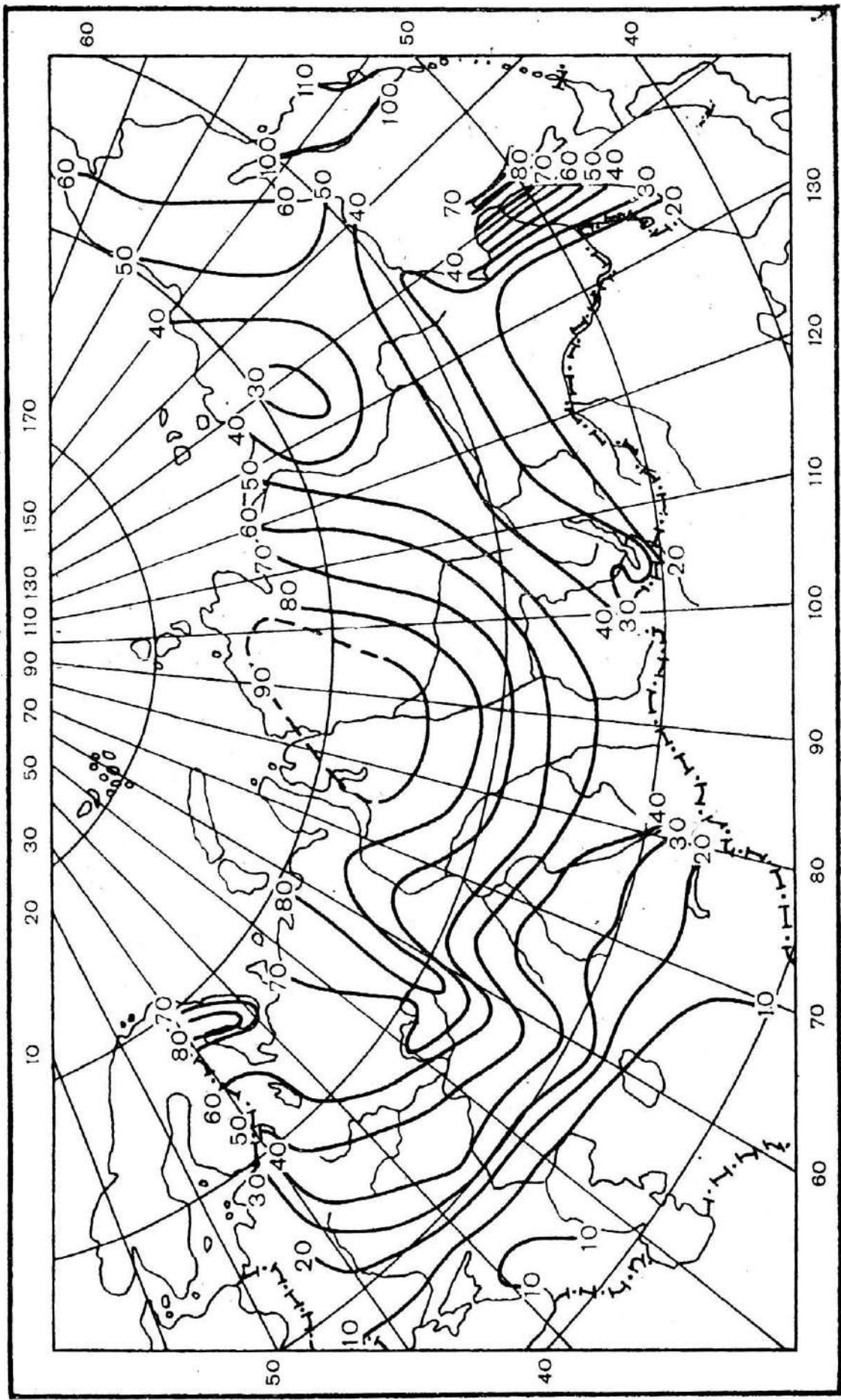
На Далекому сході його висота знову збільшується до 30-50 см, а північніше до 70 см, на Сахаліні до 70-80 см. Ізолінія середньої висоти снігового покриву 10 см проходить південніше Львова – Дніпропетровськ – Донецьк – озеро Баскунчак – вздовж Сирдар'ї – Ташкент. Південніше висота снігового покриву різко зменшується і утворюється він не кожного року. У горах висота снігового покриву значно збільшується. Наприклад на Кавказі в районі гори Ачішхо (1800 м) у кінці березня висота снігового покриву досягає 400-500 см, а в окремі зими навіть 700-800 см.

У виключно сніжні зими висота снігового покриву на північному сході Азії буває у 1,5-2 рази більшого у порівнянні з середніми багаторічними, а на території Східної Європи навіть у 4 рази більшого. Наявність снігового покриву є важливим фактором клімату.





Мал. 5.13. Кількість днів з сніговим покривом в Північній Євразії



Мал. 5.14. Висота снігового покриву в Північній Євразії (см)

### 5.25.1. Снігова лінія

Сніговою лінією називають межу в горах, вище якої в середньому багаторічному протягом усього року зберігається сніговий покрив. Висота її залежить від багатьох чинників, а саме від кількості опадів, від температурного режиму та орієнтації схилів. У полярних широтах висота снігової лінії дуже близька до рівня моря. Так, на землі Франца-Йосипа вже на висоті 50-100 м. У холоднішій вологій південній півкулі на о. Південна Джорджія (54<sup>0</sup>пд. ш.) вона на висоті 500 м, а Південні Шотландські острови ( 62<sup>0</sup>пд. ш.) завжди вкриті снігом.

З просуванням до екватора висота снігової лінії збільшується. Так, в Альпах вона на висоті 2500-3200 м, на Кавказі 2700-3900 м. При зростанні континентальності клімату висота снігової лінії різко збільшується. На Памірі вона досягає висоти 4500-5500 м, на Каракорумі 5600-5900 м. Поблизу тропіків снігова лінія на висоті 5300 м, а на окремих гірських вершинах досягає майже 6000 м. Поблизу екватора кількість опадів збільшується і вона опускається до 4600 м.

В одних і тих же горах висота снігової лінії значно змінюється. Так, на заході Кавказу вона на висоті 2700-2900 м, а при віддаленні від Чорного моря в Дагестані вона піднімається до 3500-3650 м. На південних схилах її висота більша ніж на північних. Так, на Алтаї на південних схилах вона на висоті 4800 м, а на північних близько 4000 м. Зрозуміло, південні схили отримують значно більше тепла. Але може бути і навпаки. Так, на південних схилах Ельбруса вона розташована на висоті 3500-3600 м, а на північних – близько 3850 м. Справа в тому, що на південних схилах тут випадає дуже багато опадів і вплив кількості опадів переважає вплив південного схилу.

У тропічних широтах найбільше опадів випадає на східних схилах і, відповідно, снігова лінія тут нижча. У помірних широтах, навпаки, вологіші західні схили гір, які розташовані назустріч західним вітрам. Тому снігова лінія тут найнижча. Протягом року в горах нижня межа снігу постійно змінюється. Весною вона далеко спускається вниз, а влітку піднімається до снігової лінії.

### 5.25.2. Хуртовини

При малій своїй масі сніжинки мають доволі великі розміри, а тому легко переносяться вітром. Вітер переносить не лише падаючі сніжинки, а й піднімає їх у повітря із земної поверхні. У зв'язку з перенесенням снігу у природі існує цілий ряд явищ, які в українській мові мають різні назви.

*Хуртовина* (завірюха, віхола) – це випадіння снігу із хмар при сильному вітрі. В одних випадках чітко видно, що сніг в основному падає зверху, в інших випадках не можна відрізнити скільки снігу падає зверху і скільки піднімається вітром із земної поверхні. В різних районах Росії хуртовини називаються пургою або бураном. Якщо сніг випадає з купчасто-дощових хмар і тому має зливовий характер, то хуртовини бувають сильними, але короточасними. Особливо сильні хуртовини спостерігаються на узбережжі Антарктиди, де спостерігаються дуже сильні вітри, а сніговий покрив сухий через низькі температури.

*Заметіль*(метелиця), при якій сніг піднімається вітром з поверхні снігового покриву. Вона може бути сильною і слабкою. Якщо сніг переноситься безпосередньо над сніговим покривом у шарі атмосфери товщиною кілька десятків сантиметрів, то це буде слабка заметіль. Для виникнення заметілі одного вітру

недостатньо. Якщо температура повітря позитивна або близька до  $0^{\circ}\text{C}$  і сніговий покрив вологий, то сніг не переноситься. У помірних широтах протягом зими бувають відлиги. Це підвищення максимальної температури повітря вище  $0^{\circ}\text{C}$  на фоні сталої від'ємної середньодобової температури. Тому при замерзанні підталого снігу на його поверхні утворюється снігова кора, яка й захищає сніг від перенесення. Найкращі умови для виникнення заметілі – це наявність свіжовипавшого снігу і особливо коли він випав на снігову кору.

Хуртовини й заметілі відносять до небезпечних явищ погоди, які різко зменшують горизонтальну видимість та перерозподіляють сніговий покрив. У процесі перенесення снігу утворюються замети. Це вали та кучугури снігу на дорогах та перед перешкодами. Товщина шару снігу на дорогах та перед перешкодами може бути в 2-5 разів більшою, ніж на відкритому полі. Це вимагає великих витрат на очистку доріг від снігу. В Україні найменше хуртовин буває на півдні – 5-10 днів. На північному сході України їх буває понад 25 днів, а в Карпатах щорічно спостерігається 30-35 днів. В окремі роки на північному сході хуртовини бувають протягом 44-49 днів, а в Кримських горах та Карпатах може бути 50-70 днів.

#### Питання до самоперевірки.

1. Випаровування води, сумарне випаровування.
2. Тиск насиченої водяної пари.
3. Тиск насичення на плоскою поверхнею води та над льодом.
4. Швидкість випаровування води, теплота випаровування.
5. Випаровуваність.
6. Географічний розподіл випаровування та випаровуваності.
7. Характеристики вологості повітря.
8. Добові та річні зміни тиску водяної пари та відносної вологості повітря.
9. Конденсація та сублімація водяної пари.
10. Ядра конденсації.
11. Продукти конденсації та сублімації.
12. Міжнародна класифікація хмар.
13. Коротка характеристика форм хмар.
14. Мікроструктура та водність хмар.
15. Збільшення розмірів елементів хмар.
16. Добовий та річний хід хмарності.
17. Тривалість сонячного сяйва.
18. Світлові (оптичні) явища у хмарах.
19. Серпанок, туман, імла. Типи туманів.
20. Географічний розподіл туманів
21. Наземні гідрометеори.
22. Умови утворення атмосферних опадів.
23. Класифікація атмосферних опадів за генезисом та за зовнішнім виглядом.
24. Активний вплив людини на атмосферні процеси.
25. Електризація хмар та опадів.
26. Гроза. Блискавка. Грім. Громовідвід. Куляста блискавка.

27. Вогні святого Ельма.
28. Добовий та річний хід атмосферних опадів.
29. Тривалість та інтенсивність атмосферних опадів.
30. Географічний розподіл атмосферних опадів.
31. Які атмосферні явища утворюються в результаті адвекції тепла.
32. Показники зволоження території.
33. Мінливість умов зволоження території. Посушливі явища.
34. Водний баланс земної кулі.
35. Обіг вологи в атмосфері.
36. Сніговий покрив.
37. Хуртовини.
38. Снігова лінія.

### **Тести до I модуля**

1. За кількістю в атмосфері вуглекислий газ стоїть на:
  - 1) четвертому місці;
  - 2) другому;
  - 3) третьому.
2. Мезосфера – це шар атмосфери:
  - 1) другий знизу;
  - 2) третій;
  - 3) четвертий.
3. Густина чистого сухого повітря залежить від:
  - 1) температури;
  - 2) тиску;
  - 3) тиску і температури.
4. Густина вологого повітря:
  - 1) більша ніж сухого;
  - 2) менша;
  - 3) однакова;
5. Сонячна стала – це інтенсивність сонячної радіації:
  - 1) в атмосфері;
  - 2) на земній поверхні;

- 3) за межами атмосфери.
6. Сумарна сонячна радіація – це:
- 1) сума прямої і розсіяної радіації;
  - 2) сума прямої і відбитої;
  - 3) засвоєної і розсіяної.
7. Сумарна сонячна радіація – це кількість тепла, яку одержує
- 1) перпендикулярна до променів поверхня;
  - 2) горизонтальна поверхня;
  - 3) вертикальна поверхня.
8. Розсіювання сонячної радіації в чистій атмосфері відповідно до закону Релея залежить від:
- 1) висота Сонця;
  - 2) температури повітря;
  - 3) довжини хвилі променів.
9. Відповідно до закону Бугера, послаблення сонячної радіації в атмосфері залежить від:
- 1) хмарності;
  - 2) висоти Сонця;
  - 3) довжини хвилі.
10. При заході та сході Сонце жовто-червоне, тому що:
- 1) при малій висоті Сонце випромінює тільки жовто-червоні промені;
  - 2) це обумовлено оптичною масою атмосфери;
  - 3) решта променів розсіюються в атмосфері.
11. При ясній погоді вранці в потоці сумарної радіації переважає:
- 1) пряма радіація;
  - 2) розсіяна;
  - 3) ультрафіолетова.

12. В чистій атмосфері найбільше розсіюються:

- 1) фіолетові промені;
- 2) червоні;
- 3) жовто-блакитні.

13. Альbedo – це відношення:

- 1) сумарної радіації до засвоєної;
- 2) сумарної до відбитої;
- 3) відбитої до сумарної.

14. Ефективне випромінювання – це різниця:

- 1) між засвоєною і відбитою радіацією;
- 2) між випромінюванням Землі і атмосфери;
- 3) між випромінюванням атмосфери і Землі.

15. Тиск насиченої водяної пари залежить від:

- 1) температури;
- 2) кількості опадів;
- 3) атмосферного тиску.

16. Випаровуваність в умовах недостатнього зволоження:

- 1) менша ніж випаровування;
- 2) більша;
- 3) однакова.

17. У результаті адвекції тепла на холодну підстильну поверхню утворюються:

- 1) тумани;
- 2) приморозки;
- 3) грози.

18. Якщо вертикальний градієнт температури більший за сухоадіабатичний, то це буде:

- 1) байдужий стан атмосфери;
- 2) не стійкий;
- 3) стійкий.

19. Гало виникає у хмарах:

- 1) середнього ярусу;
- 2) нижнього;
- 3) верхнього.

20. Яке із цих явищ відносять до наземних гідрометеорів

- 1) роса;
- 2) туман;
- 3) серпанок.

21. До законів випромінювання радіації відносять:

- 1) закон Кірхгофа.
- 2) закон Релея.
- 3) закон Бугера.

22. Сонячний промінь з довжиною хвилі 0,38 мкм відносять до:

- 1) інфрачервоної ділянки спектру.
- 2) видимої.
- 3) ультрафіолетової.

23. Сонячна стала – це потік сонячної радіації...

- 1) поблизу земної поверхні при максимальній відстані між Землею і Сонцем.
- 2) на верхній межі атмосфери при середній відстані між Землею і Сонцем.
- 3) на верхній межі атмосфери при мінімальній відстані між Землею і Сонцем.

24. Відповідно до Закону Стефана-Больцмана інтенсивність випромінювання радіації залежить:

- 1) від маси тіла в четвертій степені.
- 2) довжини хвилі в четвертій степені.
- 3) температури тіла в четвертій степені.



25. Збільшення глибини в арифметичній прогресії супроводиться:

- 1) збільшенням амплітуди температури ґрунту в геометричній прогресії;
- 2) зменшенням амплітуди температури ґрунту в арифметичній прогресії;
- 3) зменшенням амплітуди температури ґрунту в геометричній прогресії.

26. Період коливання температури при збільшенні глибини ґрунту:

- 1) збільшується незалежно від типу ґрунту;
- 2) не змінюється;
- 3) зменшується.

27. Якщо мінімальна температура на поверхні ґрунту буде  $0^{\circ}\text{C}$ , то на глибині 20 см мінімальна температура настане:

- 1)  $0^{\circ}\text{C}$ ;
- 2)  $9^{\circ}\text{C}$ ;
- 3)  $11^{\circ}\text{C}$ .

28. Поверхня ґрунту найтеплішою буває в липні, то на глибині 3 м ґрунт найтеплішим буде:

- 1) у серпні;
- 2) у вересні;
- 3) у жовтні.

29. Радіаційні приморозки виникають в результаті:

- 1) слабкого радіаційного нагрівання земної поверхні при хмарній погоді;
- 2) радіаційного охолодження поверхні ґрунту та повітря при великому вмісті водяної пари у повітрі;
- 3) радіаційного охолодження поверхні ґрунту та повітря при ясній погоді і малому вмісті водяної пари у повітрі.

30. Найбільші річні амплітуди температури повітря спостерігаються:
- 1) в Арктиці;
  - 2) в Якутії;
  - 3) в Сахарі.
31. Найбільші добові амплітуди температури повітря спостерігаються:
- 1) в Арктиці;
  - 2) в помірних широтах;
  - 3) у тропічних широтах.
32. Вертикальний градієнт температури повітря – це...
- 1) підвищення температури на кожні 100 м висоти;
  - 2) зміна температури на кожні 100 м висоти;
  - 3) зниження температури на кожні 100 м висоти.
33. Теплоємність води у 3-4 рази більша, ніж теплоємність ґрунту, тому:
- 1) водні басейни нагріваються і охолоджуються скоріше;
  - 2) повільніше;
  - 3) нагріваються скоріше, а охолоджуються повільніше.
34. Альbedo води і Землі співвідносяться так:
- 1) альbedo води на 10-20% більше, ніж альbedo суходолу влітку;
  - 2) на 10-20% менше, ніж альbedo суходолу взимку;
  - 3) на 10-20% менше, ніж альbedo суходолу влітку.
35. Середній вертикальний градієнт температури повітря у тропосфері становить:
- 1)  $1^{\circ}/100$  м;
  - 2)  $0,5^{\circ}/100$  м;
  - 3)  $0,65^{\circ}/100$  м.
36. Горизонтальне перенесення повітря з його властивостями називається:
- 1) адвекцією;
  - 2) конвекцією;
  - 3) коагуляцією.

37. Коефіцієнт зволоження території – це:

- 1) Відношення випаровування то випаровуваності.
- 2) Кількості опадів до випаровуваності.
- 3) Випаровуваності до опадів.

38. В гірських районах Шотландії, Уельса, Адріатичного узбережжя випадає опадів до:

- 1) 4000-5000 мм.
- 2) 2000-3000 мм.
- 3) 5000-6000 мм.

39. В окремих районах Єгипту та Судану середня річна кількість опадів становить:

- 1) 100-200 мм.
- 2) 10-50 мм.
- 3) десяті долі мм.

40. Найбільше опадів випадає на схилах Гімалаїв (Черапунджі). В середньому тут випадає:

- 1) До 10 000 мм.
- 2) До 11 000 мм.
- 3) До 9 000 мм.

41.Інтенсивні атмосферні опади випадають:

- 1) з кристалічних хмар;
- 2) з краплинних;
- 3) зі змішаних.

42.Облогові опади випадають із таких хмар:

- 1) Ns, As;
- 2) Ci, Ac, Sc;
- 3) Cb, Cu, St.

43. Грози виникають у хмарах:

- 1) Cb;
- 2) St;
- 3) Ns.

44. Суть активного впливу людини на переохолоджені хмари полягає:

- 1) у перетворенні переохолодженої хмари на кристалічну;
- 2) у перетворенні звичайної хмари на переохолоджену;
- 3) у перетворенні переохолодженої хмари на змішану хмару.

45. Серпанок – це помутніння атмосфери з горизонтальною видимістю 1-10 км, обумовлене наявністю в повітрі:

- 1) крапель і кристалів льоду;
- 2) пилу;
- 3) скупчення водяної пари.

46. Найбільше туманів спостерігається:

- 1) над холодними течіями;
- 2) над теплими;
- 3) у горах.

47. Найкращі умови для утворення роси:

- 1) вітер, ясно;
- 2) тихо, ясно;
- 3) тихо, хмарно.

48. Нічні відклади кристалів льоду на гілках дерев називаються:

- 1) іній;
- 2) твердий наліт;
- 3) паморозь.

49. Змішані хмари зберігаються при температурі повітря:

- 1) від 0 до  $-10^{\circ}$ ;
- 2) від  $-10$  до  $-40^{\circ}$ ;
- 3) від позитивних до  $-5^{\circ}$ .

50. Опади зливого характеру зумовлюють хмари:

- 1) Sc;
- 2) Ns;
- 3) Cb.

51. До хмар нижнього ярусу належать:

- 1) St, Sc, Ns;
- 2) As, Ac, Cu;
- 3) Cb, Ci, Cs.

52. У помірних широтах водність хмар становить:

- 1) 3 – 10 г;
- 2) 0,008 – 0,1 г;
- 3) 0,01 – 3 г.

53. Відносна вологість повітря:

- 1) найменша вранці, коли найнижча температура повітря;
- 2) найменша вночі, коли найменша швидкість вітру;
- 3) найменша в середині дня, коли найвища температура повітря.

54. Альbedo Землі, як планети, становить:

- 1) 28%;
- 2) 34%;
- 3) 40%.

55. Конденсація водяної пари відбувається на:

- 1) скупченні молекул повітря;
- 2) ядрах сублімації;
- 3) ядрах конденсації.

56. Хмари верхнього ярусу складаються:

- 1) з кристаликів льоду;
- 2) з краплин води;
- 3) з суміші краплин та кристалів.

57. Тиск насиченої водяної пари залежить лише від:

- 1) кількості атмосферних опадів;
- 2) температури;
- 3) атмосферного тиску.

58. Тиск насичення над кристаликами льоду в атмосфері:

- 1) менший, ніж над краплями води;
- 2) більший;
- 3) однаковий.

59. Випаровуваність в умовах сухого клімату:

- 1) менша, ніж випаровування;
- 2) однакова;
- 3) більша.

60. Абсолютна вологість повітря – це ...

- 1) найбільший можливий вміст водяної пари в повітрі;
- 2) маса водяної пари в 1 м<sup>3</sup> повітря;
- 3) маса водяної пари в атмосфері.

***Ключ до тестів I модуля***

1.1); 2.2); 3.3); 4.2); 5.3); 6.1); 7.2); 8.3); 9.2); 10.3); 11.2); 12.1); 13.3); 14.2); 15.1);  
16.2); 17.1); 18.2); 19.3); 20.1); 21.1); 22.3); 23.2); 24.3); 25.3); 26.2); 27.1); 28.3);  
29.3); 30.2); 31.3); 32.2); 33.2); 34.3); 35.3); 36.1); 37.2); 38.1); 39.3); 40.2); 41.3);  
42.1); 43.1); 44.3); 45.1); 46.3); 47.2); 48.3); 49.2); 50.3); 51.1); 52.3); 53.3); 54.1);  
55.3); 56.1); 57.2); 58.1); 59.3); 60.2).

## 6. Атмосферний тиск та циркуляція атмосфери

### 6.1. Одиниці вимірювання атмосферного тиску

Про те, що атмосфера тисне на кожне тіло на землі людству стало відомо зовсім недавно. У 1643 році учень Галілея Торічеллі поставив дослід із скляною трубкою, заповненою ртуттю, і довів наявність атмосферного тиску. Після цього магдебурзький бургомістр Геріке у 1654 році наочно показав широкому загалу дію атмосферного тиску. Славу йому принесла театральність виконання досліду. Для цього мідну кулю діаметром 37 см розпиляли навпіл, половинки з'єднали гумовою кільцевою прокладкою. Через кран із кулі викачали повітря. Вісім коней не змогли роз'єднати ці півкулі (бо інших 8 коней можна було замінити опорою). Тиск атмосфери на кулю становить близько 4 т.

На рівні моря на широті  $45^0$  при температурі  $0^0\text{C}$  атмосферний тиск зрівноважується тиском стовпчика ртуті висотою 760 мм. Але в метеорології атмосферний тиск виражають не міліметрами, а фізичними одиницями. Густина ртуті при  $0^0\text{C}$  дорівнює  $13,596 \text{ г/см}^3$ . Тому атмосферний тиск дорівнює силі, з якою маса  $76 \text{ см} \cdot 13,596 \text{ г/см}^3 = 1033,3 \text{ г}$  тисне на поверхню  $1 \text{ см}^2$ . Цей тиск іноді називають фізичною атмосферою, а тиск  $1 \text{ кг/см}^2$  називають технічною атмосферою. До речі на площу  $1 \text{ м}^2$  атмосферний тиск становить  $76 \text{ см} \cdot 13,596 \text{ г/см}^3 \cdot 10000/1000 = 10332,96 \text{ кг/м}^2$ .

В абсолютній системі мір, якою користувались до недавнього часу, атмосферний тиск дорівнює силі  $1033,3 \cdot 980,6 = 1013250 \text{ дин/см}^2$  ( $980,6$  – прискорення сили земного тяжіння на рівні моря на широті  $45^0$ ). Тиск  $1 \text{ млн. дин/см}^2$  в метеорології називається баром. Це відповідає тиску ртутного стовпчика висотою 750,1 мм. Одна тисячна частина бара, тобто тиск  $1000 \text{ дин/см}^2$  називається мілібаром. Тому  $1 \text{ мб}$  відповідає тиску  $0,75 \text{ мм}$  ртутного стовпчика, а  $1 \text{ мм}$  –  $1,33 \text{ мб}$ . Нормальний тиск  $760 \text{ мм} = 1013,25 \text{ мб}$ .

Зараз у науці використовується система одиниць СІ. У цій системі використовується сила тяжіння  $1 \text{ ньютон}$ , яка діє на тіло масою  $0,1 \text{ кг}$ , або точніше  $1/9,8 \text{ кг}$ . Звідси випливає, що на тіло масою  $1 \text{ кг}$  діє сила тяжіння  $9,8 \text{ Н}$ . Тому атмосферний тиск становить.

$$P = h\rho F = 0,76 \text{ м} \cdot 13596 \text{ кг/м}^3 \cdot 9,8 \text{ Н/кг} = 101300 \text{ Н/м}^2$$

Одиниця  $\text{Н/м}^2$  називається Паскаль (на честь відомого фізика). Звідси тиск виражається в гектопаскалях

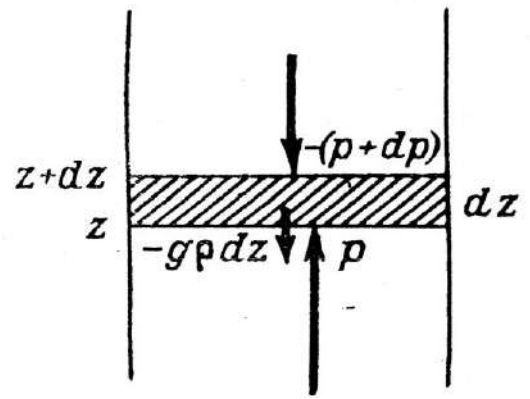
$$101300 \text{ Н/м}^2 = 101300 \text{ Па} = 1013 \text{ гПа}.$$

За абсолютною величиною мілібари і гектопаскалі рівні, тому з переходом на систему одиниць СІ не потрібно переробляти всі прилади. Звідси  $1 \text{ мм}$  відповідає  $1,33 \text{ гПа}$ , а  $1 \text{ гПа}$  –  $0,75 \text{ мм}$  ртутного стовпчика.

### 6.2. Зміна атмосферного тиску при зміні висоти

При піднятті угору частина атмосфери залишається нижче. Як же зміниться тиск? Візьмемо вертикальний стовп повітря з поперечним перетином, який дорівнює одиниці. Виділимо у цьому стовпі тоненький шар, обмежений знизу поверхнею на висоті  $z$ , а зверху – поверхнею на висоті  $z+dz$ , тому товщина шару становить  $dz$  (мал. 6.1).

На нижню поверхню цього шару суміжне повітря діє з силою, спрямованою знизу вгору. Модуль цієї сили і буде атмосферним тиском  $P$ . На верхню поверхню елементарного об'єму суміжне повітря тисне зверху вниз. Модуль цієї сили  $p+dp$  і є атмосферний тиск на верхньому рівні. Цей тиск відрізняється від тиску на нижньому рівні на малу величину  $dp$ , причому нам наперед не відомо де тиск більший на нижньому чи на верхньому рівні. Візьмемо випадок, коли атмосферний тиск у горизонтальному напрямку не змінюється. Тому тиск на бокові стінки виділеного об'єму зрівноважується і повітря не зміщується.



Мал. 6.1. Сили, що діють на елементарний об'єм повітря

Крім тиску, повітря у виділеному об'ємі відчуває силу земного тяжіння, яка спрямована донизу і дорівнює добутку прискорення вільного падіння  $g$  і маси повітря у виділеному об'ємі. Оскільки при поперечному перетині, рівному одиниці, об'єм дорівнює  $dz$ , то маса повітря в ньому дорівнює  $\rho dz$ , де  $\rho$  – густина повітря, а сила тяжіння  $g\rho dz$ . Нам залишається припустити, що в атмосфері існує рівновага також і у вертикальному напрямку і виділений об'єм повітря залишається на місці. Це означає, що сила тяжіння і сила тиску зрівноважуються. Донизу спрямовані сила тяжіння  $g\rho dz$  та сила тиску  $p+dp$ . Догори спрямована сила тиску  $p$ . Перші дві сили умовно візьмемо з від'ємним знаком, а останню з додатним, можна було б і навпаки. Алгебраїчно суму цих сил прирівняємо до 0 і одержимо

$$+p-(p+dp)-g\rho dz=0$$

$$\text{Звідси } dp = -g\rho dz.$$

Отже, при додатному  $dz$  буде від'ємне  $dp$ . Це говорить про те, що при піднятті догори атмосферний тиск зменшується, а при опусканні донизу – збільшується. Із рівняння видно, що різниця тиску на верхній і нижній межі виділеного об'єму стовпа повітря дорівнює силі тяжіння, яка діє на повітря в цьому об'ємі.

Це рівняння одержало назву “основне рівняння статички атмосфери”. Воно показує, як змінюється атмосферний тиск при зміні висоти.

Вирішивши рівняння статички атмосфери, Бабіне одержав барометричну формулу, зручну для розрахунків

$$h = 16000 (P_H - P_B) / (P_H + P_B) (1 + \alpha t),$$

де  $h$  – різниця висот двох пунктів, м;  $t$  – середня температура шару повітря;  $P_H$  і  $P_B$  – атмосферний тиск на нижньому та верхньому рівнях;  $\alpha$  – коефіцієнт теплового розширення повітря, який дорівнює  $\alpha = 1/273 \approx 0,004$

Лаплас одержав барометричну формулу іншого вигляду

$$h = 18400 \ln P_H / P_B (1 + \alpha t)$$

За допомогою барометричних формул можна вирішити три задачі: 1. Вимірявши тиск та температуру повітря на двох рівнях можна провести барометричне нівелювання, тобто за допомогою формули визначають різницю висот між двома пунктами і до відомої висоти одного із них додають цю різницю й



одержують висоту другого пункту. 2. Вимірявши тиск на одному рівні та знаючи середню температуру шару повітря, визначають тиск на іншому рівні. Важливим варіантом цієї задачі є приведення атмосферного тиску до рівня моря. Справа в тому, що кожна метеорологічна станція розташована на різній висоті. Тому щоб порівняти між ними атмосферний тиск його потрібно привести до рівня моря. На приземні синоптичні карти завжди наносять тиск, приведений до рівня моря. 3. Вимірявши тиск на двох рівнях і знаючи різницю висот цих рівнів можна визначити середню температуру цього шару повітря.

Важливими показниками зміни атмосферного тиску з висотою є вертикальний баричний градієнт та баричний ступінь.

### 6.2.1. Вертикальний баричний градієнт

Вертикальний баричний градієнт – це зменшення атмосферного тиску на кожні 100 м висоти.

$$G_b = - dp / dz \cdot 100 \text{ м.}$$

Приклад: Атмосферний тиск біля земної поверхні 1000 гПа при температурі 11<sup>0</sup>. На деякій висоті тиск на 50 гПа менший і температура становить 9<sup>0</sup>. Визначити величину  $G_b$ . Середня температура шару повітря буде  $(11+9) / 2 = 10^0$ . За формулою Лапласа визначаємо товщину шару повітря

$$h = 18400 \lg 1000/950 (1 + 0,004 \cdot 10) = 426,7 \text{ м. Звідси}$$

$$G_b = - 50 \cdot 100 / 426,7 = -11,7 \text{ гПа/100 м.}$$

### 6.2.2. Баричний ступінь

Баричний ступінь – це висота, на яку потрібно піднятися чи опуститися щоб атмосферний тиск змінився на одиницю. Баричний ступінь обернено пропорційний вертикальному баричному градієнту

$$h = - dz / dp \text{ м/гПа}$$

Приклад: Атмосферний тиск біля земної поверхні 1000 гПа. Температура повітря 0<sup>0</sup>. Визначити баричний ступінь. Використаємо скорочену формулу Бабіне

$$h = 8000 / p (1 + \alpha t) = 8000 / 1000 (1 + 0,004 \cdot 0) = 8 \text{ м / гПа}$$

Виходить, що коли піднімемось на 8 м від земної поверхні, то атмосферний тиск зменшиться на 1 гПа. На висоті 5 км, де тиск близько 500 гПа, баричний ступінь уже буде становити близько 16 м / гПа ( при температурі 0<sup>0</sup>). При підвищенні температури за незмінного тиску баричний ступінь збільшується на 0,4 % на кожен градус.

Якщо в наведеній формулі замість  $dp$  підставити його значення, а потім значення  $p$ , то

$$h = - dz / dp = - dz / -\rho dz = 1 / \rho = R \cdot T_b / p \text{ м/гПа}$$

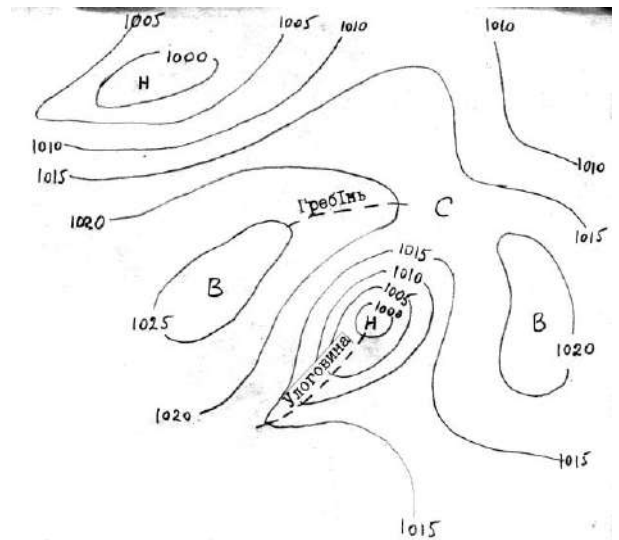
Звідси видно, що величина баричного ступеня прямо пропорційна температурі та обернено пропорційна атмосферному тиску. Отже, в теплому повітрі баричний ступінь більший, ніж в холодному. Тому теплі області у високих шарах атмосфери стають областями високого тиску, а холодні – областями низького тиску. Взагалі атмосферний тиск в середньому закономірно змінюється: коли висота збільшується в арифметичній прогресії то тиск зменшується майже в геометричній прогресії. Так в Європі середній тиск на рівні моря 1014 гПа, на висоті 5 км – 538 гПа, 10 км – 262 гПа, 15 км – 120 гПа, 20 км – 56 гПа, 30 км – 10

гПа, 50 км – 1,3 гПа. На висоті 5 км тиск майже вдвічі нижчий, ніж на рівні моря, на 15 км – майже у 8 разів, а на висоті 20 км – у 18 разів нижчий, ніж на рівні моря.

### 6.3. Баричне поле

Баричним полем називають розподіл атмосферного тиску на площині. Для виявлення розподілу атмосферного тиску здавна складають синоптичні карти. Це географічні карти, на які наносять значення основних метеорологічних величин ( у тому числі й атмосферного тиску), виміряних в один і той же момент, при цьому атмосферний тиск приведений до рівня моря. Точки з однаковим атмосферним тиском з'єднуються плавними лініями, які й називаються ізобарами. Їх проводять через 5 гПа, ізобари завжди кратні 5 гПа, наприклад 990, 995, 1000 гПа тощо.

В баричному полі виділяються у першу чергу основні баричні системи – це циклони та антициклони. На приземних картах вони виділяються замкненими концентричними ізобарами неправильної округлої або овальної форми. Циклони, це вихори з низьким тиском у центрі (Н), антициклони – з високим (В) (мал. 6.2). Крім того в баричному полі помітні ще баричні системи з незамкненими ізобарами. Це улоговини та гребені.



Мал. 6.2. Баричні системи на синоптичній карті: Н - циклон, В – антициклон, С – сідловина.

Улоговина – це смуга зниженого атмосферного тиску між двома областями підвищеного тиску. Найчастіше вона є витягнутою периферією циклону. Найнижчий тиск спостерігається на осі улоговини. Ізобари в улоговині мають вигляд латинської букви V, тобто на її осі ізобари різко змінюють напрям.

Гребінь – це смуга підвищеного атмосферного тиску між двома областями зниженого тиску. Він також буває у вигляді периферійної частини антициклону. Найвищий тиск спостерігається на осі гребеня. Ізобари в ньому мають вигляд латинської букви U і змінюють свій напрям не так різко як в улоговині.

Виділяють також особливу баричну систему – сідловина. Це ділянка баричного поля між двома циклонами та двома антициклонами, розташованими навхрест. Замість циклонів та антициклонів іноді сідловини утворюють відповідно улоговини та гребені.

#### 6.3.1. 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 різній висоті і всі вони перетинають поверхні рівня під дуже малими кутами, рівними

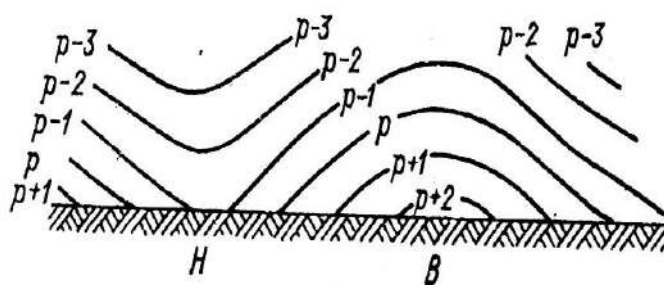
кутовим мінутам. Так, ізобарична поверхня 1000 гПа проходить поблизу рівня моря, 850 гПа – на висоті близько 1,5 км, 700 гПа – на висоті близько 3 км, 200 гПа – на висоті 12 км, 100 гПа – поблизу 16 км. Точка перетину ізобаричної поверхні з рівнем моря є ізобарою, а точки перетину ізобаричних поверхонь 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 вищерозташовані 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.

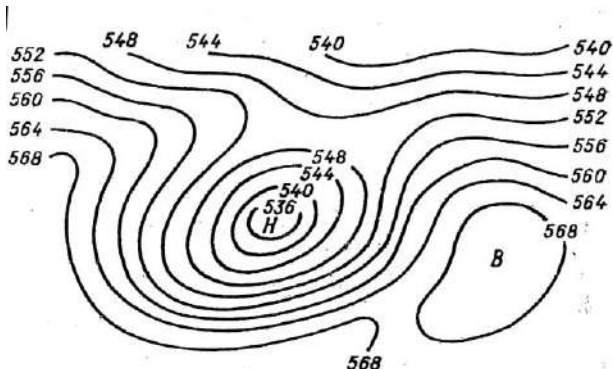
На карти абсолютної баричної топографії наносять висоти певної ізобаричної поверхні над рівнем моря на всіх станціях у чітко встановлений час. Як правило, у службі погоди складають карти для ізобаричних поверхонь 850, 700, 500, 300, 200, 100, 50 та 25 гПа. Точки із рівними висотами поверхні з'єднують 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 (мал. 6.3). Це означає, що на картах абсолютної топографії навколо центру циклону будують замкнені ізогіпси (мал. 6.4). 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.



Мал. 6.3. Вертикальний розріз ізобаричних поверхонь в циклоні (Н) та в антициклоні (В)

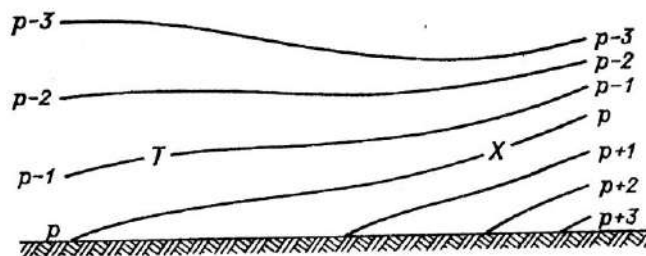
На карті відносної баричної топографії наносять висоти певної визначеної ізобаричної поверхні, але відраховані не від рівня моря, а від нижчерозташованої ізобаричної поверхні. В практиці служби погоди складають карту відносної баричної топографії 500 гПа над поверхнею



Мал.. 6.4. Циклон (H) та антициклон (B) на карті абсолютної топографії ізобаричної поверхні 500 гПа

1000 гПа. Ці висоти називають відносними, а проведені ізогіпси – відносними ізогіпсами. Це записують у вигляді дробу 500 / 1000 гПа.

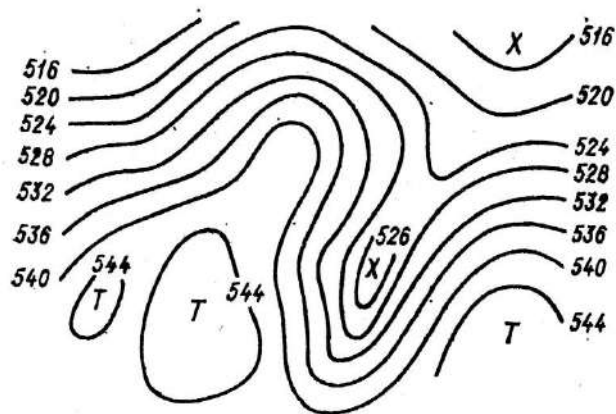
Відносна висота однієї ізобаричної поверхні над іншою залежить від середньої температури повітря між двома поверхнями (мал. 6.5). Ми вже бачили, що величина баричного ступеня залежить від температури. То баричний ступінь, тобто відстань



Мал.. 6.5. Вертикальний розріз ізобаричних поверхонь в районах тепла (Т) та холоду (Х)

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 (мал. 6.6).

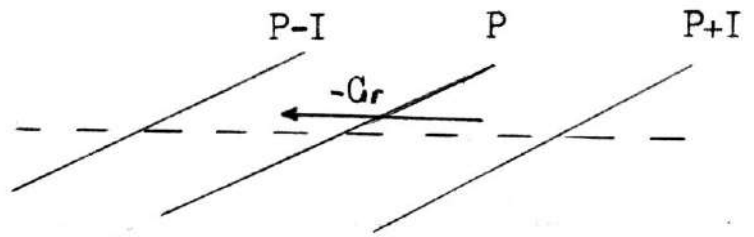
У центрі замкнених ізогіпс з найбільшими значеннями геопотенціалу ставлять літеру Т, тобто це центр області тепла, а з найменшими значеннями – Х, тобто це область холоду. Таким чином, карти абсолютної і відносної баричної топографії разом характеризують термобаричне поле атмосфери.



Мал. 6.6. Области тепла (Т) та холоду (Х) на карті відносної баричної топографії ізобаричної поверхні 500 гПа над поверхнею 1000 гПа

### 6.3.2. 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.



Мал. 6.7. Вертикальний розріз ізобаричних поверхонь та напрямок горизонтального баричного градієнта. Пунктирна лінія – рівень моря або будь-який інший рівень.

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 (мал. 6.7.).

Напрямок горизонтального градієнта збігається з перпендикуляром до ізобар (ізогіпс) і спрямований у бік зменшення атмосферного тиску. Його величину визначають за виразом

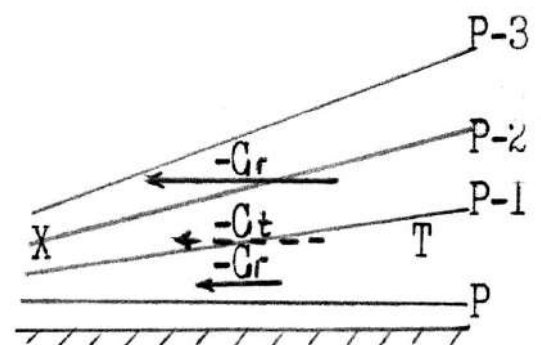
$$G_r = d_p / d_n \cdot 111 \text{ км},$$

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 напрямком 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 (мал. 6.4.). 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



Мал. 6.8. Зв'язок між горизонтальними градієнтами температури та тиску

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 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.

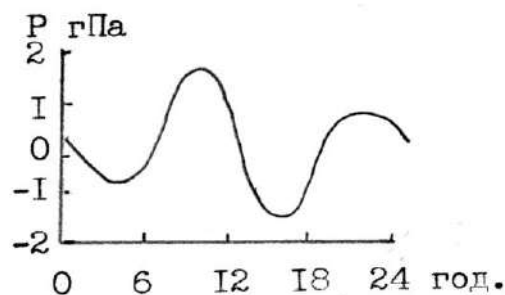
В атмосфері при збільшенні висоти баричне поле змінюється, тобто змінюється форма ізобар та їх взаємне розташування. Тому при збільшенні висоти змінюється і напрямок та величина баричного градієнта. Причиною цих змін є нерівномірний розподіл температури в атмосфері. Це можна підтвердити таким прикладом. 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 (мал. 6.8.). 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.

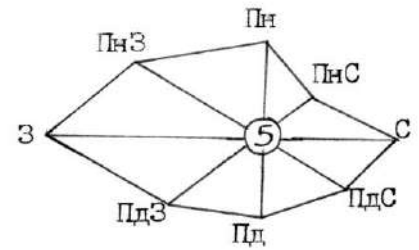
#### 6.4. Добовий та річний хід атмосферного тиску

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.

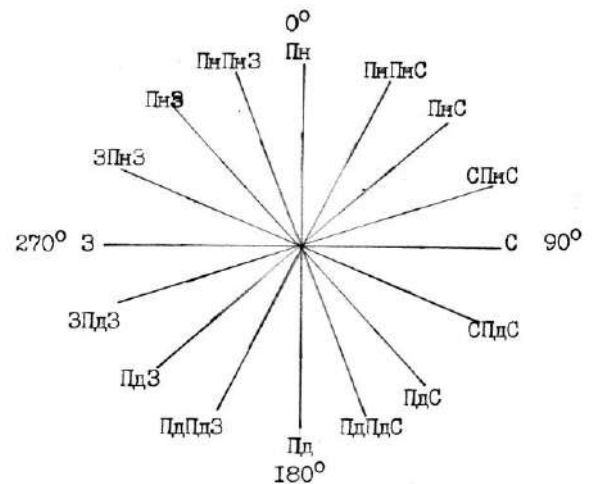


Мал. 6.9. Середній добовий хід атмосферного тиску в тропічних широтах Індійського океану

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. (мал. 6.9.). У напрямку до полюсів добова амплітуда тиску зменшується до десятих долей гПа на широті  $60^{\circ}$  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 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.



Мал. 6.10. Напрямок вітру в румбах та градусах.

### 6.5. Вітер

Вітер – це горизонтальне перенесення повітря. Вітер характеризується напрямком, швидкістю та силою.

Напрямок вітру – це частина горизонту звідки він дме. Якщо в дану точку повітря переноситься з півночі, то це й буде північний вітер. Напрямок вітру визначається в румбах або в градусах. Українські назви румбів можна замінити міжнародними: N – норд, E – ост, S – зюйд, W – вест (мал.6.10.)

Мал.. 6.11. Роза вітрів.

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

Крім того, швидкість вітру моряки оцінюють в балах шкали Бофорта, яка пов'язує швидкість вітру з ефектом його дії як, наприклад, ступінь хвилювання моря, розхитування дерев тощо. Нулю шкали Бофорта відповідає штиль, 4 бали – це помірний вітер і відповідає швидкості 5-7 м/с, 7 балів – сильний (12-15 м/с), 9 балів - шторм (18-21 м/с), 12 балів – ураган (більше 29 м/с).

В середньому швидкість вітру  $V$  між двома пунктами наближено дорівнює потрійній величині горизонтального баричного градієнта

$$V = 3 G_r \text{ м/с}$$

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

$$P = 0,25 V^2 \text{ кг/м}^2$$

Цю величину у першу чергу повинні враховувати будівельники, які зводять споруди з урахуванням опору матеріалів.

Для наочного представлення повторюваності напрямку вітру в кожному пункті можна побудувати розу вітрів (мал. 6.11.). Для цього від початку координат відкладають у масштабі повторюваності вітрів різних напрямків і кінці цих відрізків з'єднують ламаною лінією. Повторюваність штилів вказують у відсотках у центрі діаграми. Це відсоток усіх випадків штилю по відношенню до усіх строків спостереження.

### 6.6. Сили, які впливають на швидкість та напрямок вітру

Якби атмосферний тиск у горизонтальному напрямку не змінювався то вітру не було б. Але тиск постійно змінюється на всіх рівнях в атмосфері, тому під дією горизонтального баричного градієнта виникає вітер. Повітря рухається із місць з вищим тиском до місць з нижчим тиском найкоротшим шляхом. А це ж і є напрямок баричного градієнта  $d_p / d_n$ . Прискорення руху повітря тим більше, чим більший баричний градієнт. Отже, баричний градієнт є сила, що викликає вітер і змінює його швидкість.

Щоб визначити силу баричного градієнта, яка діє на одиницю маси повітря, потрібно градієнт розділити на густину повітря –  $1/\rho d_p / d_n$ . Ось тільки ця сила починає рухати повітря та збільшує його швидкість.

При атмосферному тиску 1000 гПа і температурі 0°C густина повітря дорівнює  $1,273 \text{ кг/м}^3$ , або наближено  $1 \text{ кг/м}^3$ . Якщо баричний градієнт 1 гПа на 100 км, то це  $1 \text{ гПа} = 10^2 \text{ Н/м}^2 = 10^2 \text{ кг/(м} \cdot \text{с}^2)$ . Підставивши ці значення у вираз –  $1/\rho d_p / d_n$  одержимо  $10^{-3} \text{ м/с}^2$ . Отже баричний градієнт 1 гПа/100 км створює прискорення  $0,001 \text{ м/с}^2$ , градієнт 2 гПа/100 км –  $0,002 \text{ м/с}^2$  і т.п.

Якби на повітря діяла лише сила баричного градієнта, то повітря рухалось би з рівномірним прискоренням і при тривалій дії цієї сили вітер мав би необмежено велику швидкість. Оскільки цього ми не спостерігаємо, то це значить, що на швидкість вітру впливають інші сили, які зрівноважують силу баричного градієнта.

Як тільки починається рух повітря під дією горизонтального баричного градієнта то зразу ж виникає відхиляюча сила обертання Землі або сила Коріоліса. Що ж це за сила? Нам відомо, що вітер – це горизонтальний рух повітря відносно земної поверхні, тобто відносно координат, які повертаються разом із Землею. При русі будь-якого тіла в системі координат, що обертаються разом із Землею, виникає відхилення від початкового напрямку руху відносно цієї системи, направлене під кутом  $90^\circ$  до швидкості руху. Отже, ця сила не впливає на швидкість руху, а лише змінює напрямок у північній півкулі праворуч від швидкості, у південній – ліворуч. Насправді немає ніякої зовнішньої сили, що змінює напрямок руху, а просто повітря зберігає початковий напрямок руху відносно нерухомої системи координат, тобто відносно космічного простору. Система ж координат на земній поверхні обертається під повітрям у зв'язку з добовим обертанням Землі. Отже, на-



справді не вітер відхиляється від початкового напрямку відносно Землі, а Земля з своїми координатами повертається під рухливим повітрям у протилежний бік. Силу Коріоліса визначають

$$A = 2\omega V \sin \varphi,$$

де  $\omega$  – кутова швидкість обертання Землі,  $V$  – швидкість вітру,  $\varphi$  – географічна широта.

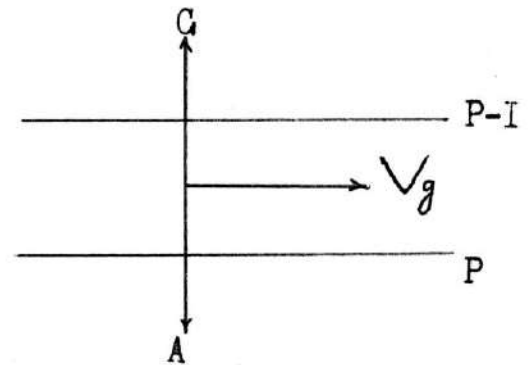
Із рівняння видно, що відхиляюча сила обертання Землі на екваторі дорівнює нулю, а на полюсах найбільша –  $2\omega \cdot V$ . Звичайно ця сила відсутня, коли  $V=0$ , в інших випадках сила пропорційна швидкості вітру. Підрахунки показують, що відхиляюча сила обертання Землі має такий же порядок величин, як і сила баричного градієнта, тобто може зрівноважити останню силу.

Якщо ж повітря рухається вздовж криволінійних ізобар, тобто в циклонах та антициклонах, то з'являється третя сила – відцентрова

$$C = V^2/r,$$

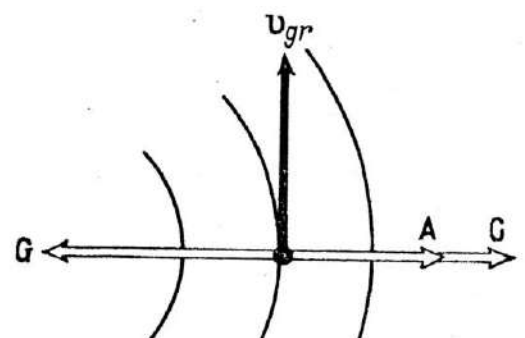
де  $r$  – радіус кривизни траєкторії руху. Ця сила спрямована вздовж радіуса кривизни траєкторії зовні у бік випуклості ізобар.

Нарешті четверта сила – це сила тертя, яка значно зменшує швидкість руху повітря. Вона спрямована проти руху повітря і визначається за виразом  $R=kV$ , де  $V$  – швидкість вітру, а  $k$  – коефіцієнт тертя, який завжди менше 1. Повітря рухається над нерівною шорсткою поверхнею і, відчуваючи опір цієї поверхні і наземних предметів, зменшує швидкість свого руху. Частки з малою швидкістю у процесі турбулентного обміну потрапляють у вищі шари атмосфери. Отже внаслідок турбулентності зменшення швидкості передається вгору на значну висоту. Найбільша сила тертя в приземному шарі повітря і поступово зменшується догори. Сила тертя практично зникає на висоті від 500 до 1500 м, а в середньому близько 1000 м. Цей нижній шар повітря називається шаром тертя або планетарним граничним шаром. Верхня межа цього шару називається рівнем тертя. Вище цього шару розташована вільна атмосфера.



Мал.. 6.12. Геострофічний вітер

Товщина шару тертя залежить від стратифікації атмосфери. При стійкій стратифікації шар тертя найменшої товщини. При нестійкій стратифікації розвивається ще й термічна турбулентність або конвекція, яка інтенсивно переміщує повітря до значної висоти. Тому шар тертя в цьому випадку досягає товщини 1500 м. На суходолі це спостерігається часто в теплу частину року.



Мал.. 6.13. Градієнтний вітер в циклоні:  $G$  – сила баричного градієнта,  $A$  – відхиляюча сила обертання Землі,  $C$  – відцентрова сила,  $V_{gr}$  – градієнтний вітер.

В реальних умовах атмосфери на повітря може діяти різна кількість сил. Уявимо, що на одиничний об'єм повітря діють дві

сили: це сила баричного градієнту та відхиляюча сила обертання Землі. Це можливо при прямолінійних ізобарах вище шару тертя. У даному випадку буде прямолінійний рівномірний рух повітря, який називається геострофічним вітром  $V_g$  (мал. 6.12). Баричний градієнт направлений у бік найменшого тиску, відхиляюча сила обертання Землі зрівноважує його і геострофічний вітер дме вздовж ізобар, залишаючи низький тиск ліворуч в північній півкулі та праворуч в південній. Із рівноваги діючих сил видно  $-1/\rho \cdot dp/dn = 2\omega V_g \sin\varphi$

$$\text{звідси } V_g = -1/\rho 2\omega \sin\varphi \cdot dp/dn.$$

Підставивши значення густини повітря при стандартних умовах, кутову швидкість обертання Землі та баричний градієнт на 100 км, одержимо робочу формулу

$$V_g = -5,4/\sin\varphi \cdot \Delta p/\Delta n.$$

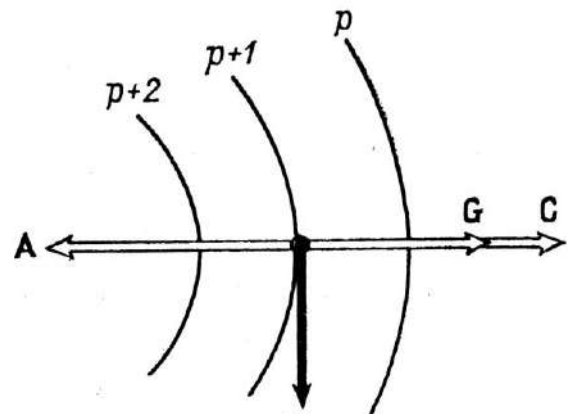
При баричному градієнті 1 гПа/100 км на широті  $50^\circ$   $V_g = 5,8$  м/с, при градієнті 3 гПа/100 км – втричі більша. Отже, швидкість геострофічного вітру прямо пропорційна баричному градієнту. В реальних умовах атмосфери вище шару тертя дійсний вітер дуже близький до геострофічного як за напрямком, так і з швидкістю. Поблизу земної поверхні вітер значно відрізняється від геострофічного.

Якщо ж вище шару тертя повітря рухається вздовж криволінійних ізобар, тобто в циклонах та антициклонах, то до двох перших сил додається відцентрова сила  $C$ , то цей вітер називається градієнтним (мал. 6.13, та 6.14).

Швидкість вітру у будь-якій точці траєкторії спрямована вздовж дотичної до колової траєкторії у цій точці. Відхиляюча сила обертання Землі завжди спрямована під прямим кутом до швидкості тобто вздовж радіуса кривизни праворуч в північній півкулі та ліворуч у південній. Відцентрова сила також спрямована вздовж радіуса кривизни у бік випуклості ізобар. Виходить, що сила градієнта повинна зрівноважити геометричну суму інших двох сил і бути з ними на одній прямій, тобто вздовж радіуса кривизни. Отже, баричний градієнт спрямований під прямим кутом до швидкості, тобто вітер дме вздовж ізобар. Такий теоретичний випадок рівномірного руху повітря вздовж колових траєкторій вище шару тертя називається градієнтним вітром.

До поняття градієнтного вітру можна включити і геострофічний вітер як граничний випадок градієнтного вітру при безмежно великому радіусі кривизни.

Відцентрова сила в атмосфері менша, ніж сила баричного градієнта. Тому в циклонах силу градієнта врівноважують дві сили – відхиляюча сила і відцентрова. В антициклонах відхиляючу силу врівноважують сила баричного градієнта та відцентрова. В результаті дії відхиляючої сили обертання Землі у північній півкулі градієнтний вітер дме проти годинникової стрілки, а в південній за годинни-



Мал. 6.14. Градієнтний вітер в антициклоні:  $G$  – сила баричного градієнта,  $A$  – відхиляюча сила обертання Землі,  $C$  – відцентрова сила,  $V_{gr}$  – градієнтний вітер.

ковою стрілкою. В антициклонах навпаки у північній півкулі вітер дме за годинниковою стрілкою, а в південній – проти.

Швидкість градієнтного вітру  $V_g$  визначається за рівнянням, де зрівнюються усі три названі сили

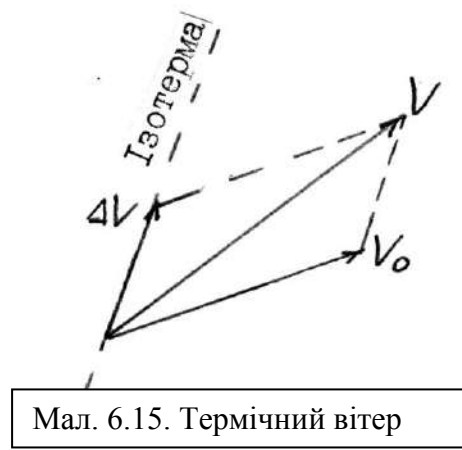
$$1/\rho \cdot d_p/d_n + 2\omega V_g \sin\varphi \pm V_g^2/r = 0.$$

Знак плюс відповідає градієнтному вітрі в циклоні, а знак мінус – в антициклоні. Звідси випливає, що при однакових баричних градієнтах швидкість градієнтного вітру в антициклоні більша, а в циклоні менша, ніж при прямолінійних ізобарах, тобто більша ніж швидкість геострофічного вітру. На мал. 6.13, 6.14 видно, що швидкість вітру пропорційна відхиляючій силі обертання Землі, але ж в антициклоні відхиляюча сила більша, а в циклоні менша, ніж сила баричного градієнта. Тому в антициклонах швидкість градієнтного вітру більша, ніж у циклонах, при умові однакових баричних градієнтів.

В умовах атмосфери дійсний вітер близький до градієнтного вище шару тертя, а в приземному шарі він значно відрізняється від градієнтного.

### 6.6.1. Зміна напрямку та швидкості вітру при піднятті угору

Баричне поле при віддалені від земної поверхні змінюється і отже змінюється напрямок та швидкість вітру. Ми знаємо, що при зростанні висоти баричний градієнт одержує додаткову складову, спрямовану вздовж температурного градієнта і, отже, градієнтний вітер посилюється. Ця додаткова складова  $\Delta V$  називається термічним вітром (мал. 6.15). Якщо баричний градієнт в приземному шарі повітря співпадає за напрямком з температурним градієнтом у вищих шарах, то при піднятті догори він збільшується, не змінюючи напрямку. Тоді ізобари на всіх рівнях співпадають з ізотермами, а термічний вітер співпадає за напрямком з вітром на нижньому рівні. Отже, швидкість вітру при піднятті догори збільшується, а напрямок залишається сталим.



Мал. 6.15. Термічний вітер

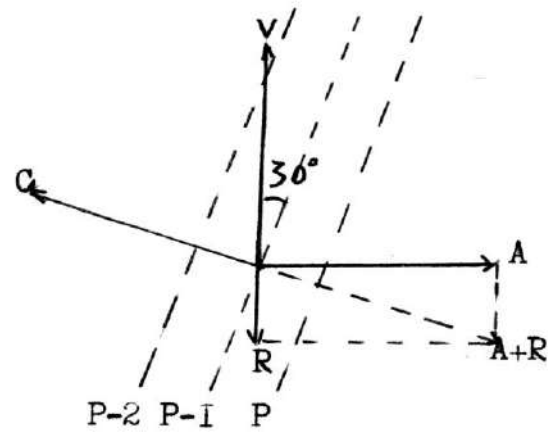
$V_0$  – вітер на нижньому рівні,  $\Delta V$  – термічний вітер,  $V$  – вітер на верхньому рівні.

Якщо баричний градієнт в приземному шарі протилежно спрямований до температурного градієнта, то він зменшується при піднятті догори і разом з ним зменшується швидкість вітру до нуля, не змінюючи напрямку. Вище цього шару виникне вітер протилежного напрямку.

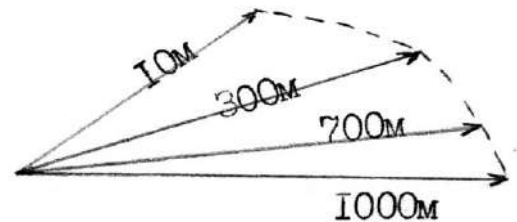
Якщо між баричним та температурним градієнтами є кут менше  $180^\circ$ , то термічний вітер буде спрямований праворуч чи ліворуч, залежно від того у якій бік баричний градієнт відхиляється від температурного. Ось чому при піднятті догори градієнтний вітер повертає або праворуч, або ліворуч. У передній (східній) частині циклону, де баричний градієнт спрямований на захід, а температурний – на північ, вітер наближаючись до ізотерми повертає у вищих шарах праворуч, а в західній (тиловій) частині циклону – ліворуч. В антициклоні навпаки – у східній частині ліворуч, а в тилівій – праворуч.

### 6.6.2. Вплив тертя на швидкість і напрямок вітру

На висоті 10-15 м від земної поверхні внаслідок дії сили тертя швидкість дійсного вітру над суходолом вдвічі менша від градієнтного, а над морями становить  $2/3$  швидкості градієнтного вітру. З підняттям догори сила тертя зменшується і швидкість вітру поступово збільшується до швидкості градієнтного вітру на висоті близько 1000 м. Сила тертя впливає також на напрямок вітру. При рівномірному прямолінійному русі в приземному шарі повинно зрівноважуватись три сили: сила баричного градієнта, відхиляюча сила та сила тертя (мал. 6.16). Сила тертя протидіє руху, вона спрямована проти руху, то вона не може діяти на одній прямій з відхиляючою силою обертання Землі. Тому і сила баричного градієнта, яка зрівноважує суму цих двох сил, не може діяти на одній прямій з відхиляючою силою обертання Землі. На мал. 6.16 видно, що між силою баричного градієнта і швидкістю вітру не прямий, а гострий кут. Можна стверджувати, що напрямок вітру спрямований не вздовж ізобар, а відхиляється від них ліворуч у північній півкулі на кут в середньому  $30^\circ$ . Над морем цей кут зменшується до  $10-20^\circ$ , над суходолом збільшується до  $40-50^\circ$ . На величину цього кута впливає термічна стратифікація атмосфери та швидкість вітру.



Мал. 6.16. Вітер у шарі тертя.



Мал. 6.17. Графік зміни напрямку та швидкості вітру в шарі тертя (спіраль Екмана)

При піднятті догори кут відхилення від ізобар поступово зменшується і на висоті близько 1000 м дорівнюватиме нулю градусів, тобто вітер наблизиться до геострофічного. Оскільки поблизу земної поверхні вітер відхилявся від ізобар ліворуч, то при піднятті догори вітер повертає праворуч за годинниковою стрілкою. Одночасно швидкість вітру з віддаленням від землі збільшується (мал. 6.17). На графіку представлено напрямок та швидкість вітру на висотах 10, 300, 700 та 1000 м. Криву, яка з'єднує кінці цих напрямків, називають спіраллю Екмана.

При рівномірному русі повітря в циклонах та антициклонах, тобто при криволінійних ізобарах в шарі тертя сила тертя також не співпадає з відхиляючою силою. Тому і сила баричного градієнта не



Мал. 6.18. Ізобари (1) та траєкторії перенесення повітря (2) в приземних шарах циклону (а) та антициклону (б).

співпадає за напрямком з відхиляючою силою обертання Землі. Напрямок вітру також буде відхилятися від ізобар до центру циклону проти годинникової стрілки у північній півкулі та за годинниковою – у південній. В антициклоні в нижніх шарах повітря буде рухатись за годинниковою стрілкою в північній півкулі, одночасно повітря розтікається від центру до периферії (мал. 6.18).

Провівши лінії плинину в нижніх шарах циклону побачимо, що вони мають вигляд спіралі, яка закручується проти годинникової стрілки і сходиться до центру циклону. Для цих ліній центр циклону є точкою сходження ліній або точкою конвергенції.

В нижніх шарах антициклону лінії плинину також як спіраль, яка розходить від центру за годинниковою стрілкою. У цьому випадку центр антициклону є точкою розходження ліній плинину або точкою дивергенції. У південній півкулі лінії плинину спрямовані за годинниковою стрілкою в циклоні та проти – в антициклоні.

Враховуючи усе наведене вище можна зробити такий висновок: якщо стати лицем у напрямку вітру, то найнижчий тиск буде ліворуч і дещо попереду, а найвищий – праворуч і дещо позаду. Таке розташування областей низького та високого тиску було знайдено емпірично ще в першій половині XIX ст. І одержало назву баричного закону вітру або закону Бейс-Бало.

### **6.6.3. Добовий та річний хід швидкості вітру**

У приземному шарі атмосфери швидкість вітру постійно змінюється. Але все ж таки на фоні цих змін спостерігається досить чіткий добовий хід швидкості вітру. Це помітно не лише в середньому за багато років, а й в окремі сонячні дні влітку. На суходолі найсильніший вітер спостерігається в середині дня, найчастіше між 12 та 16 годинами. Найменша швидкість вітру (аж до нуля) спостерігається вночі та вранці. Амплітуда добового ходу швидкості вітру на суходолі становить близько половини середньої добової швидкості вітру. Над морем добовий хід незначний.

Добовий максимум швидкості вітру пояснюється нерівномірністю нагрівання різних ділянок земної поверхні в результаті чого виникають місцеві горизонтальні баричні градієнти. Другою причиною денного посилення вітру є інтенсивний турбулентний обмін. Посилене денне переміщення вирівнює швидкості вітру в приземному шарі і вищими шарами. Повітря із значною швидкістю вітру зверху в процесі турбулентного обміну опускається вниз і збільшує швидкість вітру.

Посилення швидкості вітру до середини дня супроводжується поворотом напрямку вітру праворуч, за годинниковою стрілкою. Зменшення швидкості вітру увечері та вночі супроводжується поворотом вітру ліворуч. Це в північній півкулі, у південній – навпаки. Це також пов'язано із збільшенням турбулентності. При вирівнюванні швидкості вітру на різних рівнях відбувається наближення приземного вітру до геострофічного, тобто до напрямку ізобар.

У річному ході найбільша швидкість вітру спостерігається взимку. Це пов'язано з тим, що в цей час спостерігаються найбільші горизонтальні градієнти температури між полюсом та екватором. Крім того, взимку значно зменшується шорсткість земної поверхні: все вкрито снігом, на деревах відсутнє листя і вітру є де розгулятися.

## **6.7. Повітряні маси. Атмосферні фронти**

### **6.7.1. 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.

Інколи 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.

### **6.7.2. 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 фронтальна поверхня (мал. 6.19).

У місці перетину фронтальної поверхні з земною 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.



Мал. 6.19. Вертикальний розріз фронтальної поверхні

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.

Ширина фронту в горизонтальному напрямку мала у порівнянні з розміром повітряних мас, але все ж таки це не просто лінія. Ширина фронту становить кілька десятків кілометрів, найчастіше 30-40 км. Атмосферні фронти завжди розміщені в улоговині, інколи ці улоговини на синоптичній карті не чітко прослідковуються внаслідок великих відстаней між метеорологічними станціями.

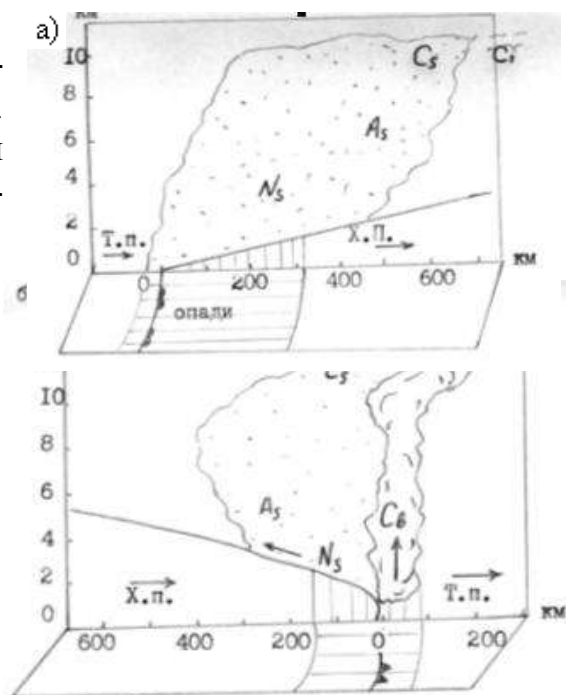
Фронтогенез або механізм формування фронтів – це зближення об'ємів повітря з різними фізичними властивостями, тобто різні повітряні маси рухаються в зустрічних потоках хоч і з дуже малими кутами зустрічі. Коли ж характер руху повітряних мас змінюється, то існуючі фронти поступово розмиваються, тобто перетворюються в широкі перехідні зони (фронтоліз).

Інколи атмосферні фронти виникають під впливом характеру підстильної поверхні, наприклад, вздовж межі снігового покриву, вздовж межі полів криги.

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

Якщо тепле повітря рухається у бік холодного то фронт називається теплим (мал. 6.20.а). Клиן холодного повітря під натиском теплого повільно відступає і його місце займає тепле повітря.

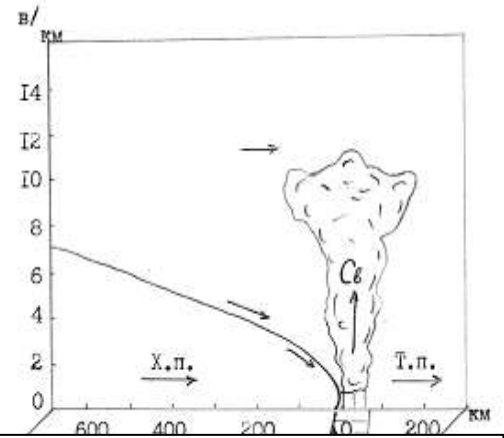
Одночасно легке тепле повітря піднімається догори вздовж фронтальної поверхні, воно адиабатично охолоджується, відбувається конденсація водяної пари, утворюються потужні шаруватоподібні хмари. Висхідні рухи вздовж фронтальної поверхні повільні, це сантиметри за секунду. Харак-



терні 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 (мал. 6.20. б,в). 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 (мал. 6.20 в).

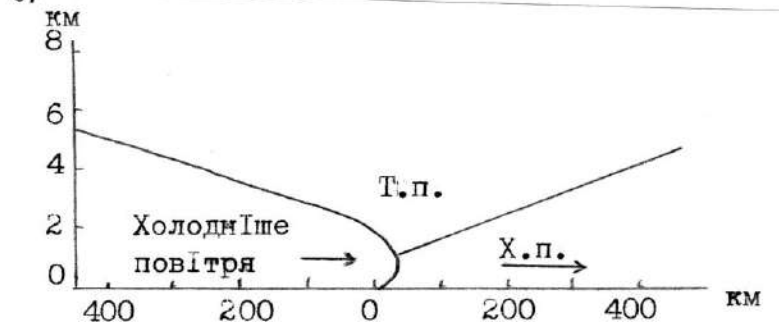
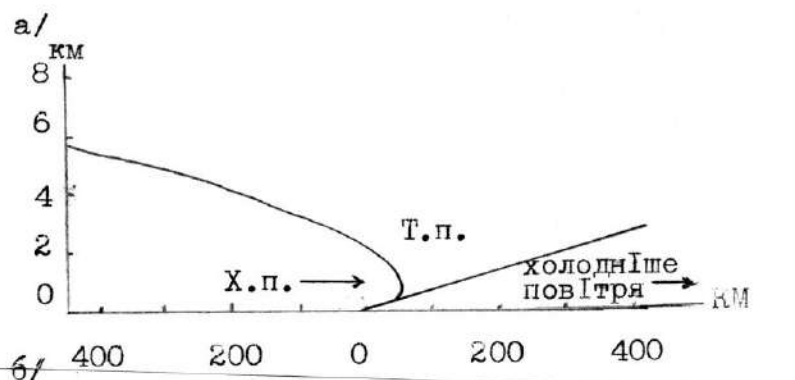


Мал. 6.20. Вертикальний розріз теплового (а) та холодного (б, в) фронтів з системами хмар та опадів

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 Сб, Ns, As, Cs, Ci. У цьому випадку зливові опади поступово переходять в опади облогового характеру за лінію фронту (мал. 6.20.б,в).

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 тилловій (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. На фронтах оклюзії з'єднуються системи хмар





обох фронтів, які займають величезні території.

Фронти оклюзії бувають за типом теплового (6.21. а) та холодного (6.21. б) фронтів. Якщо за холодним фронтом повітря тепліше, ніж перед теплим, то це повітря натікає на холодніше і піднімається угору вздовж фронтальної поверхні (мал. 6.21. а). 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.

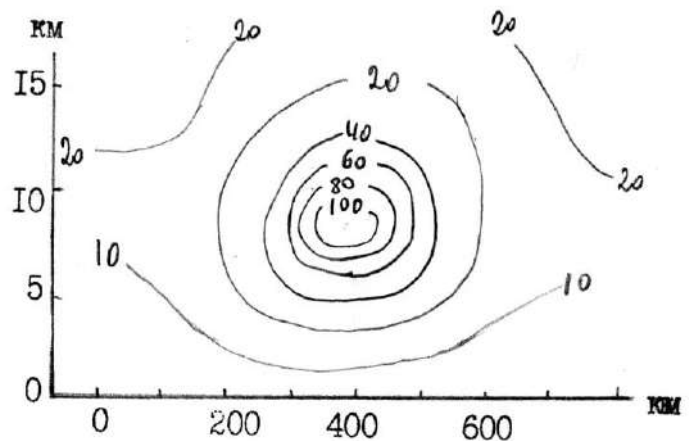
В умовах атмосфери інколи фронти розташовані вздовж ізобар і з обох боків вітер має один і той же напрямок. Такі фронти зміщуються мало і їх називають стаціонарними або квазістаціонарними. Вони поступово розвиваються і перетворюються в широку перехідну зону.

Мал. 6.21. Фронти оклюзії: за типом теплового фронту (а) та за типом холодного фронту (б)

Атмосферні фронти не існують постійно. Вони виникають заново, загострюються, розвиваються і повністю зникають. Надалі вони знову виникають в інших частинах атмосфери, тобто існують повсякчасно і їх легко можна виявити на щоденних синоптичних картах.

### 6.8. Струмінні течії в атмосфері

Ми уже знаємо, що в зоні атмосферного фронту завжди великі горизонтальні градієнти температури. Якщо горизонтальний баричний градієнт досить добре співпадає з горизонтальним градієнтом температури, то при піднятті 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 струмінною. Довжина струмінної течії досягає кількох тисяч кілометрів, ширина – кількох сотень, товщина течії – кілька кілометрів. Вісь струмінної течії розташована під тропопаузою. На осі струмінної течії швидкість вітру може перевищувати 100 м/с (мал. 6.22). Умовною межею струмінної течії є вітер 30 м/с. У стратосфері горизонтальний градієнт температури обернений, тому баричний градієнт зменшується і вітер поступово стихає.



Мал. 6.22. Поперечний перетин струмінної течії, м/с

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  $25^{\circ}$ - $35^{\circ}$  пн. ш., влітку –  $35^{\circ}$ - $45^{\circ}$  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  $5^{\circ}$  пн. ш. та  $5^{\circ}$  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.

## **6.9. Географічний розподіл атмосферного тиску.**

### **Центри дії атмосфери**

Географічні закономірності розподілу атмосферного тиску можна виявити лише на середніх багаторічних картах. Такі карти представлені для найхолоднішого і найтеплішого місяців. Ці карти демонструють досить чіткі зональні особливості атмосферного тиску.

#### **6.9.1. Розподіл тиску в січні**

У січні вздовж екватора розташована зона низького атмосферного тиску. Вісь цієї зони зміщена в південну півкулю на широту 10-15 пд. ш. де в цей час літо. На осі зони середній тиск близько 1010 гПа із замкненими ізобарами близько 1008 гПа (мал. 6.23). Ці області найнижчого тиску розташовані над нагрітими материками південної півкулі (Африка, Австралія, Південна Америка).

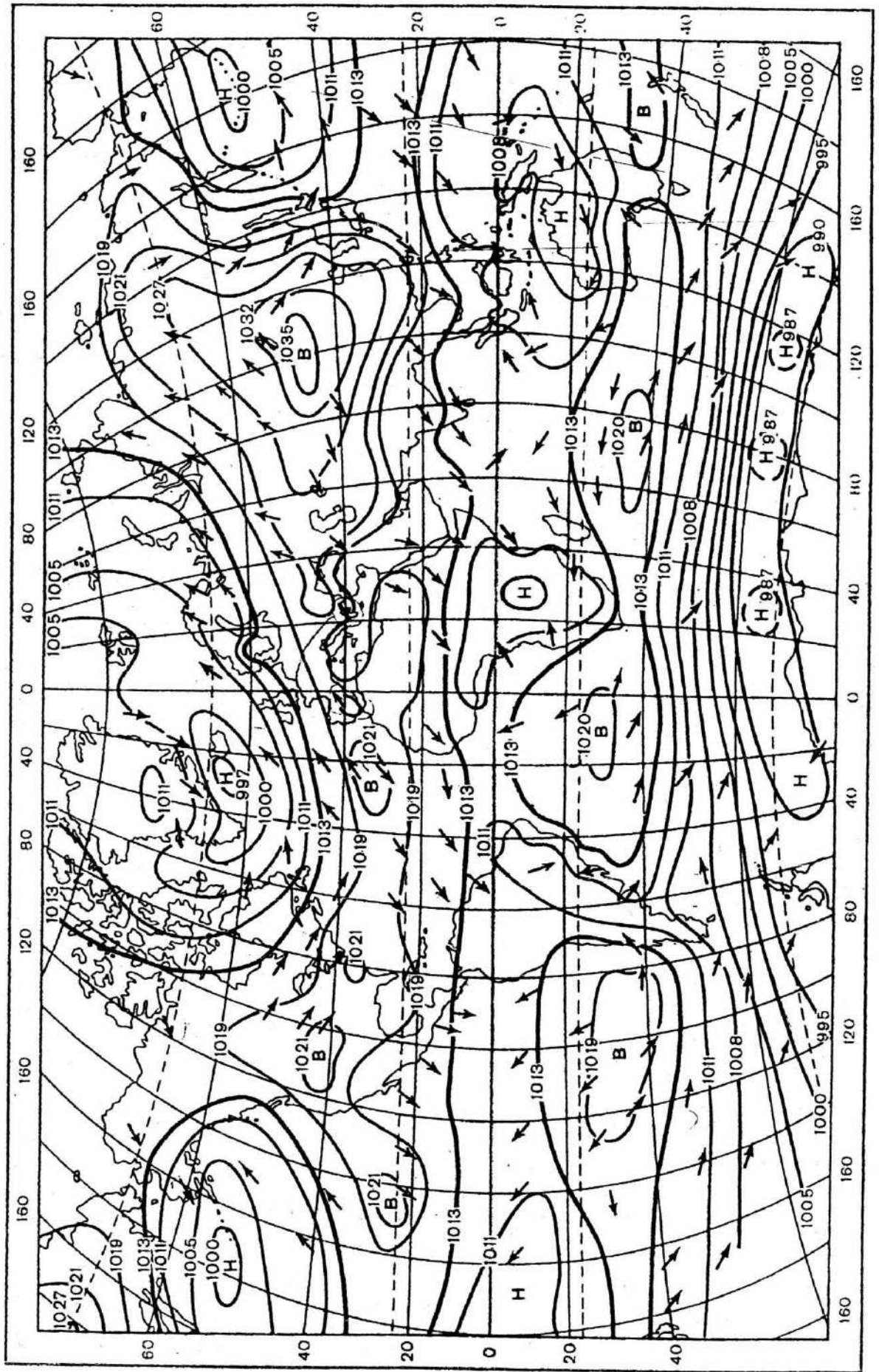
На північ і на південь від зони низького тиску, на широтах переважно  $30^{\circ}$  –  $35^{\circ}$  обох півкуль, існують зони високого тиску. Ці зони неоднорідні, в них виділяються окремі області з тиском у центрі понад 1021 гПа. Ці області називаються субтропічними баричними максимумами або субтропічними антициклонами. У північній півкулі це Азорський максимум, розташований в субтропічних широтах Атлантичного океану з центром поблизу Азорських островів та Гавайський (або Гонолулський) максимум, розташований в субтропічних широтах Тихого океану з центром поблизу Гавайських островів.

В субтропічних широтах південної півкулі виділяється три субтропічні антициклони: в південній частині Атлантичного океану – Південноатлантичний, в південній частині Тихого океану – Південнотихоокеанський, та в південній частині Індійського океану – Південноіндійський антициклони. Усі ці баричні максимуми розташовані над океанічною поверхнею. Над материками південної півкулі в цей час відносно знижений атмосферний тиск, оскільки тут в цей час літо.

На північ від субтропіків у північній півкулі тиск над океанами зменшується і виділяються два баричні мінімуми: Ісландський мінімум з тиском у центрі близько 996 гПа та Алеутська депресія з тиском у центрі близько 999 гПа. У північній півкулі в цей час зима і тому атмосферний тиск вглиб суходолу збільшується, утворюючи два баричні максимуми: Азіатський (Сибірський) антициклон з тиском у центрі понад 1035 гПа і з центром над Монголією та Канадський антициклон з тиском у центрі понад 1021 гПа.

У південній півкулі на південь від субтропіків атмосферний тиск також зменшується. Тут однорідна водна поверхня. Тому на широті  $60^{\circ}$ - $65^{\circ}$  пд. ш. спостерігається майже суцільна зона зниженого тиску навколо Антарктиди нижче 990 гПа.

В Арктиці та в Антарктиді в напрямку до полюсів атмосферний тиск збільшується і навколо полюсів виділяються слабо виражені полярні баричні максимуми: Арктичний та Антарктичний антициклони.



Мал. 6.23. Середній місячний атмосферний тиск на рівні моря та переважаючі течії повітря в приземному шарі. Січень

### 6.9.2. Розподіл тиску в липні

У липні екваторіальний пояс низького тиску зберігається, але зміщується у північну півкулю, в бік термічного екватора (мал. 6.24).

Субтропічні баричні максимуми над океанами також зберігаються і дещо посилюються. У північній півкулі у їхньому центрі тиск перевищує 1024-1027 гПа і вони розширюються на північ. У південній півкулі зима і вони наближаються до екватора. Атмосферний тиск у їхніх центрах перевищує 1021-1027 гПа. У південній півкулі у цей час зима, тому атмосферний тиск і над материками підвищений.

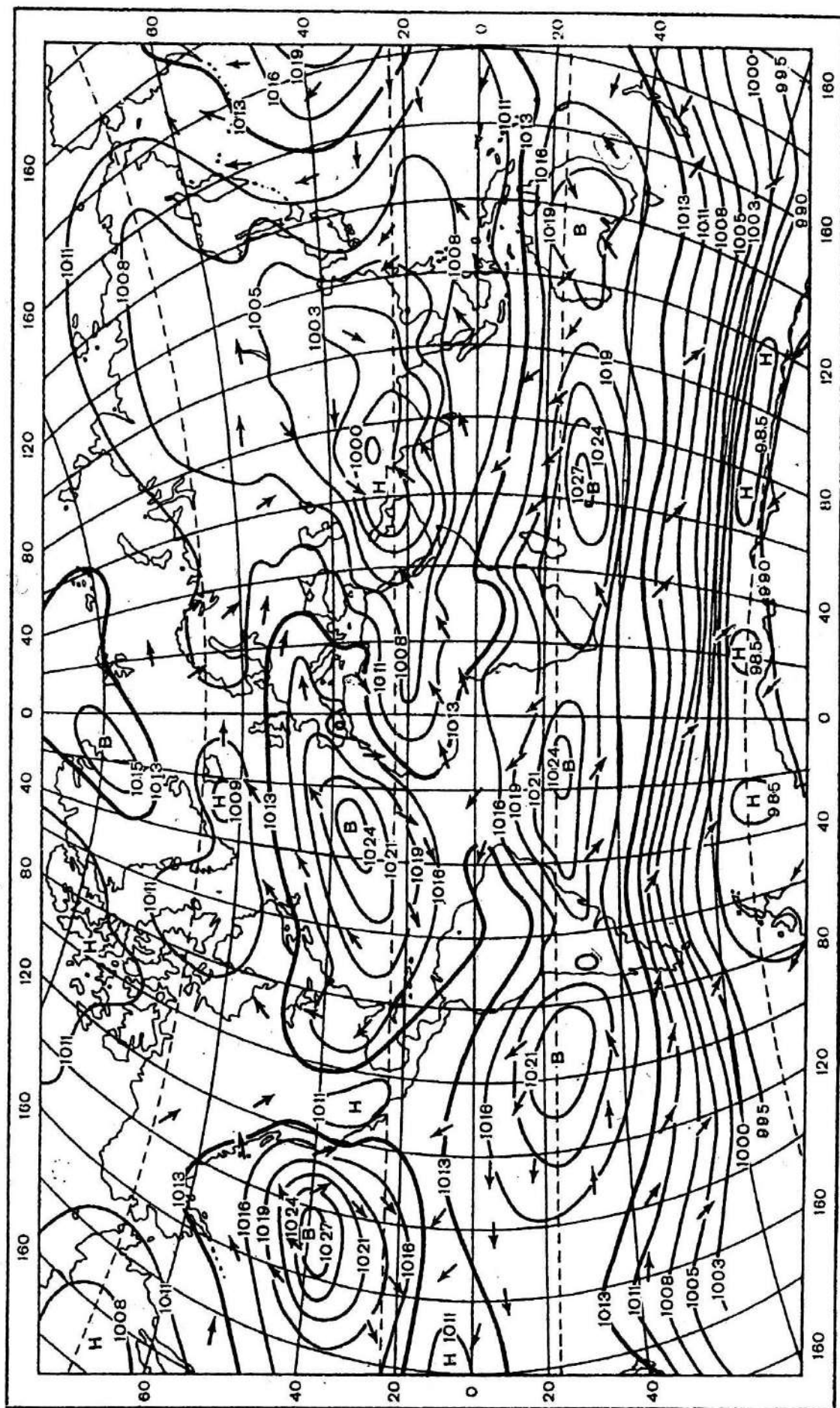
Ісландський та Алеутський мінімуми у липні значно послаблені – в центральних частинах їх тиск близько 1008-1009 гПа. Над материками північної півкулі як в субтропічних, так і в помірних широтах атмосферний тиск низький. Особливо добре виражений Південноазіатський баричний мінімум з тиском у центрі менше 1000 гПа. Над Північною Америкою виражений Мексиканський мінімум з тиском у центрі менше 1011 гПа. Таким чином, у помірних та субполярних широтах навколо північної півкулі існує зона низького атмосферного тиску.

У південній півкулі в січні навколо Антарктиди також зберігається зона низького тиску. В окремих замкнених областях тиск зменшується до значення менше 985 гПа.

В Арктиці та в Антарктиді, як і в січні, в напрямку до полюсів атмосферний тиск збільшується і зберігаються баричні максимуми: Арктичний та Антарктичний антициклони.

Отже, протягом року розподіл середнього атмосферного тиску на рівні моря в цілому має зональний характер. Виділяються зони низького тиску – екваторіальна та дві зони в помірних і субполярних широтах, а також зони високого тиску – субтропічні і полярні. Повна зональність розподілу тиску порушується тим, що над материками тиск зимою підвищується, а влітку знижується.

Слід відмітити, що взимку України досягає виступ Сибірського антициклону, а влітку Азорський антициклон розширюється далі на північ і від нього до України простягається виступ. Тому в Євразії в середньому протягом року вздовж 50<sup>0</sup> пн. ш. спостерігається зона підвищеного тиску, яка називається віссю Воейкова.



Мал. 6.24. Середній місячний атмосферний тиск на рівні моря та переважаючі течії повітря в приземному шарі. Липень.

### 6.9.3. Центри дії атмосфери

Ми спостерігали, що на картах середнього атмосферного тиску виділяються області високого та низького тиску із замкненими ізобарами. Ці області називаються центрами дії атмосфери. Одні центри зберігаються на кліматологічних картах усіх місяців року і їх називають перманентними або постійними. Інші центри виділяються на картах лише літніх або зимових місяців і їх називають сезонними центрами дії атмосфери. Перманентні центри дії атмосфери – це Азорський, Гавайський, Південнотихоокеанський, Південноіндійський, Південноатлантичний субтропічні антициклони, Арктичний та Антарктичний антициклони та Ісландський і Алеутський мінімуми. Сезонні центри дії атмосфери – це Азіатський і Канадський антициклони та Південноазіатський і Мексиканський мінімуми.

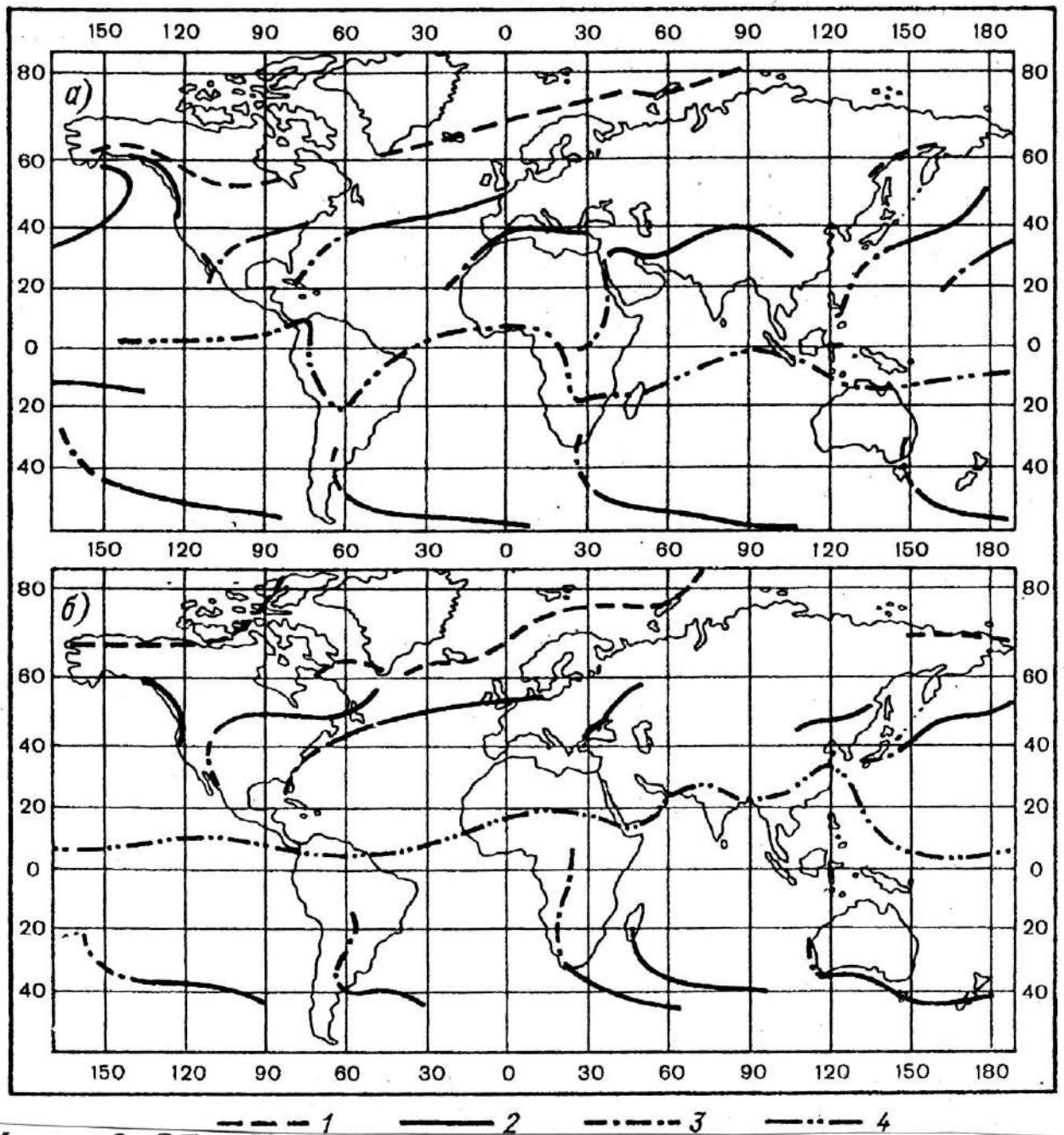
Пояси високого та низького тиску формуються під дією термічних та динамічних факторів. Над охолодженими районами в нижніх шарах атмосфери виникають сприятливі умови для підвищення тиску, а над нагрітими – зниження тиску. Тому над термічним екватором утворюється пояс низького тиску, а навколо полюсів – області високого тиску. Над материками атмосферний тиск змінюється за сезонами – взимку високий тиск, влітку низький.

Дія динамічних факторів складніша. Наука механіка показує, що в результаті добового обертання Землі з великою швидкістю на широтах 30-35<sup>0</sup> накопичується надлишок повітря. В реальних умовах атмосфери це відбувається завдяки надходженню на широти 30-35<sup>0</sup> антициклонів з помірних широт. Завдяки великій повторюваності цих антициклонів тут і формуються пояси високого тиску. Области низького тиску в субполярних широтах обох півкуль формуються завдяки інтенсивній циклонічній діяльності на цих широтах. Завдяки великій повторюваності циклонів на середній багаторічній карті і формуються тут зони низького атмосферного тиску.

### 6.10. 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.





Мал. 6.25. Кліматологічні фронти: а) – січень, б) – липень.

1 – арктичний, 2 – полярний, 3 – пасатний (продовження полярного фронту в зону тропіків), 4 – тропічний.

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 (мал. 6.25.)

Зона зустрічі помірною та тропічного повітря називається фронтом помірних широт або полярним фронтом. Тут помірно 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  $50^{\circ}$  пн. ш. У Східній Європі, Азії й на Тихому океані вони виражені між  $40-60^{\circ}$  пн. ш. Це так звані Східноєвропейська, Східноазіатська (або Монгольська) та Тихоокеанська гілка полярного фронту. У південній півкулі окремі гілки полярного фронту розташовані над океанами на широті  $40-60^{\circ}$ .

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 Східноазіатській гілках влітку циклони малоактивні і не викликають значної кількості атмосферних опадів.

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  $75^{\circ}$  пн. ш. Над Північною Америкою та над Східною Азією гілки арктичного фронту в січні опускаються до  $60^{\circ}$  пн. ш., а в липні зміщуються на північ до  $70^{\circ}$ . Особливо активна циклонічна діяльність на арктичному фронті спостерігається в холодну пору року в північній Атлантиці.

Антарктичне повітря у південній півкулі від помірною 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.

### **6.11. Загальна циркуляція атмосфери**

Загальна циркуляція атмосфери – це сукупність усіх великомасштабних повітряних течій земної кулі. Розміри цих течій можуть досягати розмірів материків та океанів і навіть більші. У процесі загальної циркуляції атмосфери відбувається горизонтальний та вертикальний обмін повітря, а отже, тепла, вологи та домішок між різними районами земної кулі. Загальна циркуляція атмосфери виникає у результаті різного нагрівання Землі у високих та низьких широтах, а та-

кож різного нагрівання суходолу та водної поверхні, що обумовлює нерівномірність розподілу температури повітря та атмосферного тиску. Крім того, на неї впливають відхиляюча сила обертання Землі, рельєф поверхні суходолу, сила тертя тощо.

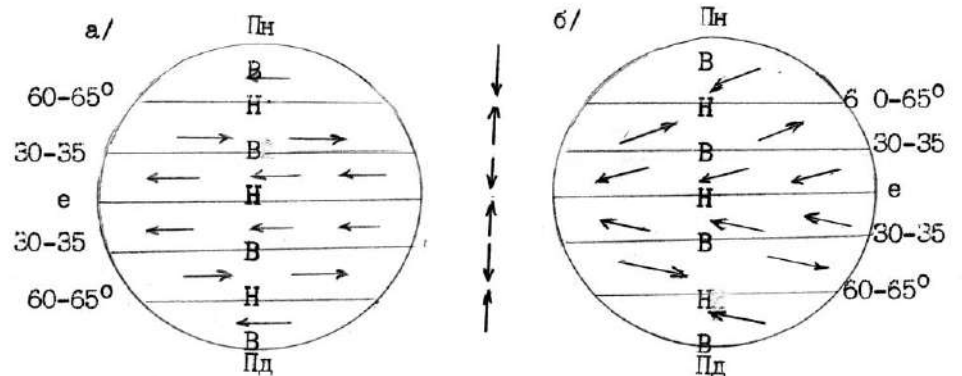
Розподіл повітряних течій в різних регіонах можна споглядати на щоденних синоптичних картах. Карти наглядно демонструють щоденні зміни циркуляційних механізмів. Однак при статистичному осередненні напрямків та швидкостей течій виявляються деякі стійкі їх особливості, що повторюються щорічно.

Течії загальної циркуляції атмосфери зумовлюють перенесення тепла і вологи і визначають кліматичний режим цілих регіонів і планети в цілому. Вони справляють також переважний вплив на циркуляцію океанічної води, з якою тепло потрапляє з одних широт в інші. Повітряні течії впливають на формування полів хмарності та опадів. Тому циркуляцію атмосфери слід вважати одним із найважливіших чинників формування клімату земної кулі

### 6.11.1. Зони атмосферного тиску та вітру поблизу земної поверхні і в нижній тропосфері

В основі повітряних течій у нижній тропосфері лежить вищерозглянутий

зональний (широтний) розподіл атмосферного тиску. На мал. 6.26, а наведено схему широтного розподілу тиску і переважаючих повітряних течій у нижній тропосфері вище шару тертя до висоти 4-5



Мал. 6.26. Схема зонального розподілу атмосферного тиску та повітряних течій у нижній тропосфері вище шару тертя (а) та в шарі тертя (б)

км, а на мал. 6.26, б – у шарі тертя, тобто до висоти 1 км. Між малюнками стрілкою вказано напрямок горизонтальних баричних градієнтів від зон високого тиску до низького. У шарі тертя вітер відхиляється від ізобар у бік горизонтального градієнта тиску, а вище шару тертя наближається до ізобар, тобто стає геострофічним.

Отже, в середині тропічних широт панують східні вітри, а поблизу земної поверхні північно-східні в північній півкулі та південно-східні у південній. У помірних широтах обох півкуль панує перенесення повітря із заходу на схід, а у приземному шарі – з південного заходу в північній півкулі та з північного заходу в південній. У високих широтах переважає перенесення повітря зі сходу, а у приземному шарі з північного сходу в північній півкулі та з південного сходу в південній.

### 6.11.2. Зони тиску та вітру у верхній тропосфері і стратосфері

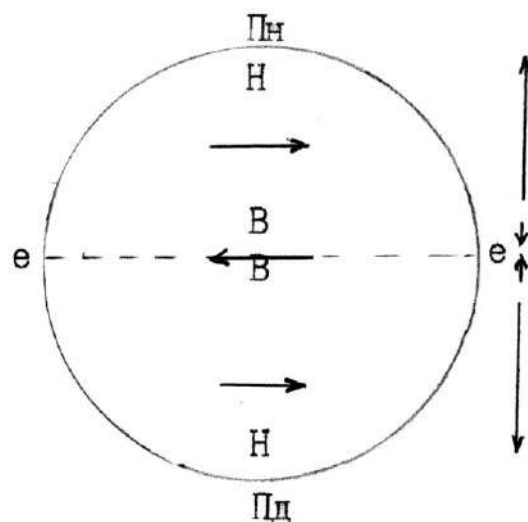
Широтний розподіл атмосферного тиску та вітру чіткіше виражені на висоті, а не поблизу земної поверхні.

Ми вже знаємо, що у високих шарах атмосфери високий атмосферний тиск співпадає з областями високої температури. Низький же тиск відповідає районам з низькою температурою. Оскільки температура в тропосфері, починаючи з висоти 4-5 км, найвища в зоні екватора, а найнижча на полюсах, то й горизонтальний баричний градієнт має напрямок від тропічних широт до полюсів. Тому й геострофічний вітер має західний напрямок в обох півкулях у зв'язку з відхиленням руху в північній півкулі праворуч, а в південній ліворуч. Дійсний вітер у вільній атмосфері мало відрізняється від геострофічного. Отже, у верхній тропосфері та нижній стратосфері на висоті до 12-14 км спостерігається перенесення повітря з заходу на схід навколо полюсів обох півкуль де найнижчий атмосферний тиск. Це свого роду планетарні циркуляційні вихори над кожною півкулею (мал. 6.27.).

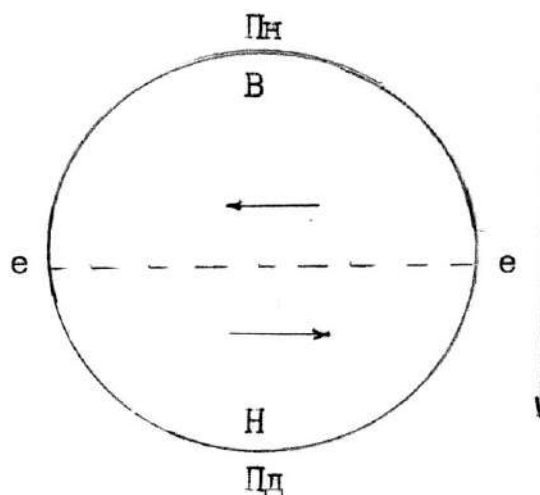
Виняток становлять приекваторіальні широти. Справа в тому, що субтропічні зони високого атмосферного тиску на ви-

сотах наближаються до екватора, але не об'єднуються в одну зону. Між ними залишається вузька зона низького тиску. Тому в досить вузькій зоні поблизу екватора, яка завжди буде у тій півкулі, де зараз літо, баричні градієнти у верхній тропосфері спрямовані до екватора. Отже у верхній тропосфері та в нижній стратосфері вздовж екватора панують східні вітри у відповідності до напрямку геострофічного вітру.

Влітку стратосфера в районі полюсу набагато тепліша, ніж в тропічних широтах, тобто вище 12-14 км найвищі температури над полюсом, найнижчі над екватором. Тому меридіональний баричний градієнт у стратосфері літньої півкулі змінює свій напрям на протилежний і спрямований від полюсу до екватора (мал. 6.28). Ця зміна відбувається поступово. Спочатку горизонтальний



Мал. 6.27. Схема зонального розподілу тиску і течій повітря у верхній тропосфері і нижній стратосфері.



Мал. 6.28. Схема зонального розподілу тиску та течій повітря вище 20 – 25 км, коли у північній півкулі літо.

градієнт тиску зменшується догори під впливом градієнта температури і лише на висоті 20-25 км він уже змінюється на протилежний проти градієнта в нижній стратосфері. Отже у стратосфері на висоті 20-25 км виникає навколополярний циркулолярний антициклон і відповідно тут панують східні вітри. Ця зміна напрямку вітру в стратосфері влітку одержала назву стратосферного повороту вітру. У південній (зимовій) півкулі залишаються західні вітри. Коли літо буде у південній півкулі, то на висотах 20-25 км у цій півкулі будуть східні вітри, а у північній – західні.

### 6.11.3. Циркуляція атмосфери в тропічних широтах. Пасати

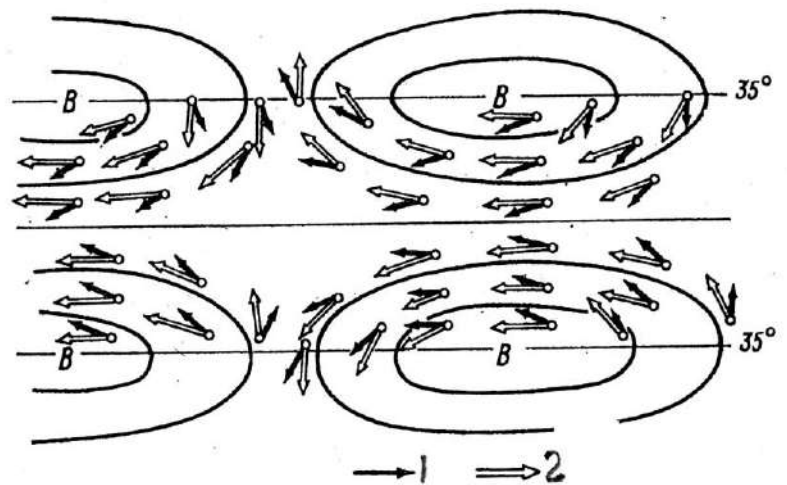
У тропічних широтах горизонтальні баричні градієнти в обох півкулях спрямовані від субтропічних поясів високого тиску до екваторіального поясу низького тиску (мал. 6.26.). Тому геострофічний вітер тут має східний напрямок і охоплює усю тропічну зону. У приземному шарі повітря під дією сил тертя вітер відхиляється від ізобар на деякий кут у бік низького тиску і в північній півкулі набуває північно-східного напрямку, а в південній – південно-східного (мал. 6.26, б). Ці вітри називаються пасатами. Пасати не охоплюють земну кулю суцільними смугами. Відомо, що субтропічні пояси високого тиску розпадаються на окремі субтропічні антициклони, які розташовані над океанами і витягнуті в широтному напрямку. У північній півкулі повітря в антициклонах рухається за годинниковою стрілкою.

Тому на південній периферії цих антициклонів у шарі тертя вітри мають північно-східний і східний напрямок (мал. 6.29.).

У південній півкулі повітря в антициклоні рухається проти годинникової стрілки. Тому на північній периферії цих антициклонів у приземному шарі вітри мають південно-східний і східний напрямок.

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

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

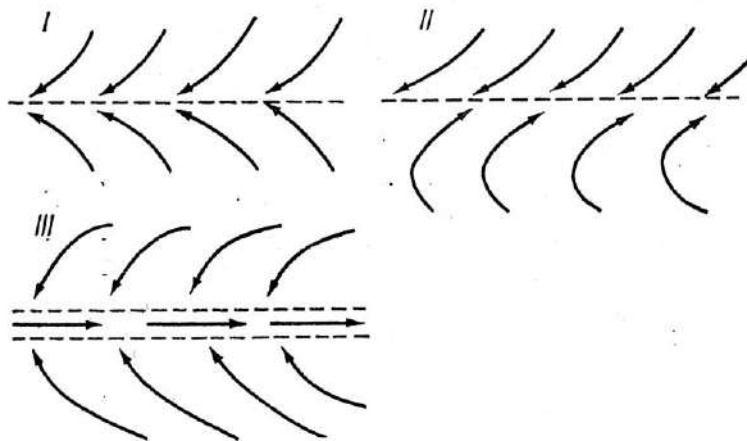


Мал. 6.29. Схема течій повітря в зоні пасатів  
1 – вітри біля земної поверхні, 2 – над шаром тертя

вигляді чітко виражених вітрів протилежного напрямку. Лише у верхній тропосфері та нижній стратосфері над пасатами панують західні вітри, які умовно можна називати антипасатами.

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

Отже пасати мають виражений напрямок до екватора, правда під гострим кутом. Тут добре виражена зона сходження течій повітря з обох півкуль, яку називають зоною конвергенції (сходження) в середині тропічних широт. На мал. 6.30



Мал. 6.30. Основні типи течій повітря в зоні конвергенції в середині тропічних широт  
 I – сходження течій на тропічному фронті поблизу екватора, II - сходження течій на значній відстані від екватора (літній екваторіальний мусон), III – екваторіальна зона західних вітрів

наведено типові течії повітря в зонах конвергенції. Як правило, пасати обох півкуль поступово вливаються в екваторіальний пояс і безпосередньо не зустрічаються між собою. Але над океанами часто пасати контактують між собою, утворюючи тропічний фронт. У

цьому випадку тропічний фронт проходить вздовж екваторіальної улоговини.

У зоні зустрічі пасатів двох півкуль у багатьох місцях вздовж екватора виникає вузька зона західних вітрів (мал. 6.30, III). Особливо добре виражені західні вітри на заході Тихого та на сході Індійського океанів. Ці вітри не обумовлені баричними градієнтами, це інерційні вітри, які виникають у процесі зменшення швидкості пасатів при наближенні до екватора. Подібні інерційні протитечії ми спостерігаємо на поверхні річок недалеко від берега.

#### 6.11.4. Тропічні циклони

В зоні тропічного фронту, який формується у тій півкулі де зараз літо, часто виникають збурення атмосфери. Це хвильові рухи в зоні конвергенції. Приблизно кожне десяте збурення перетворюється в циклони із швидкістю вітру понад 20 м/с. Це і є тропічний циклон. Діаметр тропічних циклонів становить кілька сотень кілометрів, інколи він досягає 1000 км. Якщо швидкість вітру досягає 18-33 м/с то їх називають тропічними штормами, якщо ж швидкість вітру перевищує 33 м/с, то їх називають тропічними ураганами.

Тропічні циклони виникають на широтах від  $5^{\circ}$  до  $20^{\circ}$  широти у кожній півкулі. Ближче до екватора дуже мала відхиляюча сила обертання Землі і тому вони тут не виникають. Тропічні циклони виникають лише над поверхнею води, коли її температура досягає  $27^{\circ}$  і більше при величезній енергії нестійкості атмосфери. Кінетичну енергію циклону визначає величезна вологість повітря, яке піднімаючись догори, досягає стану насичення і вивільняється велика кількість тепла конденсації. Підняття повітря вгору над океаном сприяє дивергенція або розходження ліній плинину повітря. Отже, в нижніх шарах циклону спостерігається сходження (конвергенція) ліній плинину і повітря втікає в область циклону, піднімається вгору, а в верхніх шарах повітря витікає з нього, підтримуючи таким чином низький тиск у його центрі.

Атмосферний тиск у центрі тропічних циклонів зменшується до 960 гПа, а в окремих випадках навіть до 876 гПа. Внаслідок малої площі циклонів і низького тиску в центрі горизонтальні баричні градієнти можуть перевищувати 15 гПа на градус меридіану. Тому в тропічних циклонах швидкість вітру може досягати 70-90 м/с, а в окремих випадках може перевищувати 100 м/с.

В середині тропічних широт панують східні вітри. Тому тропічні циклони рухаються на захід з відхиленням у бік вищих широт зі швидкістю всього 10-20 км/год. Якщо тропічний циклон виходить на суходіл, то він досить швидко заповнюється і зникає. Але якщо він досягає широти  $20-30^{\circ}$  і ще перебуває над океаном, то він обходить із заходу субтропічний антициклон і виходить за межі тропічних широт, змінивши напрямок з північно-західного на північно-східний. При цьому він перетворюється на циклон помірних широт, тобто збільшується його площа, швидкість руху, зменшується швидкість вітру в ньому. Отже, траєкторія тропічного циклону має форму параболи з вершиною, спрямованою на захід. Середня тривалість існування тропічних циклонів становить 6 діб, але інколи він може існувати навіть місяць.

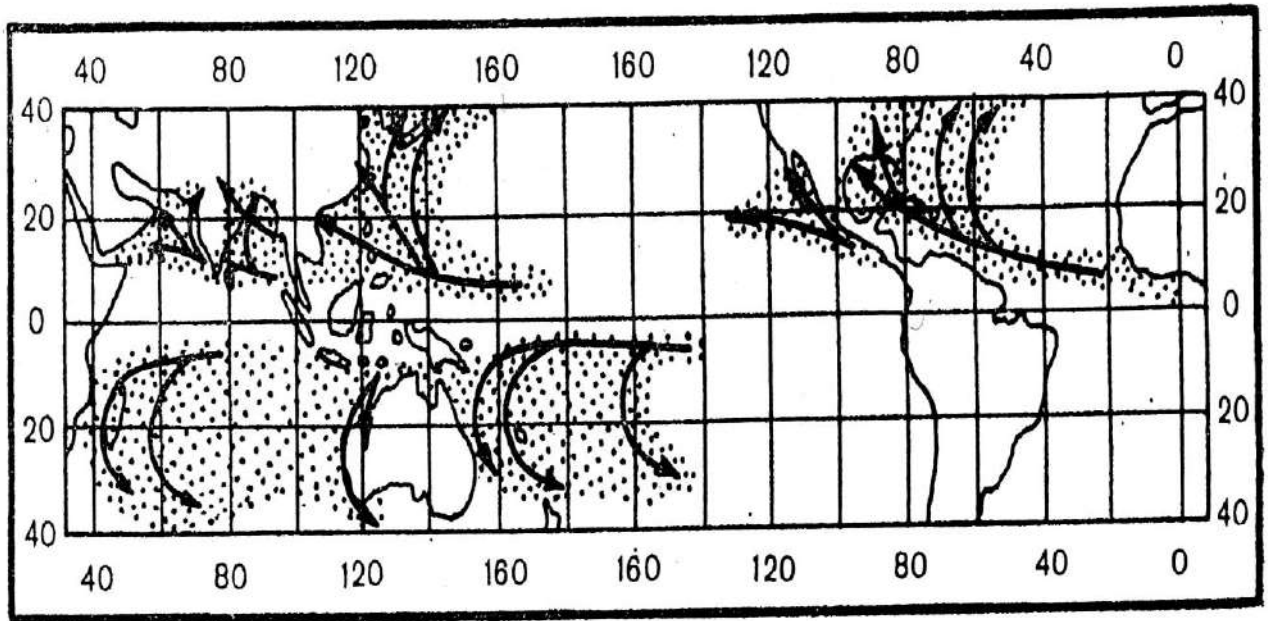
Ось райони виникнення тропічних циклонів у північній півкулі (мал. 6.31.).

1. Район Жовтого моря, Філіпінські острови і прилеглі райони Тихого океану. Тут виникає найбільше тропічних циклонів. Місцева їх назва тайфуни. Близько половини їх 9-12 бальні. У більшості випадків ці циклони не досягають берегів Китаю, а повертають на північний схід і досить часто проходять через південь Японії, іноді досягають Камчатки.
2. Тихий океан на захід від Мексики. Тут циклони порівняно рідко досягають ураганної сили.
3. Атлантичний океан: від островів Зеленого Мису на сході – до Карибського моря та Мексиканської затоки. Тут їх називають ураганамі. Вони часто проходять над Великими Антильськими островами, виходять на Флориду та інші південно-східні штати США.
4. Індійський океан: а) над Бенгальською затокою; б) в Аравійському морі вони виникають відносно рідко.

У південній півкулі:

1. Тихий океан: на схід від Нової Гвінеї та північно-східної Австралії до островів Самоа. Ураганної сили місцеві циклони досягають рідко.

2. Індійський океан: а) між Мадагаскаром і Маскаренськими островами; б) між північно-західним узбережжям Австралії та Кокосовими островами з місцевою назвою Вілі-Вілі.



Мал. 6.31. Основні райони зародження та шляхи розповсюдження тропічних циклонів.

У південній півкулі на сході Тихого океану та в південній Атлантиці тропічні циклони не виникають. Тут вони не досягають сили шторму внаслідок приєкваторіального положення тропічного фронту. Максимум циклонів спостерігається влітку та восени даної півкулі, коли тропічний фронт розташований найдалі від екватора. Восени тропічні циклони виникають у два рази частіше, ніж влітку. Взимку їх майже не буває. Всього протягом року на Землі виникає в середньому близько 120 тропічних циклонів. У північній півкулі їх буває більше, ніж у південній, причому тут вони частіше досягають ураганної сили.

Хмарність в тропічному циклоні – це по суті величезна купчасто-дощова ( $C_v$ ) хмара з інтенсивними грозами й великою кількістю опадів. Інколи кількість опадів в одному тропічному циклоні досягає кількох тисяч міліметрів. Внаслідок такої великої кількості опадів часто виникають паводки, що разом з ураганними вітрами наносить великих збитків. На морях в циклонах виникають величезні хвилі, особливо при проходженні їх поблизу плоских узбереж материків. Тоді на береги та в дельти річок накочуються хвилі висотою до 10-15 м і, звичайно, змітають усе на своєму шляху. Наприклад, в Індії 1 січня 1876 р. загинуло близько 250 тисяч людей. Нині при проходженні цих циклонів у США збитки іноді сягають одного мільярда доларів і гинуть сотні і тисячі людей.

В центрі тропічних циклонів спостерігається невелика хмарність і слабкі вітри. Це так зване око бурі або око циклону. Діаметр такої зони становить десятки кілометрів. Це обумовлено тим, що в центральній частині циклону спостерігаються компенсаційні низхідні вертикальні рухи повітря.

В останні десятиріччя успішно фіксується поява нових циклонів і прослідкується напрямок та швидкість їх руху за допомогою штучних метеорологічних супутників Землі та метеорологічних радіолокаторів. Це дозволяє попередити населення та державні органи про наближення небезпеки.

#### 6.11.5. Мусони

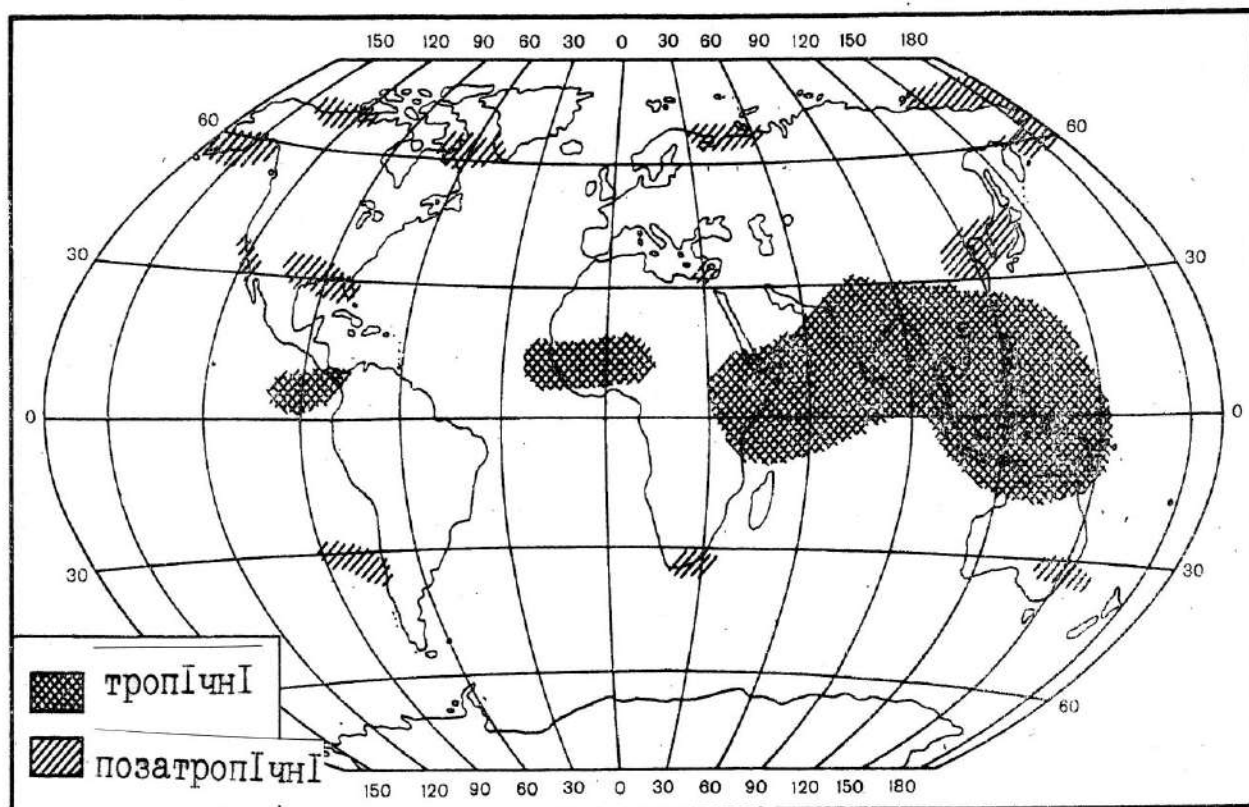
Мусони (від араб. „маусім” – пора року) – це стійкі сезонні повітряні течії загальної циркуляції атмосфери з різкою зміною переважаючого напрямку вітру на протилежний від зими до літа та від літа до зими. До протилежних напрямків відносять випадки, коли кут між ними змінюється від  $120^{\circ}$  до  $180^{\circ}$ . Класичним районом тропічних мусонів є басейн Індійського океану. Тут вони переважають над північною частиною Індійського океану, Індостаном, Індокитаєм, південним Китаєм, Індонезією, приекваторіальними районами південної частини Індійського океану аж до Мадагаскару та північної Австралії, у східній приекваторіальній Африці. Непогано виражені тропічні мусони на західному узбережжі Центральної Африки та Центральної Америки (мал. 6.32.).

Безпосередньою причиною тропічних мусонів є сезонна зміна положення субтропічних антициклонів та екваторіальної депресії. В січні екваторіальна депресія розташована в південній півкулі, а в липні – в північній, особливо далеко на північ вона просувається на півдні Азії. Субтропічні ж антициклони відповідно зміщуються на південь у січні, та на північ у липні. Особливо добре виражені мусони на півночі Індійського океану пояснюють тим, що сезонні зміни півкуль Землі посилюються континентом Євразія, який взимку дуже вихолоджується і тут формується потужний Сибірський антициклон, а влітку добре нагрівається і формується Південноазійська депресія. Тому при зміні цих сезонів різко змінюється напрямок горизонтального баричного градієнта.

Внаслідок такого розподілу атмосферного тиску зимою на півдні Азії, у північній частині Індійського океану і в Аравійському морі утворюється північно-східний материковий мусон, який збігається за напрямком з пасатами. Коли у північній півкулі літо і Південноіндійський антициклон наближається до екватора, то південно-східний пасат південної півкулі перетинає екватор в Індійському океані повертає праворуч і рухається на материк у вигляді південно-західного океанічного мусону, охоплюючи Аравійське море, Бенгальську затоку і весь південь Азіатського материка. Літній мусон у цьому районі спрямований проти пасату північної півкулі і повністю його руйнує. Тропічний фронт, який розділяє потік екваторіального морського повітря і континентальне тропічне повітря, зміщується на північ до  $10-15^{\circ}$  пн. ш., а на материк Євразія досягає підніжжя Гімалаїв на  $30-35^{\circ}$  пн. ш. На сході Китаю зимовий мусон має північний та північно-західний напрямок, а літній – південний та південно-східний.

У південній півкулі мусони Індійського океану виражені менше. Найкраще вони проявляються у північній Австралії, де сезонні зміни температури материка зумовлюють сезонні зміни атмосферного тиску. Виражені вони також і в західній частині Індійського океану, зокрема над о. Мадагаскар.





Мал. 6.32. Основні райони мусонів на земній кулі.

Над Африкою також спостерігається сезонна зміна атмосферного тиску. Над Сахарою влітку переважає низький тиск, а взимку сюди розповсюджується виступ Азорського антициклону. Над південною Африкою влітку також формується депресія, а взимку місцевий антициклон. Тому над тропічними широтами Африки від сезону до сезону різко змінюється напрямок баричних градієнтів, що й обумовлює мусонну циркуляцію.

Отже, взимку переноситься сухе континентальне повітря з материків на океани, а влітку з океанів на материки переноситься тепле вологе екваторіальне повітря. Це призводить до формування особливого режиму погоди та клімату тропічних мусонів. Типовими є дощовий сезон, що збігається з літнім мусоном, а також сухий сезон, що збігається з зимовим мусоном. Тривалість дощового сезону зменшується при віддаленні від екватора. Рясні літні дощі пов'язані з тропічним фронтом, а також з фронтами, що виникають між різними гілками мусонної течії. В екваторіальному повітрі, крім того, дуже розвинена конвекція. Перешкоди рельєфу також різко збільшують кількість атмосферних опадів.

Мусонна циркуляція – це є переважаюче перенесення відповідного повітря. В окремі дні основних сезонів можуть спостерігатись вітри будь-якого напрямку, оскільки центри дії атмосфери перманентні і навіть в областях високого тиску інколи розвивається і рухаються циклони. Весною та восени, коли відбувається сезонна зміна мусонів, однаково часто спостерігаються вітри усіх напрямків.

Крім мусонів тропічних широт ще спостерігаються мусони помірних широт, які добре виражені на Далекому Сході Росії та Китаю. Зимом на материку формується потужний Сибірський антициклон, а в північній частині Тихого оке-

ану утворюється область низького тиску. Тому холодне сухе повітря з Сибіру переноситься на море. Влітку на нагрітому материку встановлюється область низького атмосферного тиску, а над холодними Охотським та Японським морями спостерігається відносно високий тиск. Тому повітря переноситься з морів на суходіл.

На берегах Каспійського моря, на Чорноморському узбережжі Кавказу, на берегах Північного Льодовитого океану також помітна зміна напрямку вітру за сезонами, але чіткого переважання цих вітрів немає. Тому С.П. Хромов назвав циркуляцію атмосфери в цих районах циркуляцією мусонної тенденції.

## **6.12. Циркуляція атмосфери в помірних та високих широтах**

У помірних широтах циркуляція атмосфери обумовлюється баричними градієнтами, спрямованими від субтропічних поясів високого тиску до помірних широт (мал. 6.26.). Тому у помірних широтах градієнтний вітер має західний напрямок у всій тропосфері. Лише в шарі тертя переважаючими є вітри з південного заходу на північний схід у північній півкулі та з північного заходу на південний схід у південній півкулі. Але в реальних умовах схема циркуляції атмосфери в помірних широтах ускладнюється інтенсивною циклонічною діяльністю. Тут постійно виникають, розвиваються і рухаються великомасштабні атмосферні вихори – циклони та антициклони. Вони суттєво порушують зональність циркуляції. У тилівій частині циклонів і в передній частині антициклонів виникають холодні повітряні течії з півночі на південь, а в передній частині циклонів і в тилівій частині антициклонів виникають теплі течії з півдня на північ. Так одночасно з перенесенням повітря із заходу на схід відбувається обмін повітряними масами у меридіональному напрямку.

У високих широтах горизонтальний баричний градієнт спрямований від областей високого тиску навколо полюсів до помірних широт (мал. 6.26.) Тому тут градієнтний вітер має східний напрямок. Ці східні вітри займають товщу атмосфери до 2-4 км і лише над східною Антарктидою до 6 км. На деякій висоті ці східні вітри затухають і над ними поступово появляються західні вітри, які панують у верхній тропосфері і нижній стратосфері.

Основною формою циркуляції атмосфери у високих, як і в помірних широтах, є циклонічна діяльність.

### **6.12.1. Циклони**

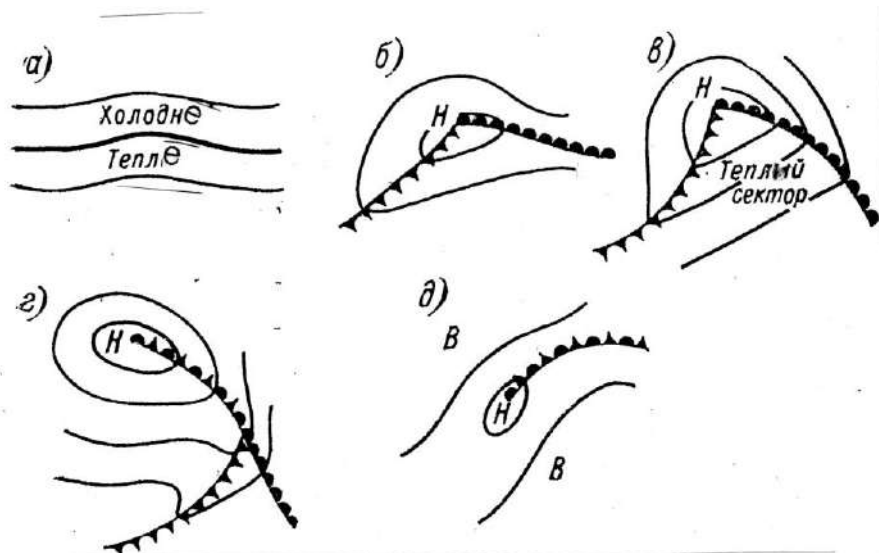
Циклони (від грецького „циклос” – круг, коло) – величезні атмосферні вихори із замкненими ізобарами і найнижчим тиском у їхньому центрі. Повітря в циклонах переноситься від окраїн до центру проти руху годинникової стрілки у північній півкулі та за ходом годинникової стрілки у південній.

Отже, у приземному шарі атмосфери повітря втікає в область 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 адиабатично 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 теплої 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 теплої фронту рухається на північ, посилюється зменшення атмосферного тиску в передній (східній) частині циклону і він поглиблюється.

Мал. 6.33. Схема розвитку фронтальних циклонів а, б) – стадії хвилі, в) – молодий циклон, г, д) – стадії оклюзії

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 (мал. 6.33). Сектор циклону між теплою і 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

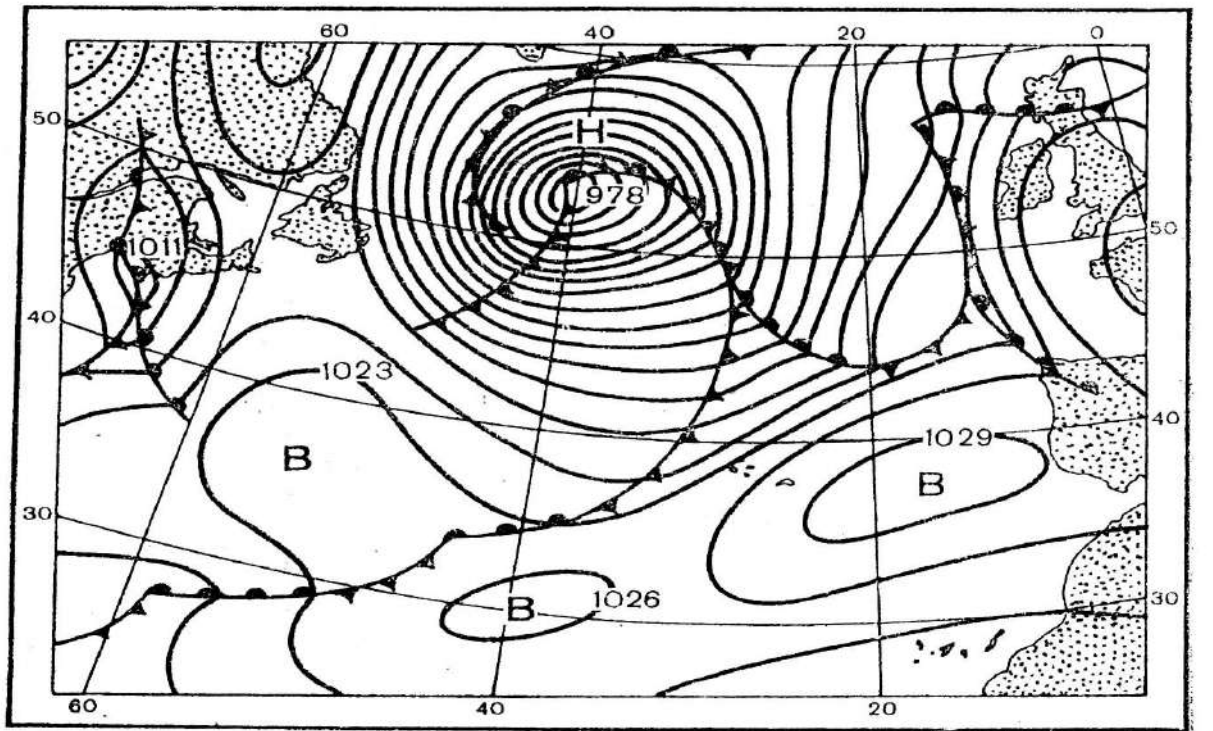
ся з ним. Відбувається так звана оклюзія циклону. Це остання стадія розвитку циклону. В оклюдованому циклоні поблизу земної поверхні уже немає теплого сектору, тепле повітря витісняється холодним угору, де воно поступово охолоджується шляхом випромінювання. У цій стадії циклон виражений у всій тропосфері 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 (мал. 6.34). 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.

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-дощові, 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 купчато-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.



Мал.. 6.34. Синоптична карта з центральним циклоном та субтропічним антициклоном

### 6.12.2. 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.

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 адиабатично 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 ефективно випромінювання призводить до сильного радіаційного вихолодження 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.

### 6.13. Місцеві вітри

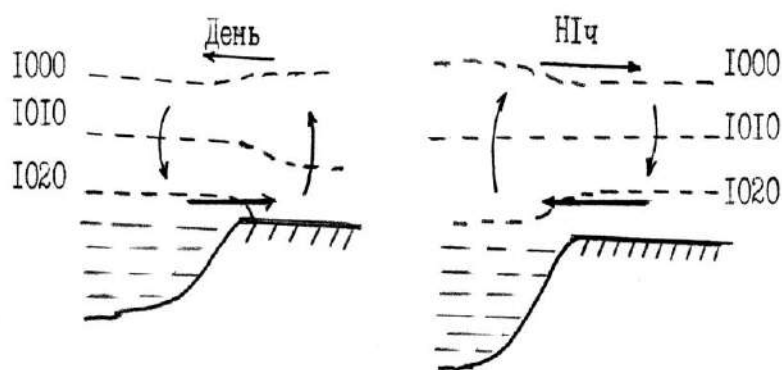
*Місцеві вітри* – це вітри, які характерні для певної окремої місцевості. Вони виникають під впливом різних чинників. Зокрема, місцевими вітрами можна називати місцеві збурення течії загальної циркуляції атмосфери. Це можливо під впливом особливостей орографії місцевості. Багато місцевих вітрів не пов'язані 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 (мал. 6.35.).

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 по-



Мал. 6.35. Схема утворення бризів

верхню 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 10<sup>0</sup>С 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 упоперек 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-долині 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  $1^{\circ}$  С 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  $-2^{\circ}$ , то опустившись вниз воно нагрівається на  $20^{\circ}$  і температура його в долині буде  $18^{\circ}$ С.

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 (мал. 6.36).



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 адиабатично нагрівається, що й викликає різке підвищення температури.

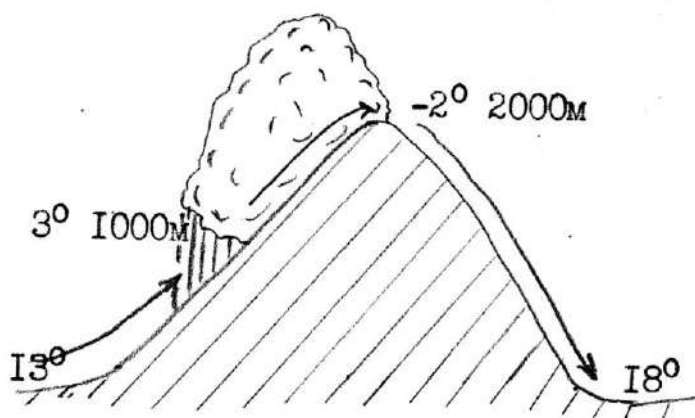
Так, у травні 1935 р. тропічне повітря спричинило підвищення температури на північних схилах Кавказу в Нальчику до  $32^{\circ}$ , а в Моздоку до  $40^{\circ}$  С. Відносна вологість при цьому знизилась до 13 %.

Інтенсивні фени під місцевою назвою чинук відомі на сході Скелястих гір, коли протягом кількох годин температура може підвищитись на  $40-45^{\circ}$  С. 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  $-10-15^{\circ}$  С, а перед борою вона була  $5-10^{\circ}$  тепла. У Новоросійську були зафіксовані випадки, коли при борі температура знижувалась більше ніж на  $25^{\circ}$  С. 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.



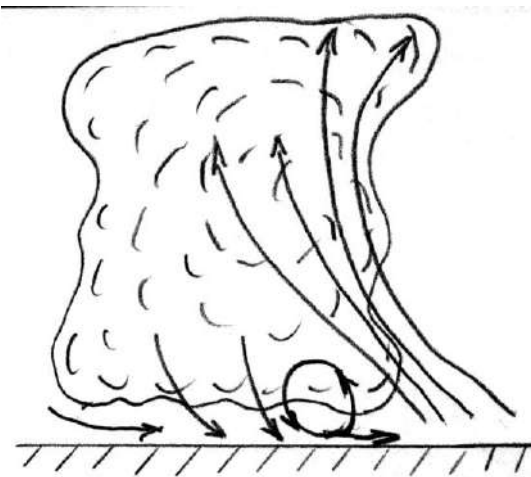
Мал. 6.36. Схема утворення фену

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.

#### 6.14. Шквали

Шквалами називають різке короточасне 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-дошовими хмарами як внутрішньомасовими, так і фронтальними.

Перед купчасто-дошовою хмарою виникають потужні висхідні рухи повітря. В центральній і тилевій 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-дошової 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.



Мал. 6.37. Схема утворення шквалу

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-дошових хмар.

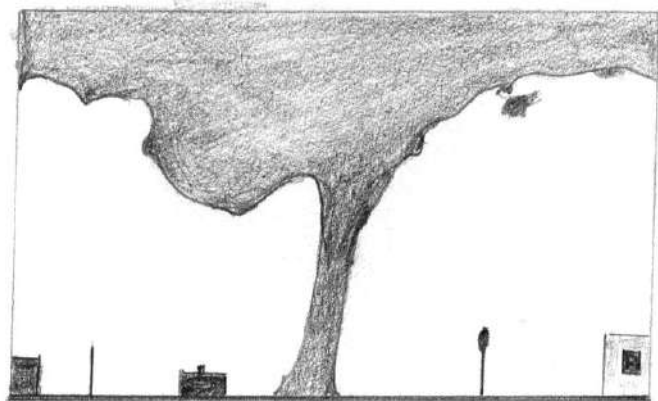
Щорічно метеорологічні станції України фіксують у середньому 57 шквалів, із них 13 % слабкі (до 15 м/с), 74 % помірні (15-24 м/с), 13 % сильні (понад 24 м/с). 7 червня 1975 р. у Київській, Черкаській та Кіровоградській областях швидкість вітру при шквалі досягала 50 м/с. Останні руйнівні шквали зафіксовано 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.

#### 6.15. 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 (мал. 6.38.). 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.



Мал.. 6.38. Тромб

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.

### **6.16. Синоптичний аналіз та прогноз**

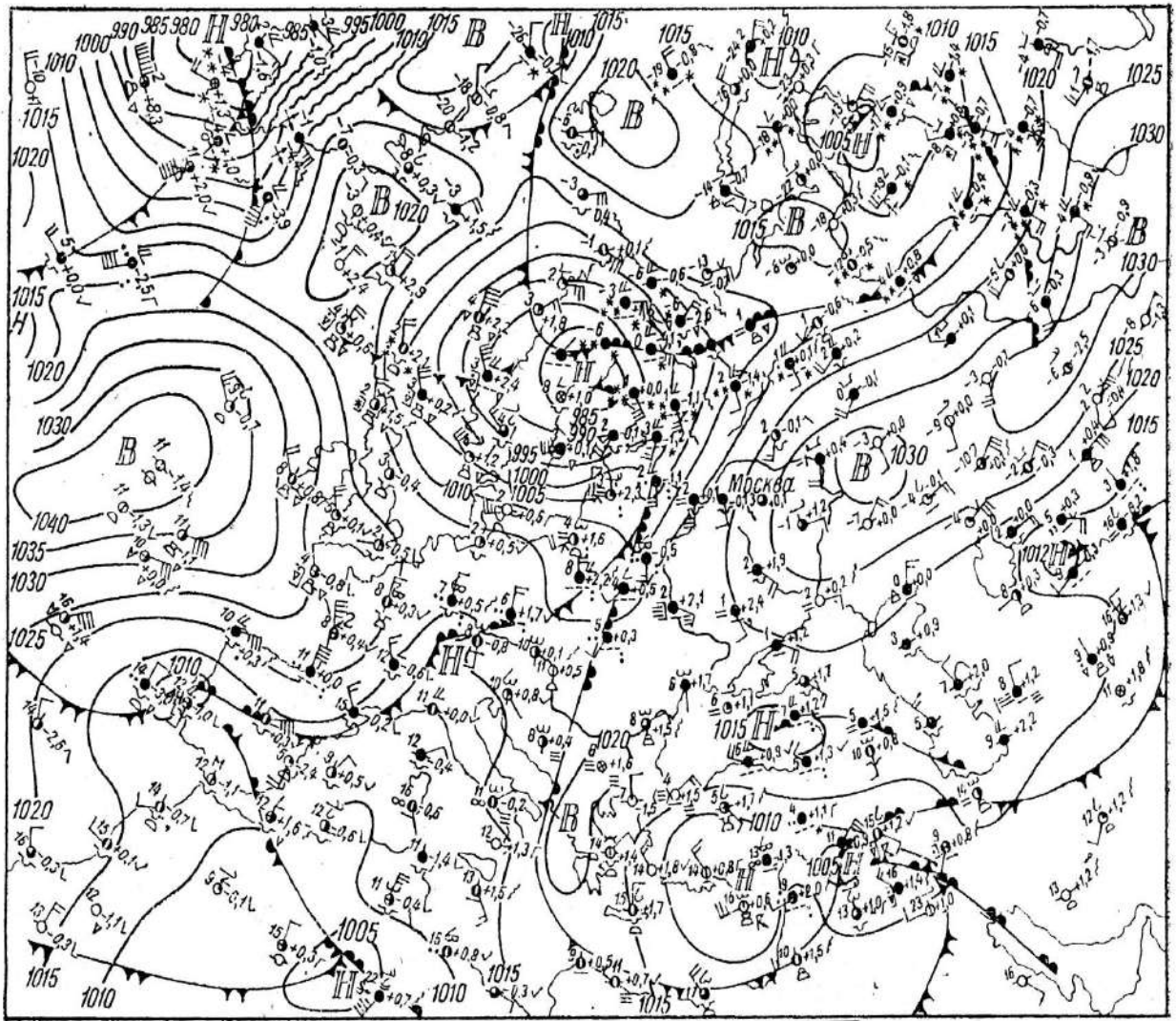
На всіх метеорологічних станціях світу спостереження проводяться одночасно за Гринвіцьким часом. За допомогою спеціального метеорологічного цифрового коду одержані матеріали передаються у центри служби погоди кожної країни. В Україні це Гідрометеорологічний центр. Далі за розкладом Всесвітньої метеорологічної організації кожна країна видає свою інформацію в ефір для всіх бажаючих. Таким шляхом метеорологічна інформація всієї земної кулі доступна для всіх.

Для складання прогнозів погоди для своєї території Україна збирає метеорологічну інформацію усєї Європи. Ця інформація автоматично цифровими та умовними знаками наноситься на синоптичні карти. Готові оброблені карти Гідрометеоцентр України факсимільним шляхом передає в обласні гідрометеорологічні центри. Синоптичні карти своєї країни чи інших країн та світових центрів можна приймати у будь-якому місці океану чи у повітрі (мал. 6.39.).

За допомогою синоптичної карти синоптики ставлять діагноз, тобто визначають, чому саме такою була погода у момент спостереження. На карті виділяються баричні системи, повітряні маси, атмосферні фронти, характер хмар та опадів, розподіл температури на величезних територіях тощо. Баричні системи, повітряні маси та атмосферні фронти називаються синоптичними об'єктами. Вони й визначають характер погоди та її зміни. Синоптичні об'єкти виникають, розвиваються та змінюються у процесі загальної циркуляції атмосфери. Різкі нерегулярні зміни погоди викликаються зміною повітряних мас, проходженням атмосферних фронтів, формуванням та еволюцією циклонів та антициклонів. Одночасно постійна зміна дня і ночі викликає регулярні зміни метеорологічних величин у вигляді їх добового ходу. Часто добовий хід метеорологічних величин перекривається нерегулярними змінами. Усе це синоптик повинен врахувати одночасно.

Подальшим завданням синоптика є складання прогнозу погоди. Основним у цьому процесі є прогноз синоптичного положення, тобто потрібно встановити як протягом наступної доби чи 2-3 діб змістяться і зміняться синоптичні об'єкти. Лише на основі цього можна передбачити зміну погоди у даній місцевості з урахуванням добового ходу атмосферних процесів та метеорологічних величин.

Для прогнозу синоптичного положення користуються екстраполяцією в часі. Приходиться допускати, що протягом певного часу атмосферні процеси будуть відбуватись з такою ж швидкістю, як це було раніше, тобто баричні утворення та атмосферні фронти будуть рухатись у тому ж напрямку і з тією ж швидкістю, або із зміною прискорення, яке вже почалося. При цьому використовують раніше виявлені взаємозв'язки між атмосферними процесами. Успішність прогнозів на цій основі залежить від практичного досвіду синоптика.



Мал. 6.39. Синоптична карта

Крім синоптичного методу, в останні десятиріччя у службі погоди використовуються чисельні методи прогнозу. Найбільшого успіху у цьому напрямку досягнуто у передбаченні баричного поля атмосфери. Деяких успіхів також досягнуто у прогнозі температури та атмосферних опадів. Різкого прогресу в точності прогнозів не досягнуто через виключну складність атмосферних процесів. На практиці в обчислювальних схемах атмосферні процеси приходиться спрощувати, а при цьому втрачаються важливі особливості атмосфери і результат обчислення може не співпадати з реальним станом атмосфери.

Практика показує, що нинішня точність прогнозів цілком задовільна для багатьох галузей народного господарства. Витрати на службу погоди багатократно перекриваються збереженими матеріальними цінностями в результаті попередження про небезпечні чи просто несприятливі явища та умови погоди.

## 6.17. Місцеві ознаки погоди

Зараз радіо та телебачення широко розповсюджують прогнози погоди. Але часто виникає необхідність уточнити прогноз погоди на найближчий час або коли людина перебуває в полі без приймача. Таке уточнення можна зробити за спостереженнями в одному місці, тобто за місцевими ознаками погоди.

Місцевими ознаками погоди називаються такі атмосферні процеси і явища, які вказують на можливість збереження поточного стану погоди або її зміни у найближчий час. Передбачити погоду за місцевими ознаками можна на найближчі 20-30хв, а можна і на 6-24 год. Слід пам'ятати, що користуючись місцевими ознаками, не можна робити категоричних висновків, цей висновок найімовірніший, отже і прогнози будуть справджуватись не завжди. Рослини, тварини та комахи своєрідно реагують на відповідні зміни в атмосфері. Ця реакція добре відома сільському населенню і передається із покоління в покоління. Цих ознак ми не розглядаємо, а розглядаємо лише фізично обґрунтовані.

Величина та характер зміни атмосферного тиску. Якщо атмосферний тиск безперервно підвищується і досягає високого значення, то це свідчить про те, що розвинувся антициклон, а для нього характерна малохмарна тиха погода з високою температурою влітку та сильними морозами зимою. Така погода буде зберігатись доти, поки антициклон не почне руйнуватись або зміщуватись в інший район, про що буде свідчити безперервне зниження атмосферного тиску.

Поступове безперервне зниження атмосферного тиску свідчить про наближення циклону і встановлення хмарної погоди з опадами, вітром та значними змінами температури.

Роса і тумани у долинах вранці свідчать про те, що у даній місцевості панує антициклональна погода і вона буде зберігатись ще протягом дня. Якщо зранку вітер слабкий або зовсім тихо, а в середині дня він посилюється і в кінці дня знову стихає, то і на завтра повинна бути гарна погода, оскільки це також свідчить про антициклональний характер погоди. Навпаки, посилення вітру ввечері та вночі говорить про наближення циклону і погіршення погоди.

Надійною місцевою ознакою погоди є стан неба і особливо хмарність. З хмарами пов'язані атмосферні опади та кількість сонячних променів, які досягають земної поверхні, а отже і температура. З хмарами пов'язані такі явища як гроза. Передвісники грози не завжди появляються на небі з достатньою завчасністю. Фронтальні грози ми помічаємо при наближенні атмосферного фронту із стіною купчасто-дощових хмар. Уважний спостерігач може розпізнати насування такої грози за 1-1,5 год. В інших випадках, коли не видно вершин грозових хмар, а видно лише основу передньої частини таких хмар, завчасність передбачення грози буває всього за 20-30 хв. Коли насувається швидкорухливий холодний фронт, то грозу можна передбачити за 1-1,5 год. Передвісником такої грози є характерні високо-купчасті лінзоподібні хмари.

Простіше передбачити розвиток місцевих внутрішньомасових гроз. Видимою ознакою грози у другій половині дня є швидкий розвиток купчастих хмар. Зранку на небі появляються легенькі купчасті хмари, які швидко збільшуються у розмірах і вже о 10-11 год. видно величезні башти, до полудня їх вершини розширюються і з них виростають хмари волокнистої структури - перисті, тобто по-

тужна купчаста хмара переростає в купчасто-дошову. Така хмара уже зумовлює опади зливогого характеру, грози та шквали.

Надійною ознакою внутрішньомасових гроз є поява на небі вранці висококупчастих хмар у вигляді пластівців або баштоподібних. Через 4-6 годин після їх появи починаються грози. Велика спека вдень при великій вологості повітря (парко) також є ознакою наближення грози. Те ж саме очікується, коли теплового спекотного вечора небо затягується суцільною пеленою хмар.

Надійною ознакою наближення негоди є поява перистих хмар, які паралельними смугами рухаються із заходу, а потім їх змінюють перисто-шаруваті хмари. Ці хмари попереджають про наближення теплового фронту. Це ж саме підтверджує оптичне явище гало, яке виникає у вказаних хмарах. Ознакою наближення негоди є яскраво-червона зоря, або коли Сонце сідає за густі хмари з пурпуровим забарвленням на краях. Якщо ж при заході Сонця колір неба золотистий або світло-рожевий, то слід очікувати збереження сталої погоди без опадів. Це ж саме віщує неправильна форма диску Сонця чи Місяця під час заходу Сонця.

Місцевою ознакою погоди може бути дим із різних димарів. Якщо дим іде стовпом угору, то це свідчить про антициклональний характер погоди і він збережеться протягом найближчого часу. Коли ж дим стелеться понад землею, то це віщує негоду, яка буде ще тривати.

Спостережливі люди у кожній місцевості можуть продовжити список ознак стабільності чи зміни погоди.

#### **Питання для самоперевірки**

1. Атмосферний тиск та одиниці його вимірювання.
2. Зміна атмосферного тиску при зміні висоти.
3. Барометричні формули.
4. Вертикальний баричний градієнт. Баричний ступінь.
5. Баричне поле, баричні системи.
6. Карти баричної топографії.
7. Горизонтальний баричний градієнт.
8. Добовий та річний хід атмосферного тиску.
9. Вітер, його напрямок та швидкість. Сила вітру.
10. Сили, які визначають напрямок та швидкість вітру.
11. Геоострофічний та градієнтний вітри.
12. Вплив тертя на швидкість та напрямок вітру. Спіраль Екмана.
13. Добовий та річний хід швидкості вітру.
14. Баричний закон вітру.
15. Атмосферні фронти.
16. Кліматологічні фронти.
17. Струминні течії в атмосфері.
18. Географічний розподіл атмосферного тиску в січні та липні.
19. Центри дії атмосфери: перманентні та сезонні. Субтропічні антициклони.
20. Загальна циркуляція атмосфери.
21. Особливості циркуляції в середині тропічних широт.
22. Пасати. Внутрішньотропічна зона конвергенції.

23. Тропічні циклони.
24. Мусони.
25. Циркуляція атмосфери в помірних широтах.
26. Що визначає західно-східне перенесення повітря в помірних широтах.
27. Циркуляція атмосфери у високих широтах.
28. Циклонічна діяльність.
29. Стадії розвитку циклонів.
30. Антициклони.
31. Місцеві вітри.
32. Шквали. Смерчі. Тромби.
33. Синоптичний аналіз та прогноз.
34. Місцеві ознаки погоди.

## 7. Клімат та чинники його формування

### 7.1. Кліматична система

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

Атмосфера та гідросфера мають також різну теплоємність та теплопровідність. Питома теплоємність води наближено в 4 рази більша, ніж теплоємність повітря. Теплопровідність води наближено в 20 разів більша. Тому вода світового океану є добрим акумулятором сонячної енергії протягом літа. Це тепло поступово протягом зими надходить в атмосферу. Просторові та часові зміни параметрів атмосфери значно більші, ніж гідросфери. Атмосфера – найрухливіше середовище. Швидкість вітру біля земної поверхні становить кілька метрів за секунду, а у вільній атмосфері – кілька десятків метрів за секунду. Середня ж швидкість океанічних течій близько 3,5 см/с. Отже, швидкість перемішування повітря на два порядки більша, ніж води. Але у порівнянні з іншими ланками кліматичної системи гідросферу слід вважати дуже рухливою. Тим більше, що в океанах відкрито вихори подібні до атмосферних циклонів та антициклонів, вихороподібні кільцеві структури (“ринги,”) з діаметром до 100 км, які мають водні маси з іншими властивостями. Виявлені також глибинні течії.

Кріосфера включає морську кригу та кригу льодовиків на суходолі, а також сніговий покрив. Об'єм криги земної кулі становить  $24 \cdot 10^6$  км<sup>3</sup>. За дослідженнями із космосу крига та сніг займають близько 10% поверхні Землі тобто  $59 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>, у тому числі крига материків займає  $16 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>. 90% площі цієї кри-



ги припадає на Антарктиду, 8% – на Арктику та 2% – на гірські райони суходолу.

Морська крига займає  $26 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>, але залежно від сезону площа морської криги дуже змінюється. Так, в Арктиці влітку морська крига займає  $8 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>, а зимою ця площа збільшується до  $18 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>. Навколо Антарктиди влітку крига займає близько  $2 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>, а взимку площа збільшується майже в 10 разів. Протягом року значно змінюються і межі розповсюдження криги. Зимою в окремі роки в атлантичних та індійських водах південної півкулі морська крига може розповсюджуватись до  $60-55^{\circ}$  пд. ш.

Великі площі займає також сніговий покрив – близько  $17 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>. Найбільші його площі спостерігаються у північній півкулі у лютому. Тут він поширюється на значній частині Євразії та Північної Америки. Південна межа снігового покриву постійно змінюється у великих межах.

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

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

Компоненти кліматичної системи постійно взаємодіють, вони мають складні прямі та зворотні нелінійні зв'язки і обумовлюють одна одну. Прикладів такої складної взаємодії багато. Так, незважаючи на порівняно малу масу атмосфери, обмін кількістю руху її з океаном викликає більшу частину руху води Світового океану. Через океанічні течії відбувається міжширотний обмін теплом в океані, тобто з тропічних широт у високі переноситься велика маса теплої води. В холодну частину року тепло з водної поверхні переноситься в атмосферу. Отже, океан відіграє значну роль у формуванні особливостей поля температури в атмосфері і через це особливостей її циркуляції. Циркуляція атмосфери у свою чергу є механізмом для обміну теплом, вологою і кількістю руху між океаном і суходолом, між атмосферою і суходолом. Обмін вологою безпосередньо між суходолом та океаном відбувається через стік річок і льодовиків.

Отже, ланки кліматичної системи тісно пов'язані і обумовлюють одна одну. Тому існує припущення, що складність та неоднозначність зв'язків всередині кліматичної системи, постійна еволюція її компонентів з різною інерцією може бути причиною зміни та коливання клімату планети. Іншими словами,

стан кліматичної системи визначається не лише зовнішнім впливом, а й складною взаємодією між її ланками. В результаті цього при одних і тих же зовнішніх умовах на Землі може бути кілька типів кліматів.

## **7.2. Чинники формування клімату**

Ці чинники уже згадувались при визначенні поняття „клімат”.

### **7.2.1. Радіаційні чинники формування клімату**

Фізичною основою формування клімату є сонячна радіація. Найменше сумарної радіації надходить до земної поверхні в Атлантико-Європейському секторі Арктики – менше 2400 МДж/м<sup>2</sup> рік. У цьому районі пролягають шляхи Атлантичних циклонів і тому тут переважає хмарна погода. При зменшенні широти і збільшенні висоти Сонця річні величини сумарної радіації досить швидко зростають. Уже в Україні ці величини досягають 3400 МДж/м<sup>2</sup> у Передкарпатті, збільшуючись поступово до понад 5000 МДж/м<sup>2</sup> на західному узбережжі Криму. Найбільша сумарна радіація спостерігається в тропічних пустелях земної кулі та поблизу екватора в Тихому океані. Тут вона перевищує 8000 МДж/м<sup>2</sup>. Слід відмітити, що поблизу хмарного екватора сумарна радіація відносно мала. Так, на півострові Малакка вона менше 6400 МДж/м<sup>2</sup>, на узбережжі Гвінейської затоки менше 5600 МДж/м<sup>2</sup>, а в районі екваторіальної частини Анд навіть менше 4800 МДж/м<sup>2</sup>. У високогірній Антарктиді переважає малохмарна погода і тому тут сумарна сонячна радіація така, як і в Україні. На решті території земної кулі розподіл сумарної радіації має зональний характер (мал. 3.4).

Однак основною характеристикою радіаційного режиму є радіаційний баланс земної поверхні, оскільки він враховує усі надходження та втрати радіаційного тепла. Найбільші величини радіаційного балансу спостерігаються у середині тропічних широт океанів і перевищують 5000 МДж/м<sup>2</sup>, а біля північно-західного узбережжя Австралії та в Аравійському морі навіть більше 5500 МДж/м<sup>2</sup>. На океанах в позатропічних широтах радіаційний баланс має зональний розподіл і швидко зменшується від 2500-3000 МДж/м<sup>2</sup> на 40<sup>0</sup> широти до 400-500 МДж/м<sup>2</sup> на межі плаваючої криги (мал. 3.6.).

Максимальні величини радіаційного балансу на материках не перевищують 3000-3500 МДж/м<sup>2</sup> і спостерігаються в середині тропічних широт з порівняно невеликою хмарністю і значною вологістю повітря. Це басейн Амазонки, Індостан, екваторіальна східна Африка, північ Австралії. Малі значення балансу в тропічних широтах спостерігаються в пустелях через великі альbedo та ефективне випромінювання – менше 2500 МДж/м<sup>2</sup>. Такі ж величини характерні для екваторіальних районів з постійно великою хмарністю і дощами, через що тут малі величини сумарної сонячної радіації. В Україні радіаційний баланс зменшується від 2100 МДж/м<sup>2</sup> на півдні до 1200 МДж/м<sup>2</sup> на північному заході. На північному узбережжі Євразії він становить близько 500 МДж/м<sup>2</sup>. В центральних районах Арктики радіаційний баланс близько 0, а на острові Гренландія близько -100-150 МДж/м<sup>2</sup>. В центральних районах Антарктиди радіаційний баланс найменший: -200-300 МДж/м<sup>2</sup>. Велике альbedo вічного снігу Антарктиди зводить нанівець відносно великі значення сумарної сонячної радіації. Цьому ж сприяє і велике ефективне випромінювання при великій сухості повітря.

Отже, надходження сонячного тепла залежить у першу чергу від широти місцевості. Тому радіаційні чинники клімату лежать в основі кліматичної поясності Землі.

### 7.2.2. Циркуляційні чинники клімату

Радіаційний баланс земної поверхні визначає запаси тепла в атмосфері. Повітряні течії загальної циркуляції атмосфери сприяють міжширотному обміну повітряних мас, а отже є причиною адвективних впливів. Повітряні течії різного масштабу виникають і підтримуються різним нагріванням і охолодженням водної поверхні та суходолу, а також поверхні Землі і повітря на різних широтах. Тому екватор і полюси, водна поверхня та суходіл є різними полюсами теплової машини Землі, яка змушує рухатись повітряну оболонку.

Циркуляція атмосфери – це складне поняття. Воно включає формування повітряних мас, їх перенесення та трансформацію, циклонічну діяльність, фронтальну діяльність. Циркуляція атмосфери ускладнює схему широтної зміни клімату. Завдяки особливостям циркуляції на одній і тій же широті на західних і східних берегах континентів формуються зовсім різні кліматичні умови. Наприклад, тепла зима південної Франції і сувора зима Приамур'я, сухе літо Сицилії і дощове літо Японії. Те ж саме стосується території в середині тропічного поясу. Тут зональні кліматичні відміни зумовлені також циркуляцією атмосфери. Різне зволоження екваторіальної Африки й Сахари обумовлено не широтними відмінами надходження сонячної радіації, а особливостями циркуляції атмосфери.

Виключно велика роль циркуляції атмосфери у зволоженні материків. Вона зумовлює перенесення водяної пари з океанів на материки і з одних широтних зон у інші. Як правило, це відбувається у процесі циклонічної діяльності, особливо у помірних та високих широтах.

У низьких широтах найважливішою особливістю циркуляції атмосфери, яка впливає на клімат, є пасати. Поблизу місця формування (близько широти  $30^{\circ}$  в обох півкулях) товщина пасатного потоку становить 2-4 км, а з наближенням до екватора (близько  $10-15^{\circ}$  широти в обох півкулях) пасати вже охоплюють усю тропосферу і проникають навіть у нижню стратосферу. Зимом пасати розповсюджуються у нижчі широти, місцями аж до екватора і навіть у межі іншої півкулі. У зоні пасатів з океанів випаровується величезна кількість води, яку пасати переносять у зону екватора та на східні узбережжя континентів. У самій зоні пасатів опадів випадає дуже мало, оскільки тут на висоті 1-2 км майже постійно виражена пасатна інверсія.

Отже, зона пасатів є областю інтенсивного випаровування з океанів і нагрівання повітря на материках. Екваторіальні ж широти є областю зволоження тропосфери і перенесення тепла в атмосферу у прихованій формі.

Важливим чинником формування клімату в тропічних широтах є мусони. Механізми формування мусонів ми уже розглядали. При зимовому мусоні з суходолу встановлюється малохмарна суха погода, яка зберігається ще й весною. При літньому мусоні, в якому переноситься повітря з океану, встановлюється хмарна дощова погода. У багатьох районах тут за літо випадає до 70 % опадів.

Субтропічні пояси високого тиску – це величезні вітророздільні райони. Вони відділяють зону пасатів в середині тропічних широт від районів переважно циклонічної циркуляції у помірних широтах. На їх окраїнах з боку екватора переважають східні вітри, а на зовнішніх ділянках поясів переважають західні вітри. В центральній частині поясів переважають слабкі вітри змінних напрямів та малохмарна погода. Влітку пояси високого тиску розширюються далі від екватора. Навпаки, взимку пояси високого тиску звужуються, оскільки циклонічна діяльність у помірних широтах розширюється далі до субтропіків. Тому на полярній периферії поясів високого тиску взимку спостерігаються різкі коливання температури, сильні вітри, опади тут бувають навіть у вигляді снігу.

У помірних та високих широтах основною формою циркуляції атмосфери є циклонічна діяльність. Циклони та антициклони суттєво порушують зональність циркуляції. На західній периферії циклонів та на східній периферії антициклонів формуються холодні повітряні течії з півночі, а на східній периферії циклонів та західній периферії антициклонів – теплі течії з півдня. Так відбувається обмін різними повітряними масами у меридіональному напрямі. Влітку в північній півкулі зона циклонічної діяльності зміщується далі на північ, а субтропічні області високого тиску розповсюджуються частково і в помірні широти. Це зумовлює тут зменшення хмарності та опадів, що призводить у деякі роки до формування посух на півдні помірного поясу, зокрема і в Україні, особливо в західній її частині.

У зв'язку з переважаючими вітрами й океанічними течіями температура повітря у східній частині океанів помірних широт значно вища, ніж в західній. Західні береги океанів омивають холодні течії, східні береги – теплі океанічні течії. В Атлантичному океані нульова ізотерма повітря в січні поблизу Америки проходить близько 40<sup>0</sup> пн. ш., біля берегів Європи - північніше 70<sup>0</sup> пн. ш. У Тихому океані нульова ізотерма поблизу берегів Азії опускається майже до 30<sup>0</sup> пн. ш. у зв'язку з формуванням Азіатського антициклонів, на східній периферії якого холодне повітря переноситься далеко на південь.

На заході материків характер ізотерм дуже залежить від перенесення західними вітрами океанічного повітря. Найкраще це спостерігається у Європі. Тут, зимою ізотерми, під впливом перенесення теплого атлантичного повітря на холодний материк, різко відхилені на північ, влітку, навпаки, на південь, оскільки в цей час свіже атлантичне повітря переноситься на теплий материк. Це саме повинно бути і в Північній Америці, але суцільні гірські хребти на узбережжі материка порушують цю закономірність.

Завдяки розвитку потужних антициклонів зимою в середині материків температура повітря тут найнижча. В Азії найнижча температура спостерігається на північному сході материка (Якутія), а в Америці – на північному заході (Аляска).

У південній півкулі у помірних широтах підстильною поверхнею є вода то й розподіл температури має зональний характер, тобто ізотерми розташовані навколо Антарктиди майже концентричними колами.

У зоні контакту арктичного (антарктичного) повітря з повітрям помірних широт також розвивається циклонічна діяльність. Це і є циркуляція атмосфери

на периферії полярних областей обох півкуль. Переважаюче перенесення повітря до помірних широт сприяє збереженню особливого клімату в середині полярних районів. Це дуже низькі температури і мала кількість атмосферних опадів. Більше опадів випадає на периферії Арктики і Антарктиди.

### **7.2.3. Роль підстильної поверхні у формуванні клімату**

При вивченні ролі підстильної поверхні у формуванні клімату у першу чергу мають на увазі два зовсім різні види земної поверхні: це водна поверхня та суходіл. Під впливом водної поверхні та суходолу в усіх зонах земної кулі формуються два зовсім різних типи клімату – морський та континентальний.

#### **7.2.3.1. Основні властивості підстильної поверхні, які впливають на клімат**

Ми уже розглядали чому водна поверхня та суходіл нагріваються й охолоджуються не однаково. Адже вони мають зовсім різні механізми теплопровідності. На суходолі тепло вглиб передається внаслідок молекулярної теплопровідності. У товщі води тепло передається значно ефективнішим методом, а саме завдяки турбулентній теплопровідності, тобто поверхневі шари води перемішуються і одержане тепло розподіляється на велику товщу води.

Водна поверхня та суходіл мають також різну теплоємність: теплоємність води у 3-4 рази більша, ніж теплоємність ґрунту. Ці поверхні також неоднаково засвоюють сонячну радіацію. У товщу води промені проникають на значну глибину і енергія променя засвоюється поступово. Детальніше ці особливості розглянуто у розділі 4.6.

Взагалі вода засвоює сонячного тепла більше, ніж суходіл, оскільки альбедо води менше. Середнє альбедо води змінюється від кількох відсотків у тропічних широтах до 20 % на межі плаваючої криги. У північних широтах альбедо більше через меншу висоту Сонця. Отже, альбедо води на 10-20 % менше від альбедо суходолу без снігового покриву. Ефективне випромінювання води значно менше, ніж суходолу через нижчу температуру водної поверхні та більший вміст водяної пари в атмосфері. Через це на одній і тій широті радіаційний баланс на океанах більший, ніж на суходолі. Особливо велика ця різниця в тропічних широтах, де вона досягає 30-35 % від величини радіаційного балансу океанів.

Складові теплового балансу води й суходолу також різні. На суходолі витрати тепла на випаровування найбільші в екваторіальній зоні і різко зменшуються в тропічних і субтропічних пустелях. У помірних широтах збільшується кількість опадів, а значить і випаровування, але у високих широтах континентів витрати тепла на випаровування знову зменшуються через нестачу тепла (мал. 4.2.)

На океанах найбільше витрачається тепла на випаровування в субтропічних областях високого тиску. Звідси витрати тепла зменшуються у бік екватора і до полюсів. У субполярних широтах (60-70<sup>0</sup>) радіаційний баланс океанів і суходолу вирівнюється, але витрати тепла на випаровування з океанів значно більші за рахунок тепла, яке переноситься морськими течіями.

Турбулентний потік тепла в атмосферу над океанами закономірно збільшується від 150 МДж/м<sup>2</sup> в районі екватора до 400-650 МДж/м<sup>2</sup> в субполярних широтах. На суходолі цей потік найбільший в субтропічних і тропічних пусте-

лях і перевищує  $2560 \text{ МДж/м}^2$ . Звідси він зменшується в бік екватора і до високих широт (мал. 4.3.).

Такі відміни складових теплового балансу на океанах і суходолі визначають процес трансформації повітряних мас над цими поверхнями. Над океаном повітряні маси переважно зволожуються, оскільки близько 90 % радіаційного балансу витрачається на випаровування води. Над суходолом повітря в основному втрачає вологу і нагрівається влітку та вихолоджується зимою.

Нарешті, водна поверхня гладенька у порівнянні з суходолом, на якому виділяються будинки, ліси та підвищення рельєфу різного масштабу. Тому у відкритому океані середня швидкість вітру у 2-3 рази більша, ніж на суходолі.

### 7.2.3.2. Особливості морського та континентального кліматів

Теплові та радіаційні властивості води спричиняють дуже малі добові коливання температури її поверхні. Так, поблизу екватора добова амплітуда поверхні води становить близько  $0,4^{\circ}\text{C}$  і зменшується до  $0,1^{\circ}\text{C}$  у високих широтах. У внутрішніх морях вона більша, але не перевищує  $1^{\circ}$ . Тому над океанами й морями незначні й добові коливання температури повітря, які в районі екватора становлять  $1-2^{\circ}$ , на широті  $30^{\circ}$  пн. ш. близько  $2^{\circ}$ , а на широті  $60-70^{\circ}$  пн. ш.  $1^{\circ}\text{C}$ .

Добові ж коливання температури ґрунту й повітря на суходолі значно більші:

	Липень		Січень	
	Київ	Іркутськ	Київ	Іркутськ
Поверхня ґрунту (снігу)	$17^{\circ}$	$32^{\circ}$	$5^{\circ}$	$12^{\circ}$
Повітря (2 м)	$8^{\circ}$	$15^{\circ}$	$2,5^{\circ}$	$9^{\circ}$

Особливо великі добові коливання температури ґрунту й повітря спостерігаються влітку.

Протягом року температура повітря над водною поверхнею змінюється значно більше, ніж протягом доби. Так, над Атлантичним океаном на різних широтах річна амплітуда температури повітря становить:

субекваторіальні широти  $2-3^{\circ}$ , субтропічні  $4-6^{\circ}$ , помірні широти  $8-10^{\circ}$ , субполярні широти ( $60-70^{\circ}$  пн. ш.)  $10-12^{\circ}$ .

Річний хід температури повітря у морському та континентальному кліматі зовсім різний (табл. 7.1.)

Табл. 7.1. Середня місячна, річна температура та річна амплітуда температури, градуси

Метеорологічна станція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік	Амплітуда
Леруїк, $60^{\circ}$ пн.ш. $1^{\circ}$ сх.д. (Шотландські о-ви)	4,4	4,1	4,6	5,8	8,0	9,9	12,0	12,4	11,1	8,7	6,9	5,3	7,8	8,3
Ольокмінськ, $60^{\circ}$ пн.ш, $120^{\circ}$ сх.д. (Якутія)	-33,5	-28,3	-17,9	-4,7	5,8	14,9	18,5	14,7	6,8	-4,4	-21,1	-31,1	-6,7	52,0

Із таблиці видно, що мінімальні і максимальні місячні температури у морському кліматі запізняються на один місяць. В інших місцях океанів запізнення може досягати двох місяців. Отже, весна в океанічних кліматах холодніша, ніж осінь. В умовах континентального клімату весна тепліша, ніж осінь, особливо в районах з малим сніговим покривом, оскільки на його танення потрібне тепло, що певною мірою затримує підвищення температури. Середні річні температури також різко відрізняються, а річна амплітуда температури в морському кліматі в 6,5 разів менша.

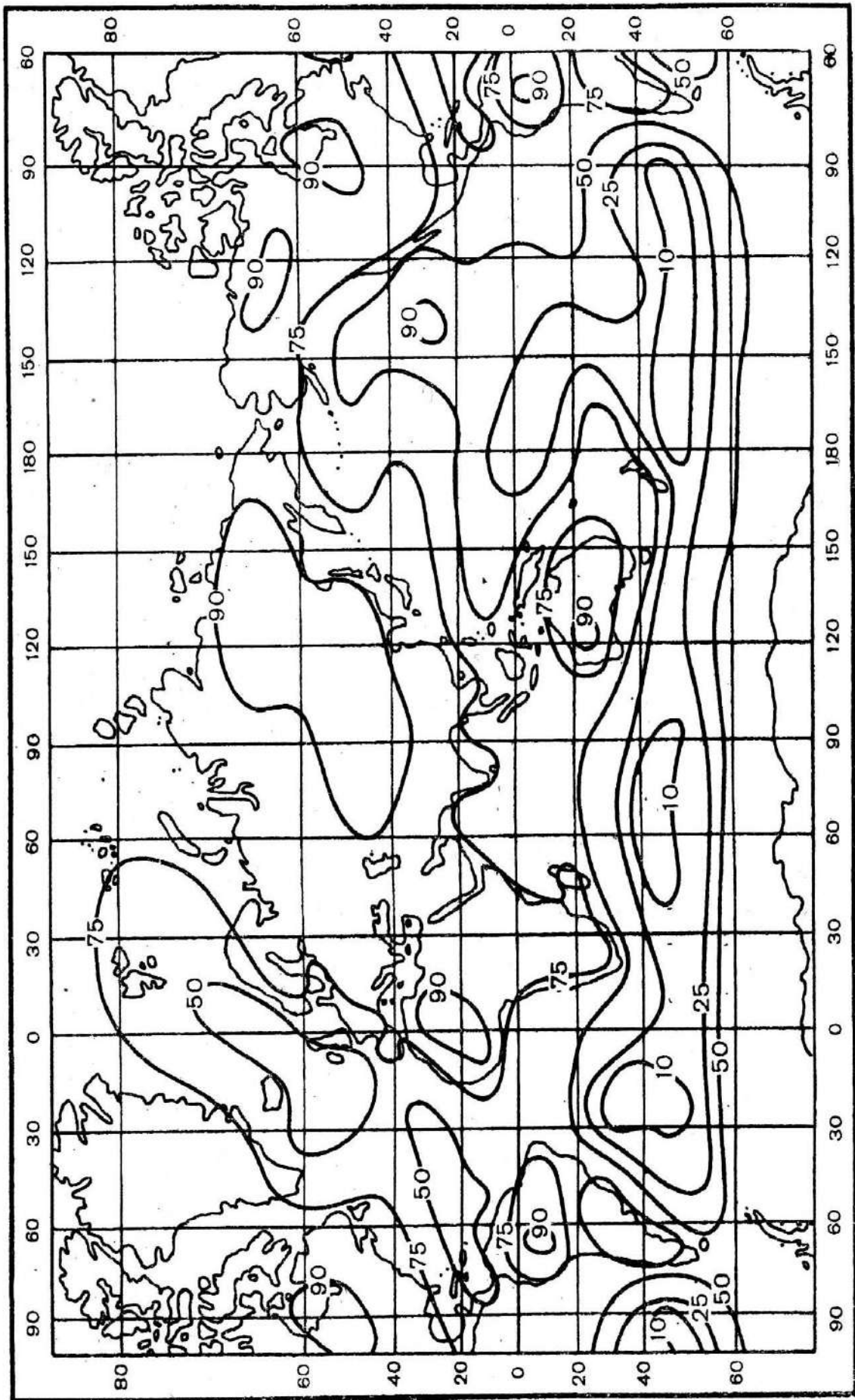
В умовах морського клімату більша хмарність, особливо влітку, тому й менше сонячних днів. Відносна вологість над океаном більша також влітку, а взимку різниця мала, оскільки над суходолом зимою низька температура. Над водною поверхнею більше днів з туманом, особливо влітку. Вони пов'язані з адвекцією теплого повітря з суходолу на відносно холодну водну поверхню. Особливо часто адвективні тумани бувають на межі холодних і теплих морських течій. Ось у районі Ньюфаундленда, де поряд є Лабрадорська течія та Гольфстрім, у липні та серпні буває по 22-23 дні з туманом. Над водною поверхнею зимою часто утворюються тумани випаровування, особливо поблизу материків. На суходолі переважають радіаційні тумани, хоч взимку бувають і адвективні при вторгненні теплого морського повітря.

У морському кліматі випадає більше атмосферних опадів (близько 1270 мм), ніж в континентальному (800 мм). Тут їхня кількість зменшується вглиб континенту. У зв'язку з напрямком повітряних течій в середині тропічних широт найбільша хмарність та опади спостерігаються поблизу східних берегів материків. У помірних широтах навпаки, на західних узбережжях. Крім того, річний хід атмосферних опадів в умовах океану і континенту різний. У помірних широтах на океанах та прилеглих берегах опади протягом року випадають більш-менш рівномірно. У багатьох районах трохи більше буває опадів в осінньо-зимовий час, а найменше влітку. На суходолі у помірних широтах, як правило, найбільше опадів буває влітку. Особливий режим опадів спостерігається в районах мусонів. Тут зимою опадів мало, а літо дощове.

Отже, водна поверхня та суходіл по різному впливають на режим метеорологічних величин. Тому на всіх широтах земної кулі існують морський (океанічний) та континентальний типи клімату. Морський клімат розповсюджується і на прилеглі до моря частини материка. Це добре виражено у західній Європі, де протягом усього року переважає перенесення повітря з Атлантичного океану.

### **7.2.3.3. Континентальність клімату**

Вплив суходолу на своєрідний добовий та річний хід метеорологічних величин називається континентальністю клімату. Континентальний клімат – це клімат, характерний для внутрішньої частини материка та прибережної частини океану, де переважають повітряні маси континентального походження. Про ступінь континентальності клімату свідчить усе вищенаведене, а саме величина добової та річної амплітуди температури, особливості режиму опадів тощо. Однак ще немає єдиного показника кількісної оцінки ступеня континентальності клімату, хоч спроб було багато. Першим такий показник запропонував Ценкер



Мал. 7.1. Континентальність клімату земної кулі за С.П. Хромовим



$K = A/\varphi \cdot 100 \%$ , уточнений варіант  $K = 6/5 \cdot (A/\varphi - 20) \cdot 100\%$ ,  
де  $A$  – річна амплітуда температури повітря,  $^{\circ}\text{C}$ ,  $\varphi$  – географічна широта, градуси.

За цією формулою на території північної Євразії найбільша континентальність клімату спостерігається в районі Оймякон – Якутськ і становить 100 %, а найменша не досягає 30 % у районі Батумі та Баренцового моря.

Мала залежність ступеня континентальності клімату від широти за цією формулою змусила інших вчених уточнювати таку залежність Л. Горчинський запропонував таку формулу

$$K = C \cdot (A - 12 \sin \varphi) / \sin \varphi \cdot 100 \%$$

де  $A$  – річна амплітуда температури;  $12 \sin \varphi$  – середня річна амплітуда температури над океаном між  $30$  та  $60^{\circ}$  широти;  $C$  – статистичний коефіцієнт, який визначається при допущенні, що середня континентальність над океаном дорівнює нулю, а в районі Верхоянська – 100 %. Після цих уточнень формула змінюється до такого вигляду

$$K = (1,7A / \sin \varphi - 20,4) \cdot 100 \%$$

Формула С.П. Хромова

$$K = (A - A_m) / A = (A - 5,4 \sin \varphi) / A \cdot 100 \%$$

де  $A_m$  – чисто океанічна амплітуда температури, яка для центральної частини південної половини Тихого океану за С.П. Хромовим дорівнює

$$A_m = 5,4 \sin \varphi.$$

На мал. 7.1. наведена ступінь континентальності клімату за С.П.Хромовим.

Найповнішою є формула М.М. Іванова

$$K = (A_p + A_d + 0,25d) / (0,36\varphi + 14) \cdot 100 \%$$

де  $A_p$ ,  $A_d$  – річна та добова амплітуда температури повітря,  $d$  – дефіцит насичення.

За цією формулою найменша континентальність клімату спостерігається південніше Нової Зеландії (37 %), а найбільша в Центральній Азії та всередині Сахари (250-260 %).

#### 7.2.4. Вплив морських течій на клімат

Ми розглянули типові відміни у формуванні клімату над водною поверхнею та суходолом. У свою чергу ці поверхні також неоднорідні. В океанах існують теплі та холодні течії, які своєрідно впливають на клімат.

Морські течії виникають переважно під дією циркуляції атмосфери, особливо це помітно в середині тропічних широт, де на східній периферії субтропічних антициклонів (біля західних берегів материків) існують потужні холодні течії у бік екватора, а на західній периферії антициклонів (біля східних берегів материків) – теплі течії від екватора. Це потужні механізми міжширотного обміну теплом. Близько половини адвекції тепла з низьких широт у високі відбувається завдяки морським течіям, а решта тепла переноситься завдяки циркуляції атмосфери. В оберненому напрямку відбувається така ж потужна адвекція холоду. Тому усі течії впливають на температуру повітря та його стратифікацію.

Завдяки напрямку повітряних та морських течій в середині тропічних широт у східній частині океанів північної та південної півкуль ізотерми різко зігнуті у бік до екватора. Це видно на території Канарської та Бенгельської течій Атлантичного океану, Каліфорнійської та Перуанської течій Тихого океану. Найпотужніша із холодних течій Перуанська досягає екватора. На широті 30<sup>0</sup> пд. ш. поблизу берегів Південної Америки температура води цієї течії протягом року на 10<sup>0</sup> нижча, ніж у відкритому океані на цій же широті. Середня температура води Каліфорнійської течії на широті 40<sup>0</sup> пн. ш. на 6-8<sup>0</sup> нижча і становить 12-13<sup>0</sup>С. Температура повітря над холодними течіями на 3-4<sup>0</sup> нижча ніж у відкритому океані. Вздовж Перуанської течії на узбережжі Південної Америки на широті від 10 до 26<sup>0</sup> пд. ш. температура повітря влітку становить всього 20<sup>0</sup>С, а взимку вона знижується до 12<sup>0</sup>С.

Навпаки, у низьких широтах на заході океанів де добре виражені теплі океанічні течії, такі як Бразильська та Гольфстрім, ізотерми віддаляються від екватора, відображаючи позитивну аномалію температури повітря до 3<sup>0</sup>С (мал. 4.7. та 4.8).

У помірних і високих широтах холодні течії омивають східні береги материків, а теплі – західні. Отже, теплі та холодні морські течії формують температурні відміни між західними та східними районами океанів. На східних берегах континентів у низьких широтах та на західних берегах у помірних широтах під впливом повітряних та океанічних течій формуються теплі і вологі клімати. Особливо помітна роль теплої течії зимою на західному узбережжі Європи. Тут ізотерма 0<sup>0</sup> піднімається до 70<sup>0</sup> пн. ш.

Морські течії впливають на стратифікацію атмосфери. Над холодними течіями температура повітря у нижньому шарі знижується від холодної підстильної поверхні і посилюється вертикальна стійкість стратифікації атмосфери. Це виключає перенесення повітря та водяної пари догори. Тому над холодними течіями та на прилеглих узбережжях спостерігається мала кількість атмосферних опадів. Під впливом холодних течій формуються такі берегові пустелі як Атакама, Наміб, Каліфорнійська. Найсухішою частиною Південної Америки є Тихоокеанське узбережжя між 5 та 28<sup>0</sup> пд. ш. – це пустеля Атакама. Тут в Антофагасті випадає в середньому щороку 9 мм опадів, місцями опади не випадають кілька років підряд. Ці берегові пустелі дуже сухі та аномально холодні. У той же час над холодними течіями та прилеглими берегами спостерігається висока відносна вологість повітря та часто бувають адвективні тумани – понад 80 днів щороку. За рахунок крапельок туману тут існує своєрідна рослинність.

Над теплими течіями повітря нагрівається у нижньому шарі і цим вони сприяють розвитку конвекції, тобто розвитку потужних вертикальних рухів повітря. Ось чому над теплими течіями випадає більше атмосферних опадів. Особливо велика енергія нестійкості стратифікації атмосфери над цими течіями спостерігається зимою. Тому взимку над теплими течіями часто бувають грози навіть у північних районах узбережжя Норвегії.

Останнім часом багато уваги приділяється вивченню впливу теплої течії Ель-Ніньо, що в перекладі звучить як „маля”, „хлопчик” або „Христос-дитя”. Це літня (грудень-січень) екваторіальна тепла течія на сході Тихого океану

вздовж західного узбережжя Південної Америки до 5-7<sup>0</sup> пд. ш.. В окремі роки Ель-Ніньо посилюється і досягає 15<sup>0</sup> пд. ш., відтісняючи від материка холодну воду Перуанської течії. Такі посилення бувають через кожні 2-10 років. В результаті цього процесу у східній частині Тихого океану позитивна аномалія температури води може перевищувати 6<sup>0</sup>С і випадає багато опадів на великій території. В результаті інтенсивних дощів виникають катастрофічні повені в досить сухих тропічних широтах та інших районах Перу. Посилення Ель-Ніньо має й екологічні та економічні наслідки. У теплих водах цієї течії різко зменшується вміст кисню і це згубно діє на океанічну фауну та флору в результаті чого риба залишає перуанський продуктивний район. Явище Ель-Ніньо мало вивчене і тому часто не оправдано на його дію відносять багато аномалій опадів та температури у досить віддалених районах земної кулі.

Отже, морські течії дуже впливають на основні характеристики клімату в районі відповідних течій, на прилеглих територіях, а через циркуляцію атмосфери і на досить віддалені території.

#### **7.2.5. Вплив рослинного покриву на клімат**

У свою чергу поверхня суходолу неоднорідна, вона різноманітніша, ніж поверхня океану. Часто на невеликих відстанях різко змінюється рельєф, ґрунтовий покрив, рослинність. Вплив ґрунтового та рослинного покриву особливо проявляється влітку.

Рослинність перш за все перетворює діяльну поверхню у діяльний шар. На ділянці без рослинності усі потоки променистої енергії засвоюються та випромінюються дуже тонким шаром землі, який можна вважати поверхнею. Ділянки, вкриті рослинністю, засвоюють та випромінюють радіацію товстим шаром, який, залежно від характеру рослинності, змінюється від десятків сантиметрів до десятків метрів.

При наявності рослинного покриву основна частина сонячної радіації засвоюється рослинами. Наприклад, густі посіви тимофіївки пропускають до поверхні ґрунту менше 20 % радіації, а в лісі ґрунту досягає лише 5-20 % радіації. Найбільше сонячна радіація в рослинному покриві засвоюється на висоті  $\frac{3}{4}$  висоти рослини, де розташовано найбільше листя та гілок. Якраз тут відбувається засвоєння та випромінювання радіації. Ось чому вдень температура ґрунту й повітря серед рослин нижча, ніж над оголеним ґрунтом. Максимальна температура спостерігається на висоті найбільшого засвоєння радіації, тобто близько  $\frac{3}{4}$  висоти рослин. Вночі велика сумарна поверхня рослин збільшує ефективно випромінювання, тому мінімальна температура також спостерігається на цій висоті. У приземному шарі повітря та на поверхні ґрунту, захищеному рослинами, нічна температура вища, ніж на оголеній ділянці.

У зв'язку із вказаними процесами добова амплітуда температури ґрунту в лісі на 30-40 % менша, ніж на відкритому місці. Добова амплітуда температури повітря в лісі на 3<sup>0</sup>С менша, ніж за межами лісу. Таке зменшення амплітуди відбувається в основному за рахунок зниження максимальної температури вдень. Річна амплітуда температури в лісі також зменшується за тієї ж причини.

Випаровування води безпосередньо з поверхні ґрунту при наявності рослинності менше, ніж з відкритого ґрунту. Сумарне випаровування води з ґрунту

та транспірація води рослинами навіть перевищує випаровування з поверхні великих мілких водойм. Ліс мабуть випаровує вологи більше, ніж інші рослини, оскільки з його території стоку майже немає, а прогресивного заболочення лісів не зафіксовано. Рослинний покрив різко зменшує швидкість вітру, а отже зменшує турбулентне перемішування повітря серед рослин. Тому відносна вологість повітря на полі серед злакових культур на 10-20% більша, ніж на оголеній ділянці. У лісі ця різниця ще більша.

Ліс значною мірою впливає на кількість атмосферних опадів. За даними С.І. Костіна у Воронежській області на території з лісом опади за літні місяці збільшуються на 10-15 %. За даними Г.П. Калініна та О.О. Дроздова в Московській області річна сума опадів під впливом лісу збільшується на 7-8 % (на 40-50 мм). Головним механізмом впливу лісу на збільшення опадів є збільшення шорсткості місцевості. Висхідні рухи повітря при перетіканні через ліс, передаються до висоти 1,5-2 км, що й посилює процеси конденсації водяної пари. Раніше вважалось, що кількість опадів збільшується через збільшення вологості повітря при більшому випаровуванні вологи лісом.

#### **7.2.6. Вплив снігового покриву на клімат**

Сніговий покрив утворюється лише у певних кліматичних умовах, тобто він є продуктом клімату. Але в той же час сніговий покрив впливає на клімат. При таненні снігового покриву збільшуються запаси вологи в ґрунті, які поступово використовуються рослинами протягом літа. Сніг відіграє велику роль у тепловому режимі ґрунту й повітря. Теплопровідність снігу дуже мала за рахунок наявності у ньому повітря, теплопровідність якого в 100 разів менша за теплопровідність ґрунту і становить усього  $(5,79+0,19t) \cdot 10^{-5}$  кал/с<sup>0</sup>С), де t – температура повітря <sup>0</sup>С. Отже, чим пухкіший сніговий покрив, тим менша його теплопровідність. Тому він добре захищає ґрунт від проникнення в нього низьких температур.

Якщо утворився сніговий покрив висотою 20-30 см, то добові коливання температури затухають уже на глибині 20 см, а якщо снігу немає, то вони помітні до глибини 80-100 см. За товщини снігового покриву 40-50 см температура поверхні ґрунту під ним на 6-7 <sup>0</sup>С вища за температуру оголеної ділянки ґрунту і на 10 <sup>0</sup>С вища за температуру поверхні самого снігу. Глибина промерзання ґрунту також зменшується. При висоті снігового покриву близько 30 см ґрунт промерзає до 25-30 см, а без снігу – до 100 см і більше. В окремі періоди глибина промерзання ґрунту під снігом у 4-5 разів менша, ніж на оголеній ділянці. Отже, сніговий покрив є надійним захисником озимих та плодових культур від вимерзання навіть при великих морозах.

На температуру повітря сніг діє протилежно, тобто він сприяє вихолодженню повітря. Основними причинами такої його дії є те, що альbedo снігу становить 70-80 %, а також те, що випромінювальна здатність снігу дуже велика, яка наближається до випромінювальної здатності абсолютно чорного тіла за рахунок різкого збільшення площі поверхні снігу по відношенню до поверхні ґрунту. Крім того, сніг не пропускає тепла із поверхневих шарів ґрунту в повітря.

У результаті дії цих чинників поверхня снігу дуже вихолоджується, а від неї вихолоджується і прилеглі шари повітря. Тому взимку часто спостерігаються радіаційні інверсії температури повітря. Про це свідчить те, що над рівнинами Східної Європи середній вертикальний градієнт температури становить лише 0,12-0,15 °С на 100 м висоти замість середнього 0,65 °С.

У помірних широтах сніговий покрив триває кілька місяців, а в полярних сніговий та крижаний покрив зберігається постійно. Він є своєрідним холодильником і формує на Землі цілі ландшафтні зони вічного морозу. При дуже низьких температурах повітря висушується внаслідок утворення інею на поверхні снігу. Цей процес має велике значення для зростання товщини снігового покриву. Тому клімат полярних районів не лише суворий, а й сухий. Так, в Антарктиді на висоті понад 2000 м середня температура найтеплішого місяця близько -30 °С, а найхолоднішого – 70 °С. У серпні 1960 р. на станції Восток було зафіксовано -88,3 °С, а в липні 1983 р. -89,2 °С, а на поверхні снігу -90,4 °С. На станції Піонерська навіть середній річний тиск водяної пари становить усього 0,15 гПа.

### 7.2.7. Вплив рельєфу на клімат

Найбільша неоднорідність суходолу проявляється у будові рельєфу, адже лише близько половини його площі мають абсолютну висоту до 500 м над рівнем моря. Вище 1000 м розташовано близько 28% суходолу, а вище 2000 м близько 13%. Отже величезні площі суходолу мають гірський клімат, який формується під впливом зростання висоти місцевості над рівнем моря, різноманітності форм гірського рельєфу, крутизни схилів та їх орієнтації відносно частин світу та повітряних течій.

Гори впливають на всі метеорологічні величини. Тому це призводить до формування особливого гірського клімату. Це наглядно проявляється у вертикальній поясності ґрунтів та рослинності гірських країн і, отже, у вертикальній кліматичній поясності. Гори також впливають на клімат прилеглих територій. Добре помітним є зменшення кількості атмосферних опадів, хмарності, туманів на підвітряному боці гір на відстані до сотень кілометрів. Часто гірські хребти є навіть межами кліматичних зон Землі, зокрема субтропіки на південному березі Криму. Разом з тим навіть незначні височини, такі як Донецька, Придніпровська, Волино-Подільська, призводять до плямистості у розподілі атмосферних опадів, туманів, гроз, ожеледі та інших атмосферних явищ.

Розглянемо зміну різних метеорологічних величин у горах при збільшенні висоти місцевості. Інтенсивність прямої сонячної радіації в горах збільшується, оскільки на висоті в атмосфері менше аерозолів і коротший шлях сонячних променів до схилів гір. У зв'язку з цим у горах змінюється дещо і спектральний склад сонячної радіації, а саме збільшується доля ультрафіолетових променів. Так, в Альпах на висоті 2000 м зимою її в 4 рази більше, а влітку – вдвічі. Така ж закономірність виявлена і в горах Кавказу, Середньої Азії та інших. Це підтверджується не лише інструментальними даними, але й значним засмагненням шкіри в горах. Кількість розсіяної радіації в горах збільшується за рахунок великої хмарності влітку та тривалого зберігання снігового покриву взимку, який зумовлює багаторазове відбивання радіації. Отже, при зростанні ви-

соти в горах збільшується і сумарна сонячна радіація. Одночасно в горах збільшується величина відбитої радіації через тривале залягання снігового покриву. Ефективне випромінювання тут також збільшується через зменшення вмісту водяної пари в атмосфері, а отже, через зменшення зустрічного випромінювання атмосфери. Через великі втрати променистої енергії радіаційний баланс земної поверхні в горах поступово зменшується, особливо вище снігової лінії.

Ми уже розглядали такі місцеві вітри як вітри схилів, гірсько-долині, льодовикові вітри та інші, які характерні лише для гірських районів. Вони виникають тому, що температура і атмосферний тиск різні в різних частинах долин і схилів, а також різні біля схилів гір і у вільній атмосфері на цій же висоті. Ці вітри також беруть участь у формуванні своєрідного гірського клімату, впливаючи на зміни температури повітря, вологості, хмарності, опадів.

У горах спостерігається велика строкатість температури ґрунту й повітря. Особливо велика вона при сонячній погоді. На південних схилах температура ґрунту на  $10^0$  вища, ніж на північних. При хмарній погоді температура ґрунту не залежить від експозиції схилів.

Оскільки радіаційний баланс у горах зменшується, то й температура ґрунту з висотою також знижується. При сонячній погоді це зниження відносно мале, вертикальний температурний градієнт становить усього близько  $0,4^0$  на 100 м підвищення місцевості. Зниження температури ґрунту з висотою виражене не лише влітку. Узимку, навпаки, на нижніх схилах гір спостерігається інверсійний розподіл температури, тобто вона з висотою підвищується. Це обумовлено стіканням холодного повітря вздовж схилів гір, а також вторгнення холодного повітря з півночі, яке займає передгір'я та нижні схили гір. Це так звані адвективні інверсії і вони чітко виражені на північних схилах гір до рівня близько одного кілометра і добре виражені в горах широтного простягання. Так, на північних схилах Заїлійського Алатау до висоти 500 м вертикальний градієнт температури ґрунту на віть у середньому за рік становить  $0^0$ , а до висоти одного кілометра  $0,2^0$  C/100м.

На південних схилах гір прямого вторгнення холодного повітря (тобто адвективних інверсій) не буває. Тому тут найбільші вертикальні градієнти температури ґрунту. Взагалі при хмарній погоді температура поверхні ґрунту наближається до температури повітря і не залежить від експозиції схилів.

Температура повітря в горах з висотою знижується в середньому на  $0,5^0$  на 100 м висоти, тобто знижується повільніше, ніж у вільній атмосфері, де вертикальний градієнт становить  $0,65^0$  C. Але й температура повітря в горах зимою підвищується з висотою, оскільки холодне повітря стікає в долини та передгір'я. Так, наприклад середня температура січня в Алмати –  $6,5^0$  C, а в Ілійську, який розташований на 400 м нижче, становить  $-7,5^0$  C. Добре відомі інверсії температури повітря в Якутії. Ясної тихої погоди на схилах хребтів на висоті 1,5-2 км температура повітря на  $15-20^0$  C вища, ніж на дні долин. Інверсії температури повітря в горах спостерігаються і влітку, але лише вночі.

Потрібно відмітити, що річна амплітуда температури повітря в горах зменшується. Крім того, річні мінімуми та максимуми температури повітря запізнюються на один місяць. Отже, гірський клімат нагадує морський. Завдяки

зниженню температури з висотою скорочується в горах безморозний та вегетаційний періоди.

Зміни вологи в атмосфері гір також своєрідні. Абсолютна вологість повітря в горах з висотою зменшується оскільки знижується температура повітря. Але усе-таки в горах абсолютна вологість на 10% більша, ніж у вільній атмосфері на цьому ж рівні. Ця додаткова волога випаровується з навколишніх схилів гір.

Відносна вологість повітря влітку в горах з висотою збільшується і найбільшого значення досягає на рівні утворення хмар. Це пов'язано із висхідними течіями вдень і перенесенням водяної пари вгору. До речі це призводить до своєрідного добового ходу відносної вологості. Вдень вона найбільша, а найменша вночі та вранці. Це протилежний добовий хід по відношенню до рівнини.

Зимом рівень конденсації спостерігається на нижньому поясі гір, тому тут і найбільша відносна вологість. Вище в горах вона дещо зменшується. Внутрішні гірські плоскогір'я, долини та підвітряні схили гір залишаються сухими, особливо влітку, оскільки волога конденсується на навітряних схилах гір.

Хмарність у горах так само залежить від сезону. Зимом хмари утворюються на нижньому поясі гір, а їхні вершини піднімаються над хмарами. Влітку, навпаки, хмари утворюють більше у верхній частині гір. У зв'язку з цим в горах з висотою збільшується кількість днів з туманами. Справа в тому, що хмари, які утворюються біля поверхні схилів внаслідок висхідних рухів повітря, для тутешнього спостерігача вважаються туманом. У той же час у гірських долинах, захищених хребтами, тумани бувають надзвичайно рідко.

Усе вищенаведене свідчить про те, що зимом в горах переважає суха сонячна погода з великою кількістю ультрафіолетової радіації. Тому давно у Європі діє багато гірських зимових курортів. Зараз вони уже є в багатьох горах земної кулі.

Під впливом гір значно змінюється кількість атмосферних опадів. Це визначається у першу чергу положенням гір по відношенню до повітряних течій, їх висотою та формами рельєфу. Гори є перешкодою для повітряних течій. Тому тут виникають висхідні течії безпосередньо на схилах гір і перед схилами. Тут відбувається загострення і активізація атмосферних фронтів при натіканні повітря на перешкоди рельєфу. Це призводить до того, що на звернутих до вітрів схилах і у відкритих долинах при зростанні висоти місцевості кількість опадів збільшується.

Так, наприклад, Уральські гори збільшують кількість опадів в Передураллі на 120-130 мм, а в горах з найбільшими висотами на 250-280 мм щороку. У Закарпатті випадає 750-850 мм, на високогір'ї Карпат понад 1250 мм, а на вершинах (зокрема Плай висотою 1330 м) 1663 мм. Височини на території Східної Європи щороку збільшують кількість опадів на 100 мм на кожні 100 м висоти.

Кількість опадів на схилах гір збільшується не безмежно. Це спостерігається до певного критичного рівня. Вище цього рівня їх кількість поступово зменшується внаслідок зменшення вмісту водяної пари та зміни географічних

умов. Так, у тропічних широтах висота максимальної кількості опадів близько 1000 м, на південних схилах Гімалаїв 1300 м, в Альпах 2000 м, на Кавказі 2500 м, на зовнішніх схилах Алайського хребта в Середній Азії 3000 м, а на Центральному Памірі 4500-5000 м. Отже, при збільшенні континентальності клімату висота рівня максимальної кількості опадів у горах збільшується, особливо влітку.

Зовсім інші закономірності спостерігаються на міжгірних плоскогір'ях, захищених зовнішніми хребтами. Тут незалежно від географічної широти при збільшенні висоти місцевості кількість опадів зменшується, оскільки зменшується вміст водяної пари в атмосфері. Так, на Памірі та Тянь-Шані на висоті 2000 м випадає 200-300 мм, а на висоті 3500-4000 м лише 70-75 мм. Це менше ніж у пустелях Середньої Азії. Тут існують високогірні пустелі. Сухі і інші плоскогір'я земної кулі: Тибету, Малої Азії, Ірану, Піренейського півострову, Внутрішнє плато Північної Америки, Мексиканське нагір'я тощо.

Різко зменшується кількість опадів і на підвітряних схилах гір, оскільки тут виникає фєновий ефект в результаті стікання повітря донизу. Так, на півдні Чилі на західних схилах Анд випадає понад 3000 мм, а на відстані близько 200 км на схід – місцями менше 300 мм. Така ж “дощова тїнь”, Уральських гір прослідковується на схід на відстань понад 300 км, причому влітку вона менша, а зимою – більша.

Таке ж явище тїні спостерігається і в межах самої гірської країни. Аномально мало опадів випадає в міжгірних котловинах, долинах і глибоких ущелинах. Повітря, яке сюди надходить, вимушено перетїкає через навколишні хребти, на яких втрачає вологу.

#### Питання для самоперевїрки.

1. Кліматична система.
2. Чинники формування клімату Землі: радіаційні та циркуляційні .
3. Особливості циркуляції у поясах високого атмосферного тиску, у зоні пасатів, мусонів, зоні конвергенції в середині тропічних широт, зоні циклонїчної діяльності в помірних широтах. Чим визначається клімат західних та східних берегів материків.
4. Роль підстильної поверхні у формуванні клімату. Основні властивості підстильної поверхні, які впливають на клімат.
5. Особливості морського клімату.
6. Особливості континентального клімату.
7. Континентальність клімату, показники континентальності.
8. Вплив морських течїй на клімат. Як виникають пустелі на узбережжях океанів.
9. Вплив рослинного покриву на клімат.
10. Вплив снігового покриву на клімат.
11. Вплив рельєфу на клімат.
12. Що таке висотна кліматична пояснасть.
13. Як формуються гірські кліматичні курорти.
14. У чому схожїсть морського та гірського кліматів.
15. Вплив гір на клімат прилеглої території.



## 8. Класифікація кліматів

Класифікація кліматів – це поділ кліматів Землі за різними ознаками, умовами виникнення або зв'язками з іншими географічними явищами на кліматичні зони (та області), що мають однотипні кліматичні умови. Кліматична зона – це найбільша одиниця кліматичного районування, що має широтну протяжність та виділена за визначеними об'єктивними кліматологічними показниками. Кліматична область – це частинна кліматичної зони, що характеризується визначеними типом клімату. Тип клімату – це клімат з характерними властивостями, що відповідає визначеній кліматичній зоні. У зв'язку з цим існує таке поняття як кліматична межа. Це досить чітко виражена межа між регіонами з різним кліматом.

Класифікація кліматів проводиться для виділення типів кліматів, за допомогою яких можна об'єктивно встановити подібність чи відміни кліматичних умов на всій території земної кулі чи її частині. Це має велике практичне значення, тому що з кліматом пов'язане життя рослин та тварин, характер ґрунтового та рослинного покривів, гідрологічний режим, життя та господарська діяльність людини.

Вчені зразу помітили явний зв'язок розподілу рослинності на земній кулі з кліматичними умовами. Отже, перші класифікації клімату ґрунтувались на ботанічних ознаках. Це сталося в кінці XIX століття. Перше роюонування провів Грізебах в 1872 р. Найтиповішою була класифікація кліматів – класифікація Зупана (1884 р.), він виділив 35 кліматичних провінцій. Хульт в 1892 р. кількість провінцій збільшив до 103. Це так звані описові класифікації кліматів. Основним завданням цих класифікацій було виділення кліматичних провінцій, тобто більш-менш однорідних за кліматом географічних районів без їх зв'язку з аналогічними в інших місцях. Назву провінціям давали за назвою даної місцевості та особливістю рослинності.

Уже в 1874 р. де Кандоль помітив природну географічну зональність рослинності і спробував виділити п'ять географічних зон. Великий вклад у розвиток теорії класифікації кліматів вніс В. Кеппен (Кйоппен). Він різко критикував описові класифікації і висунув зовсім новий принцип класифікації кліматів і назвав його принципом кліматичних аналогів. Він старався об'єднати суттєво подібні клімати в далеко розташованих місцевостях земної кулі. Для класифікації кліматів він використав середні річні та місячні температури повітря та річні атмосферні опади.

В. Кеппен удосконалював свою класифікацію у ряді публікацій з 1900 до 1936 рр. У кінцевому вигляді вона одержала широке розповсюдження у багатьох країнах як така, що не погано відповідає ландшафтним зонам. Кеппен виділив п'ять кліматичних зон, у яких виділив 11 типів кліматів:

- 1) клімат тропічних лісів,
- 2) клімат саван,
- 3) клімат степів,
- 4) клімат пустель,

- 5) клімат помірно теплий з сухою зимою (мусонний),
- 6) клімат помірно теплий з сухим літом (середземноморський),
- 7) клімат помірно теплий з рівномірним зволоженням,
- 8) клімат бореальний з сухою зимою (мусонний),
- 9) клімат бореальний з рівномірним зволоженням,
- 10) клімат тундри,
- 11) клімат вічного морозу.

Бореальний клімат за Кеппеном спостерігається лише у північній півкулі. Це помірно холодний клімат середніх широт з чітко вираженими порами року. Характерним є утворення стійкого снігового покриву взимку.

Цінність класифікації Кеппена у її географічності. Зараз вона не використовується, оскільки в основі лежить штучний критерій посушливості клімату, а саме співвідношення між середньою кількістю опадів і середньою річною температурою. Насправді однозначної залежності посушливості клімату від цього співвідношення немає навіть в середньому. Тому сухі пояси Кеппена в одних випадках розташовані південніше помірно теплих, а в інших – північніше. Крім того, у групі сухих поясів об'єднуються такі різні за широтою місцевості, як Хартум (Африка) та Омськ (Західний Сибір).

У різний час були створені класифікації кліматів, які ґрунтувались на ландшафтно-географічних зонах (В.В. Докучаєв, Л.С. Берг), на класифікації річок (О.І. Воєйков, А. Пенк, М.І. Львович), на врахуванні ступеня зволоження території (О.О. Камінський, М.М. Іванов, М.І. Будико) та інші.

### **8.1. Класифікація кліматів Л.С. Берга**

Перш за все ідея тісного зв'язку типів клімату з географічними ландшафтами відбита у вченні В.В. Докучаєва про зони природи в 1900 р. Використовуючи цю ідею Л.С.Берг в 1925 р. запропонував свою класифікацію. У ній типи клімату діляться на клімати рівнин та гір. У кліматах рівнин Л.С.Берг виділяє кліматичні зони у відповідності з однойменними ландшафтними зонами. Але не всі кліматичні зони повністю співпадають з межами зон рослинності та ґрунтів.

Класифікація кліматів Л.С.Берга проста і зручна. Вона підкреслює, що між кліматом, рельєфом, ґрунтовим та рослинним покривом спостерігається тісний зв'язок і взаємодія. Справді, при просуванні з півночі на південь кількісні зміни метеорологічних величин призводять до якісних змін природи, що виражається у закономірній зміні ландшафтів. Отже, в утворенні цих ландшафтів клімат відіграє провідну роль. Нам лише залишається характеризувати клімат конкретної ландшафтно-географічної зони. Л.С.Берг у кліматі рівнин виділяє 12 кліматичних зон.

#### **1. Клімат вічного морозу.**

Цей тип клімату існує у високих широтах на льодяних плато Антарктиди, Гренландії (крім вузької смуги на заході, півдні та сході узбережжя), Землі Франца-Йосипа, північної частини Нової Землі, Північної Землі. Клімат тут суворий, найтепліший місяць має середню температуру нижче  $0^{\circ}\text{C}$ , на плато Гренландії близько  $-15^{\circ}\text{C}$ , а в Антарктиді  $-30^{\circ}\text{C}$ .

#### **2. Клімат тундри.**

Ця зона займає північну частину Північної Америки, Євразії та багато островів Арктики. Південною межею тундри вважають північну межу лісотундри. Ліси наближають до тундри не суцільними масивами, а у вигляді рідколісся, яке й називається лісотундрою. Ця межа співпадає з ізотермою  $10-12^{\circ}\text{C}$  найтеплішого місяця року. У тундрі розповсюджена вічна мерзлота великої товщини.

### 3. Клімат тайги.

У північній півкулі тайга займає величезні площі, а у південній на рівнинах не зустрічається. Південна межа тайги у Північній Америці проходить близько  $50^{\circ}$  пн. ш. У Євразії тайга займає Скандинавський півострів (крім півдня), далі південна межа проходить вздовж лінії Санкт-Петербург-Нижній Новгород-Єкатеринбург, Західний Сибір (крім півдня), Східний Сибір (крім середнього Амуру й Уссурійського краю), Камчатка, Сахалін (крім півдня).

Континентальність та суворість клімату тайги у Євразії збільшується на схід. У тайзі Північної Америки середня температура січня місцями нижче  $-28-30^{\circ}\text{C}$ , абсолютний мінімум знижується до  $-64^{\circ}\text{C}$ . Ще суворіші зими у тайзі Східного Сибіру. Тут середня температура січня  $-50, 1^{\circ}\text{C}$ , абсолютний мінімум  $-70^{\circ}\text{C}$ .

При дуже низьких температурах спостерігаються дивовижні явища. І.Д. Черський описує шелест, який появляється при температурі  $-48^{\circ}\text{C}$  і нижчій. Коли людина зупиняється і прислухається, то шелест зникає. Цей шелест створюється кристаликами льоду, які утворюються при сублімації водяної пари, яку видихає людина разом з повітрям. Це ніби шелест зерна при пересипанні, чи шелест мітли при підмітанні вулиці.

Особливо холодної ночі чути слабкий дивовижний безперервний шелест, який якути називають шепотінням зірок. Це шелест осідання кристалів льоду, які утворюються в повітрі в результаті сублімації водяної пари при дуже низькій температурі.

Літо в тайзі досить тепле. Середня температура липня на північній межі зони  $10-12^{\circ}\text{C}$ , на південній  $18-20^{\circ}\text{C}$ . В Якутську температура липня  $19^{\circ}\text{C}$ , це вище, ніж у Москві, яка розташована на  $6^{\circ}$  південніше. Опадів у тайзі випадає у межах 600-300 мм зі зменшенням на схід. Умови сприятливі для рослинності. Вічна мерзлота на півдні зони переважно острівного розповсюдження.

### 4. Клімат листяних лісів помірної зони.

У Північній Америці ці ліси займають територію південніше  $50^{\circ}$  пн. ш. і східніше  $100^{\circ}$  зх. д. за винятком південно-східної частини, далі Ірландія, Англія, південь Скандинавського півострова, Східна Європа на південь від тайги, південь Західного Сибіру, у Південній Америці у нижній течії річки Парана та за течією річки Уругвай, південний схід Австралії, Нова Зеландія. До цієї зони Л.С.Берг включає й лісостеп. Температура найтеплішого місяця не перевищує  $22^{\circ}$ . Річна кількість атмосферних опадів переважно 500-600 мм, місцями до 1000 мм. У Західній Європі переважають букові ліси, у східній – дубові.

### 5. Клімат степів.

Степи поділяють на дві групи. До першої групи належать степи помірних широт з холодною зимою. Це степи Європи, Середнього Поволжя, Передкавказзя, північного Казахстану, Забайкалля, Монголії, західних штатів Північної

Америци. До другої групи відносять степи в тропічних і субтропічних широтах на периферії пустель з теплою зимою. В степах помірних широт середня температура найтеплішого місяця 22-24<sup>0</sup> С, у тропічних широтах до 28<sup>0</sup> С. Велика випаровуваність. У помірних широтах випадає 300-500 мм опадів, у тропічних 200-350 мм. Найбільше опадів випадає влітку у вигляді злив, але літо сухе, спекотне. У степах помірних широт встановлюється сніговий покрив висотою 10-30 см.

#### 6. Середземноморський клімат.

Такий тип клімату спостерігається у басейні Середземного моря, на південному березі Криму, Чорноморському узбережжі Кавказу від Новоросійська до Туапсе, на тихоокеанському узбережжі штату Каліфорнія, узбережжі Чилі на південь від Сант-Яго, південному узбережжі Австралії та Африки.

Температура найхолоднішого місяця у середземноморському кліматі вище 0<sup>0</sup> С, найтеплішого 22-28<sup>0</sup>. Річна кількість атмосферних опадів від 300 до 1000 мм і більше залежно від рельєфу. Літо сухе, спекотне, опади випадають переважно зимою. Тут своєрідна рослинність: кипарис, лаврове дерево, магнолії тощо.

#### 7. Мусонний клімат помірних широт.

Ця зона займає середню течію Амуру, Уссурійський край, південь Сахаліну, північну половину Японії, північну частину Кореї, Північно-Східний та Східний Китай. Влітку східні та південно-східні вітри переносять вологе повітря з океану. Зимою північно-західні вітри приносять із Сибіру морозне сухе повітря. Середня температура січня близько -20<sup>0</sup> С, сніговий покрив не високий. Середня температура липня 20-25<sup>0</sup> С. Атмосферні опади досягають 600-1000 мм. Переважна кількість опадів випадає влітку.

#### 8. Клімат вологого субтропічного лісу.

Займає узбережжя Мексиканської затоки, південно-східні штати США, Болівію, Парагвай, південно-східну частину Бразилії, плоскогір'я Африки, південно-східне узбережжя Чорного моря, південне узбережжя Каспійського моря, на півночі Індії, Південний Китай, південна половина Японії і Кореї, північно-східне узбережжя Австралії. Середня температура найхолоднішого місяця не нижче 2<sup>0</sup> С, найтеплішого 25-30<sup>0</sup> С. Літо спекотне, сире. Кількість атмосферних опадів перевищує 1000 мм. Найбільше опадів буває влітку. Тут розповсюджені широколистяні ліси з домішкою вічнозелених, зустрічаються ліани.

#### 9. Клімат позатропічних пустель.

Це середньоазіатські пустелі та навколишні напівпустелі, Гобі, пустелі Північної Америци в середній течії р. Колорадо, у Південній Америци у східній Патагонії. Зима холодна. Середня температура найхолоднішого місяця в Середній Азії на півночі – 10<sup>0</sup> С, до 3<sup>0</sup> С на півдні, найтеплішого 28 – 32<sup>0</sup> С. Максимальна температура влітку досягає 50<sup>0</sup> С. Дуже сухо. Випадає менше 250-300 мм, місцями близько 80 мм. Часто бувають піщані бурі. Характерною рослинністю є полин, солянка, саксаул. При зрошенні вирощують бавовник, рис, баштанні тощо.

#### 10. Клімат субтропічних пустель.

Це найсухіші пустелі земної кулі: Сахара, пустелі Аравії, Наміб, Атакама, Каліфорнійська та в нижній течії р. Колорадо, пустелі Австралії. Тут панує континентальне тропічне повітря. Середня температура найтеплішого місяця (крім берегових пустель) становить  $32-38^{\circ}\text{C}$ , а в нижній течії Колорадо  $39^{\circ}\text{C}$ . Абсолютний максимум температури повітря тут досягає  $58^{\circ}\text{C}$ . Середня температура найхолоднішого місяця ніде не опускається до  $10^{\circ}\text{C}$ . Кількість атмосферних опадів менше 250 мм, місцями менше 100 мм, а в окремих місцях 3-5 мм і протягом кількох років немає дощу. Оподи бувають у вигляді злив. Характерні часті піщані бурі. Природна рослинність практично відсутня, або появляється часом після злив. В оазисах Сахари росте фінікова пальма.

#### 11. Клімат саван.

Займає великі простори в Африці і Південній Америці, узбережжя Центральної Америки, західну частину о. Мадагаскар, Індостан південніше  $22^{\circ}$  пн. ш., Цейлон, Індокитай, північну частину Австралії, Гавайські острови. Це тропічний лісостеп земної кулі. Зимою тут панує сухе континентальне тропічне повітря, яке розповсюджується сюди пасатами. Влітку сюди переноситься вологе екваторіальне повітря у вигляді екваторіального мусону. Середня температура найтеплішого місяця  $25-30^{\circ}\text{C}$ , найхолоднішого не нижче  $18^{\circ}\text{C}$ . Річна амплітуда температури повітря досягає  $12^{\circ}\text{C}$ . Кількість атмосферних опадів близько 1000 мм, а на схилах гір більше 2000 мм. Майже всі вони випадають влітку. Характерна рослинність баобаб. Сухого періоду дерева скидають листя, але є й вічнозелені породи. Протягом вологого періоду розвивається буйна трав'яниста рослинність.

#### 12. Клімат вологого тропічного лісу.

Це зона земної кулі вздовж екватора: екваторіальна Африка, вздовж течії Амазонки, на сході Бразилії, місцями в Центральній Америці, Великі Антильські острови, східна частина о. Мадагаскар, південно-західна Індія, західне узбережжя Індокитаю, півострів Малакка, Великі Зондські острови, Філіпінські острови, Нова Гвінея.

У цьому типі клімату середня річна температура  $24-30^{\circ}\text{C}$ . Річна амплітуда температури  $1-6^{\circ}\text{C}$ . Середня температура найхолоднішого місяця вище  $18^{\circ}\text{C}$ . Нічні мінімальні температури не нижче  $16^{\circ}\text{C}$ . В річному ході температури два максимуми і два мінімуми. Максимуми у період весняного та осіннього рівнодення, а мінімуми – літнього та зимового сонцестояння. На річний хід температури дуже впливає хмарність та опади. Кількість атмосферних опадів досягає 3000 мм. Спостерігається два відносно дощові періоди під час рівнодення, але посушливого періоду немає. Оподи мають зливовий характер з грозами і, як правило, спостерігаються в другу половину дня, коли найбільше розвивається конвекція.

Ростуть тут вічнозелені ліси з ліанами, пальма сагова і кокосова, банани, ананаси, дерево какао, хлібне, кофейне і хінне дерева, каучуконоси тощо.

Класифікація кліматів Л.С. Берга справді проста та зручна. Але вона має дуже великий недолік. Вона стосується лише суходолу, а значно більші площі водної поверхні залишаються поза увагою.

## 8.2. Класифікація кліматів Б.П. Алісова

Це генетична класифікація кліматів, яка пояснює умови їх формування. В основі класифікації є загальна циркуляція атмосфери, що виражається в переважанні повітряних мас певного географічного типу. Б.П. Алісов виділяє сім основних кліматичних поясів (зон): екваторіальний, два тропічних, два помірних та два арктичних (по одному у кожній півкулі). У кожному поясі протягом усього року переважає одна повітряна маса, відповідно екваторіальне повітря тропічне, помірне (або полярне) та арктичне (антарктичне) повітря (мал. 8.1.). Між цими основними поясами Б.П. Алісов виділяє по три перехідні пояси у кожній півкулі. Це пояс екваторіальних мусонів (субекваторіальний), субтропічний та субарктичний (субантарктичний).

Межі поясів визначаються за середнім багаторічним положенням кліматологічних фронтів земної кулі. Так, тропічні пояси обмежуються літнім положенням тропічних фронтів та зимовим положенням полярних фронтів. Тому тут увесь рік переважає тропічне повітря. У субекваторіальному поясі влітку панує екваторіальне повітря і це буде вологий сезон року, а взимку – тропічне повітря і відповідно сухий сезон. Субтропічний пояс простягається між зимовим та літнім положенням полярних фронтів, тому тут взимку переважає полярне повітря, а влітку тропічне. Субарктичний пояс простягається між зимовим та літнім положенням арктичного (антарктичного) фронту і відповідно взимку панує арктичне (антарктичне) повітря, а влітку – полярне. Отже, у перехідних поясах влітку панує повітря південнішого основного поясу, а взимку – північнішого. Відповідно до своїх властивостей повітряні маси і визначають основні властивості клімату поясів, оскільки повітряна маса формується під впливом радіаційного і теплового балансів даної місцевості.

У кожному поясі Б.П. Алісов виділив дві різновидності кліматів, а саме клімат низовин та клімат високих гір. Він сподівався узгодити межі поширення повітряних мас з ландшафтними зонами. У низьких широтах дійсно межі поясів Алісова добре співпадають з ландшафтними зонами, у помірних широтах гірше внаслідок постійної трансформації повітряних мас, а на узбережжі північних морів взагалі не очевидно, що межа тундри є межею поширення арктичного повітря.

У більшості поясів Б.П. Алісов виділяє чотири типи кліматів: материковий (континентальний), океанічний (морський), західних та східних берегів материків. Відмінності між материковим та океанічним кліматами пояснюється впливом відповідної підстильної поверхні, а між кліматом західних та східних берегів материків обумовлюється умовами циркуляції атмосфери та океанічними течіями.

Наводимо коротку характеристику кліматичних поясів Б.П. Алісова.

*Екваторіальний пояс.* Протягом усього року панує екваторіальне повітря. Пасати переносять у бік екватора тропічне повітря, яке уже на підході до екватора трансформується в екваторіальне. Трансформація полягає переважно у його зволоженні на всю товщу тропосфери. Значних відмін між материковим та океанічним типами клімату немає. Найбільше материковий тип проявляється у внутрішній екваторіальній Африці та Південній Америці. Середні місячні тем-

ператури повітря змінюються в межах  $24-28^{\circ}\text{C}$ . Річний максимум не перевищує  $35^{\circ}\text{C}$ , мінімум не нижче  $20^{\circ}\text{C}$ . Добова амплітуда температури  $10-15^{\circ}\text{C}$ , річна  $1-5^{\circ}\text{C}$ . Переважає хмарна погода. Дуже розвинена конвекція, тому опади зливого характеру і досягають  $2000-3000\text{ мм}$ . На схилах гір на острові Ява досягають  $7000\text{ мм}$ , а на схилах г. Камерун більше  $9000\text{ мм}$ . Дуже великий вміст водяної пари у повітрі. Відносна вологість протягом року близько  $85\%$ . Клімат екваторіального поясу Б.П. Алісова відповідає клімату вологого тропічного лісу Л.С. Берга.

*Пояс екваторіальних мусонів (субекваторіальний).* Тут клімат формується під дією сезонних зміщень тропічного фронту, які пов'язані із зміщенням смуги найбільшого нагрівання. Ця смуга влітку розташована північніше екватора, а взимку південніше. Отже, влітку відповідної півкулі смуга низького тиску віддаляється від екватора і екваторіальний мусон розповсюджується у вищі широти, досягаючи на материках широти  $18^{\circ}$ . Лише на території Індостану та Індокитаю літній мусон досягає Гімалаїв, тобто близько  $30^{\circ}$  пн. ш. Це супроводиться зменшенням добової амплітуди температури, збільшенням хмарності та вологості повітря, випадають значні, в основному зливові, дощі. Під час зимового мусону, який є по суті пасатом, на материках різко зменшується хмарність та вологість повітря, різко зменшується кількість атмосферних опадів, збільшується добова амплітуда температури. Клімат поясу екваторіальних мусонів ніби складається із двох різних самостійних кліматичних режимів.

У материковому типі клімату температура найтеплішого місяця досягає  $32^{\circ}\text{C}$ , а найхолоднішого  $16^{\circ}\text{C}$ . У річному ході температури виділяється два максимуми (навесні та восени) і два мінімуми (взимку та влітку). Основним є зимовий мінімум. Весна – спекотна і суха пора року. Сонце у цей час досягає зеніту і нещадно палить, річки висихають, земля розтріскується, а дерева скидають листя. Опади щороку в середньому не перевищують  $1500-2000\text{ мм}$ , а на північній межі поясу зменшуються місцями до  $300-400\text{ мм}$  і випадають в основному влітку в другій половині дня з грозами. На навітряних схилах гір кількість опадів збільшується до  $4000-5000\text{ мм}$ , а в Чарапунджі  $10902\text{ мм}$ . Клімат екваторіальних мусонів відповідає клімату саван.

Океанічний тип клімату поширюється приблизно до  $12^{\circ}$  широти в обох півкулях. Тут немає таких різких сезонних контрастів. Температура повітря  $24-26^{\circ}\text{C}$ . Літо вологіше і на  $2-3^{\circ}\text{C}$  тепліше від зими. Опади частіше тут спостерігаються вночі.

Клімат західних та східних берегів материків у цьому поясі відрізняється мало, але на західних берегах зима сухіша, ніж на східних, де на гористих берегах випадає досить багато опадів. Тому на західних берегах переважають савани, а на східних – вологі екваторіальні ліси.

*Тропічний пояс.* Тут протягом року панує тропічне повітря, яке формується в субтропічних антициклонах над океанами та в малоградієнтних баричних депресіях термічного походження над материками. У тропічному поясі, як і в екваторіальному, адвекція не має суттєвого значення.

У кліматі материкового типу температура найтеплішого місяця досягає  $30-32^{\circ}\text{C}$ , найхолоднішого  $10-20^{\circ}\text{C}$ , а абсолютний максимум  $58^{\circ}\text{C}$ . Середня річна

амплітуда температури повітря близько  $20^{\circ}\text{C}$ . Середня добова амплітуда повітря також близько  $20^{\circ}\text{C}$ , в окремі дні вона досягає  $40^{\circ}\text{C}$ , а добова амплітуда температури піщаної поверхні інколи перевищує  $80^{\circ}\text{C}$ . Опадів тут менше 250 мм, в окремих місцях їх буває кілька десятих міліметра і вони не випадають роками. Відносна вологість повітря влітку менша 30 %. Інколи сюди проникають глибокі циклони, що викликає піщані бурі виключної сили. При цьому температура повітря підвищується до  $45\text{-}50^{\circ}\text{C}$ , а відносна вологість зменшується до кількох відсотків. Це клімати внутрішньоматерикових пустель. Зимою при особливо потужних вторгненнях холодного повітря можливе зниження температури нижче  $0^{\circ}\text{C}$  і випадання снігу в Сахарі.

В океанічному тропічному кліматі майже весь радіаційний баланс витрачається на випаровування води. Тому тут малі річні й добові амплітуди температури і велика вологість повітря. За цими характеристиками клімат наближається до екваторіального. Відрізняється від нього малою хмарністю. Температура найтеплішого місяця близько  $28^{\circ}\text{C}$ , найхолоднішого  $20^{\circ}\text{C}$ . Вологість повітря близько 80 %. Добре виражені вітри пасати.

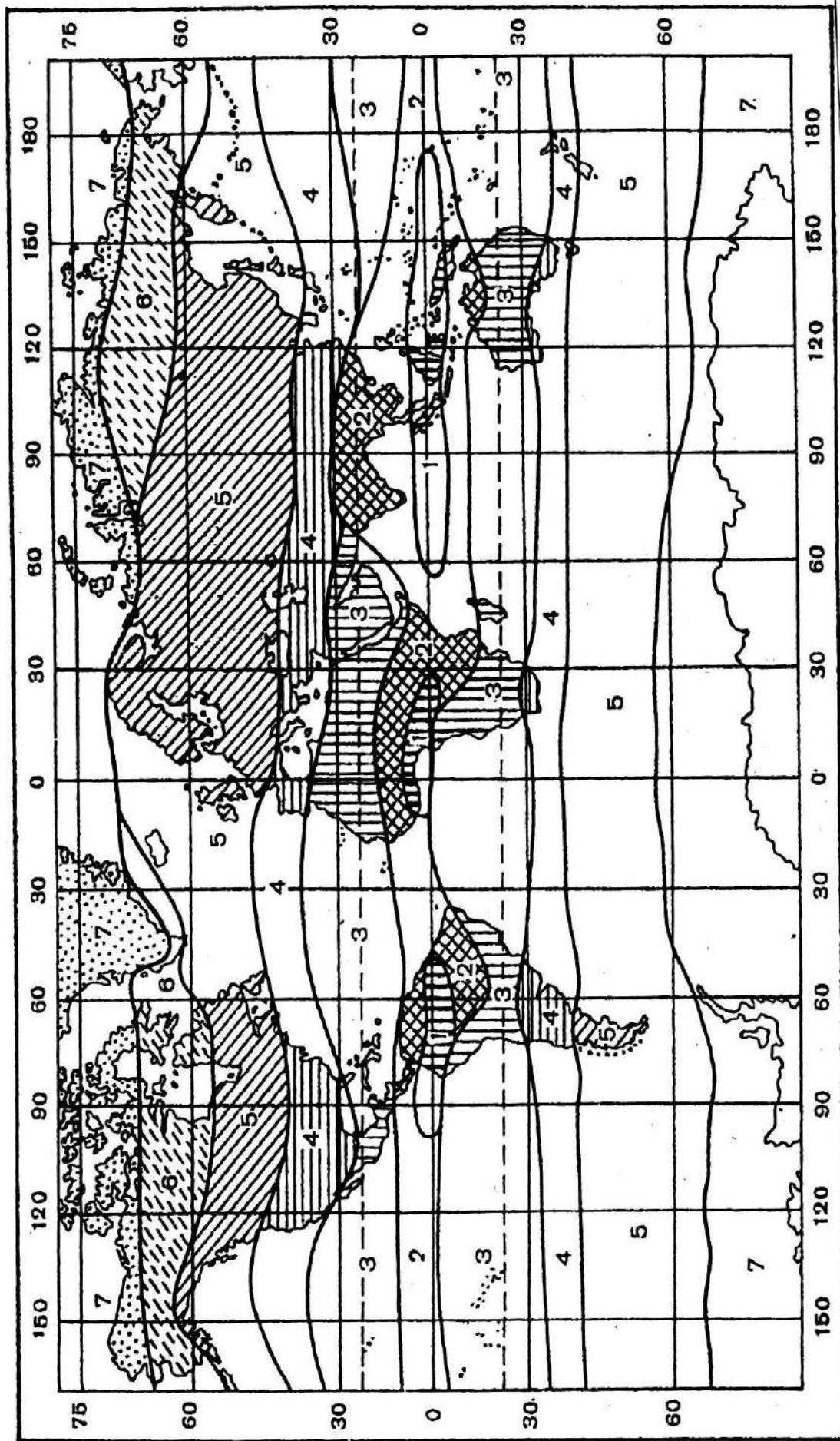
Клімат західних берегів материків. Формується на східній периферії субтропічних антициклонів у зоні пасатів та під впливом холодних океанічних течій. Температура повітря для тропічних широт дуже низька. Середня температура найтеплішого місяця близько  $20^{\circ}\text{C}$ , найхолоднішого  $16^{\circ}\text{C}$ . Вологість повітря 80-90 %, опадів менше 100 мм, а місцями взагалі кілька міліметрів. Це своєрідний клімат прибережних вологих пустель: західне узбережжя Сахари, Наміб, Атакама, південь Каліфорнії. Місцеві рослини використовують воду крапельок туманів, які тут бувають часто. Тут часто виникають сильні бризи, особливо вдень. Тому відносна вологість повітря на узбережжі навіть вдень не опускається нижче 65-70 %.

Тропічний клімат східних берегів материків. Відрізняється від західних мусонною циркуляцією. Температура найтеплішого місяця близько  $26^{\circ}\text{C}$ , найхолоднішого  $18^{\circ}\text{C}$ . Пасатна інверсія тут менше виражена і часто розташована вище рівня конденсації. Тому кількість опадів досягає 1000 мм і випадають вони переважно влітку. Тут ростуть тропічні ліси.

*Субтропічний пояс.* Влітку тут панує тропічне повітря, а взимку повітря помірних широт. Взимку фронт помірних широт (полярний) зміщується на південь, тому в субтропічному поясі часто проходять циклони і відбувається вторгнення холодного повітря з різкими похолоданнями. Майже щорічно випадає сніг, але сніговий покрив не утворюється. Влітку над океанами розширюються субтропічні антициклони, фронт помірних широт зміщується на північ, тому шляхи циклонів пролягають значно північніше. Отже, тут добре виражені сезонні зміни погоди.

Материковий тип. Літо сухе, спекотне, зима відносно волога, нестійка. Середня температура найтеплішого місяця перевищує  $30^{\circ}\text{C}$ , найхолоднішого переважно  $4\text{-}8^{\circ}\text{C}$ . Річна кількість опадів близько 500 мм, в окремих місцях менше 300 мм. На навітряних схилах гір опадів у 4-5 разів більше, ніж на рівнинах.





Мал. 8.1. Схематична карта широтних кліматичних поясів (зон) Б.П. Алісова

1 – екваторіальний, 2- субекваторіальний (екваторіальних мусонів), 3 – тропічний, 4 – субтропічний, 5 – помірний, 6 – субарктичний (субантарктичний), 7 – арктичний (антарктичний)

Океанічний тип клімату. Тут рівномірний річний хід температури: влітку 18-20<sup>0</sup> С, зимою – близько 12<sup>0</sup> С. Кількість опадів досягає 1000 мм і випадають вони переважно взимку. У цей же час часто бувають сильні вітри.

Клімат західних берегів. Характеризується сухим, сонячним та спекотним літом і відносно теплою дощовою погодою. Цей тип клімату називається середземноморським. Влітку переважає безхмарна погода, характерна східній периферії субтропічних антициклонів. Середня температура найтеплішого місяця 26-28<sup>0</sup> С, найхолоднішого переважно 10-12<sup>0</sup> С. Річна кількість опадів 400-800 мм, а на навітряних схилах гір навіть більше 4000 мм. Основна частина їх випадає взимку.

Клімат східних берегів материків. Клімат тут мусонний. Спостерігається холодна для субтропіків суха зима і спекотне вологе літо. Середня температура найтеплішого місяця 25-30<sup>0</sup> С, найхолоднішого -4-6<sup>0</sup> С. Оподи переважно влітку, щороку випадає близько 600-800 мм. Вологість повітря влітку 80-85 %, переважно хмарна погода.

*Помірний пояс.* В помірних широтах визначальне значення у формуванні клімату має циклонічна діяльність. Вона обумовлює міжширотний обмін повітряних мас. У тропічних широтах найважливіше значення у формуванні клімату має трансформація повітряних мас, а в помірних різко збільшується значення адвекції. Результатом цього є різкі зміни як окремих метеорологічних величин, так і погоди в цілому. У зволоженні помірних широт головне значення мають фронтальні оподи і значно менше оподи термічної конвекції.

Континентальний тип клімату. Характеризується холодною сніжною зимою та теплим літом. Зимою в середині материків часто формуються антициклони з малохмарною морозною погодою. Середня температура найтеплішого місяця на різних широтах 10-24<sup>0</sup> С, найхолоднішого від -2-3<sup>0</sup> С до -30-40<sup>0</sup> С. Тут річна амплітуда температури повітря досягає 50-60<sup>0</sup> С. Річна кількість опадів 300-600 мм. Переважають літні оподи. У відповідності із зволоженням території ландшафти змінюються від вологої тайги на півночі до напівпустель і навіть пустель на півдні.

Океанічний тип клімату. Формується під впливом інтенсивної циклонічної діяльності, тому погода надзвичайно мінлива. Температура найтеплішого місяця 8-12<sup>0</sup> С, найхолоднішого 0-6<sup>0</sup> С. Кількість атмосферних опадів понад 1000 мм і вони випадають досить рівномірно протягом року. Велика швидкість вітру над океанами – “ревучі сорокові широти”.

Клімат західних берегів материків. Формується під впливом адвекції, тобто перенесення вологого океанічного повітря протягом усього року. Середня температура найтеплішого місяця 15-19<sup>0</sup> С, найхолоднішого – трохи вище 0<sup>0</sup> С. Річна кількість опадів близько 600 мм на рівнинах та понад 2000 мм на навітряних схилах. Спостерігається рівномірний розподіл опадів протягом року.

Клімат східних берегів. Добре виражений мусонний характер клімату. Зимою вздовж східної периферії Азіатського антициклону холодне сибірське повітря переноситься на океан, а влітку океанічне на материк. Така ж циркуляція і на сході північної Америки. Холодні течії вздовж східних берегів знижують температуру влітку. Температура найтеплішого місяця 10-16<sup>0</sup> С, найхолод-

нішого  $-16-20^{\circ}\text{C}$ . Річна кількість опадів 500-700 мм, на схилах гір до 2000 мм. Близько 70 % опадів випадають влітку. Весною та на початку літа часто спостерігаються тумани.

*Субарктичний (субантарктичний) пояс.* В субарктичному поясі спостерігається материковий та океанічний типи клімату, а в субантарктичному лише океанічний.

Материковий тип клімату. Тут влітку переважають північні вітри, бо циклони проходять південніше, а зимою – південні. Спостерігається холодна тривала зима і відносно тепле коротке літо. Середня температура найтеплішого місяця  $10-17^{\circ}\text{C}$ , найхолоднішого  $-40-50^{\circ}\text{C}$ . Річна амплітуда температури у північно-східній Якутії досягає максимального для земної кулі значення –  $65^{\circ}\text{C}$ . Річна кількість опадів 200-300 мм.

Океанічний тип клімату. Зимою тут панує морське арктичне повітря, влітку морське повітря помірних широт. Спостерігається інтенсивна циклонічна діяльність протягом усього року, особливо у південній півкулі. Зима відносно тепла, літо прохолодне. Температура найтеплішого місяця  $4-8^{\circ}\text{C}$ , найхолоднішого  $-8-16^{\circ}\text{C}$ . Річна амплітуда температури не більше  $20^{\circ}\text{C}$ . Річна кількість опадів 200-500 мм і випадають вони рівномірно. Зимою часто бувають сильні вітри.

*Арктичний (антарктичний) пояс.* Протягом усього року зберігається крижаний і сніговий покрив. Середні температури зимових місяців відрізняються мало і найхолоднішим місяцем може бути будь-який із них. Добовий хід температури  $1-2^{\circ}\text{C}$ . Часто спостерігається інверсійний тип розподілу температури через вихолодження від підстильної поверхні та низхідні рухи повітря в антициклонах.

Материковий тип клімату найкраще виражений в Антарктиді та Гренландії. Дуже важливою характеристикою клімату є сильний вітер. Середня швидкість стокових вітрів на окраїнах Антарктиди досягає 15 м/с, а в окремих випадках 90 м/с. Ширина зони стокових вітрів Антарктиди досягає 600-800 км. Середня температура найтеплішого місяця в центральних районах Антарктиди  $-30-35^{\circ}\text{C}$ , в Гренландії близько  $-15^{\circ}\text{C}$ , найхолоднішого в Антарктиді близько  $-70^{\circ}\text{C}$ , в Гренландії  $-55^{\circ}\text{C}$ . Річна кількість опадів на островах Арктики 100-200 мм, Антарктиди 60-80 мм. Крім слабких циклонічних опадів тут при низьких температурах випадають окремі кристали льоду при ясній погоді. На поверхні снігу часто бувають відклади інею. Оподи та сублимація водяної пари на поверхні снігу перевищують випаровування.

Океанічний тип клімату спостерігається в Північному Льодовитому океані. Головною статтею надходження тепла в Арктиці є тепло океанічних вод, яке проникає через товщу криги і через розриви в ній. Доказом цього є те, що в Арктиці морози значно менші, ніж на материку. Середня температура найтеплішого місяця близько  $0^{\circ}\text{C}$ . Влітку під дією сонячної радіації лід частково тане. Температура найхолоднішого місяця в центрі Арктики близько  $-36^{\circ}\text{C}$ . Тут буває щомісяця 15-20 днів з опадами. Але через малий вміст вологи в повітрі опадів усього 100-200 мм, на периферії Арктики до 300 мм.

## 9. Мікроклімат та методи його дослідження

Мікроклімат – це місцеві особливості клімату, зумовлені неоднорідністю будови підстильної поверхні. В державних стандартах на терміни з кліматології (2001) це визначення трохи уточнено, але суть залишилась та ж: мікроклімат – це клімат приземного шару повітря обмеженої території.

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 тери-

торії можуть впливати на розподіл висоти снігового покриву, швидкість вітру, швидкість танення снігу, повторюваність та інтенсивність приморозків, тривалість розвитку рослин тощо.

### **9.1. Методи дослідження мікроклімату**

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.

Мікрокліматичні спостереження відносно короткочасні. Тому матеріали спостереження детально аналізують окремо при різних типах погоди. Основними типами погоди є такі:

- 1) ясно, тихо (хмарність 0-2 бали, вітер 0-2 м/с);
- 2) ясно, вітряно (хмарність 0-2 бали, вітер 3 м/с і більше);
- 3) змінна хмарність, тихо (хмарність 3-7 балів, вітер 0-2 м/с);
- 4) змінна хмарність, вітряно (хмарність 3-7 балів, вітер 3 м/с і більше);
- 5) хмарно, вітряно (хмарність 8-10 балів, вітер 3 м/с і більше).

Отже, в результаті мікрокліматичних досліджень ми отримуємо відмінності метеорологічних величин при різних типах погоди.

У попередньому розділі ми вже розглядали місцеві особливості клімату під впливом рослинності. У наступному розділі розглянемо місцеві зміни клімату під впливом меліоративних та агротехнічних заходів. Тут ми розглянемо місцеві особливості клімату міст.

## 9.2. Мікроклімат міста

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  $4^{\circ}\text{C}$  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  $1^{\circ}\text{C}$  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.

#### Питання для самоперевірки

1. Завдання класифікації кліматів.
2. Перші класифікації кліматів.
3. Описові класифікації. Класифікація кліматів В.Кеппена.
4. Класифікація кліматів Л.С.Берга.
5. Характеристика кліматичних зон Л.С.Берга.
6. Класифікація кліматів Б.П.Алісова.
7. Характеристика кліматичних зон (поясів) Б.П.Алісова.
8. Мікроклімат, мезоклімат.
9. Методи дослідження мікроклімату.
10. Мікроклімат великих міст.

## 10. 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 р.р. 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 р.р. замерзав Босфор, в 1709 р. знову замерзало Адріатичне море, правда цього разу в основному біля берегів. Найближчими до нас суворими зимами були 1953-54 р.р., 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 р.р. 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.

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



століття. Виділяють періодичні коливання клімату, що повторюються через рівні проміжки часу.

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.

## **10.1. Ознаки різних типів клімату минулого**

### **10.1.1. Ознаки теплого клімату**

Це потужні відклади солі. Для утворення відкладів солі необхідне інтенсивне випаровування. Інтенсивне утворення відкладів солі зараз відбувається в аридних зонах з високою температурою, де випаровуваність у 2,5-3 рази перевищує кількість опадів. Отже, потужні відклади солі у Білоруському Поліссі чи на Уралі свідчать про те, що в минулі геологічні епохи там був теплий сухий клімат.

Відклади каоліну і особливо бокситів – ознака не лише спекотного, але й вологого клімату. Це продукти хімічного вивітрювання алюмосилікатів. Зараз найбільше хімічне вивітрювання спостерігається в умовах спекотного вологого клімату.

Важливою ознакою теплого клімату є потужні товщі морських вапняків – кальциту та доломіту. Справа в тому, що у теплих водах Світового океану малий вміст вуглекислого газу, тому вода насичується вапном і вуглекислий кальцій випадає в осад. У холодній воді є великий вміст CO<sub>2</sub>, тому карбонати кальцію розчиняються і відкладів немає. Про це ж саме свідчать і відклади фосфоритів.

Дуже важливою ознакою теплого клімату є коралові рифи. Зараз колонії коралів існують лише в теплих мілководних морях з температурою води 21-22<sup>0</sup> С від 30<sup>0</sup> пн. ш. до 30<sup>0</sup> пд. ш. Але викопні коралові рифи знайдено в Англії, Скандинавії та в інших високих широтах. Зрозуміло, що колонії коралів не могли тут існувати при нинішньому кліматі.

Надійною ознакою теплого клімату є викопна флора і фауна. Це перш за все багатство видів і великі розміри дерев, плодів і листя. В тропічних широтах Південної Америки зараз нараховується близько 40 тис. видів рослин, у Середній Європі 1100 видів, на півночі Євразії лише 250-350 видів. Найхарактернішим представником тропічного лісу є пальма. Межі її природного розповсюдження співпадають з ізотермою 20<sup>0</sup> С. Викопні залишки деревини, листків та плодів пальми зустрічаються у шарах вугілля на півдні Франції, в Середній Європі у тому числі і в Україні.

Про це ж саме свідчить і різноманітність видового складу фауни. В індонезійських морях відомо близько 40 тис. видів морських тварин, у Середземному морі їх уже близько 8 тисяч, а в північних морях лише 1200-1400 видів.

### **10.1.2.Ознаки холодного клімату**

У холодному кліматі переважає фізичне вивітрювання. Це руйнування гірських порід під дією коливання температури, особливо при замерзанні води в тріщинах. Тому у відкладах холодного клімату є велика кількість уламкового матеріалу.

Важливим доказом холодного клімату є зледеніння. Це пов'язані з ним характерні відклади та своєрідні форми ландшафту. При таненні льодовиків утворились характерні відклади без шаруватості, хаотичне включення валунів. Особливо характерними є морени. Зараз викопні морени знайдено в багатьох помірних і навіть у тропічних широтах. Це свідчення холодного клімату цих місць у минулому.

Про зміну льодовикових та міжльодовикових епох свідчать розташування морських терас та висоти снігової лінії. Але ці свідчення ускладнюються наявністю тектонічних рухів земної кори.

На суворість клімату може вказувати викопна флора і фауна. Тут бідний видовий склад рослин. В районах з холодною зимою та прохолодним літом ростуть лише повзуча верба, карликова береза, мох тощо. Південна межа тундри зараз добре співпадає з ізотермою найтеплішого місяця  $10^0$  C. Отже викопні високостовбурні дерева в тундрі свідчать про те, що у відповідну епоху тут була вища температура.

Показником клімату є річні кільця дерев, вони характерні для помірної зони з перервою в рості на зиму і для місць з добре вираженим сухим періодом (савана). В теплому і вологому кліматі річних кілець немає оскільки дерева ростуть безперервно. Малопомітні річні кільця на північній межі поширенні лісу, оскільки щорічний приріст деревини дуже малий.

### **10.1.3.Ознаки сухого клімату**

Це все ті ж відклади солей. На земній кулі виділяють два пояси відкладів солі – на північ та на південь від екватора і вони співпадають з положенням аридних областей. Особливо багато солей відкладається на мілководді, наприклад, Каспійське, Аральське, Мертве моря та Сиваш.

Вчені виявили, що сольові пояси змінювали своє положення від однієї геологічної епохи до іншої. У ранньому палеозої відклади солі утворювались у сучасних високих широтах північної півкулі, у пермський період уже у середніх широтах, а в кінці юрського періоду – соляний пояс наблизився до сучасного.

В сухих кліматах переважає фізичне вивітрювання. Під дією температури виникають тріщини в гірських породах, вони руйнуються, а вітер подрібнює уламки і перетворює їх у пісок, переносить та відкладає у вигляді дюн. Геоморфологічними формами пустель є останці з твердих порід.

У сухих кліматах мало видів рослин і вони мають характерні ознаки. У сучасній Сахарі всього близько 300 видів рослин, як і в субарктичному кліматі. Це ксерофіти з малою поверхнею листя, волохаті, що зменшує транспірацію. В пустелях особливо бідна і фауна.

#### 10.1.4. Ознаки вологого клімату

У вологому кліматі спостерігається інтенсивне хімічне вивітрювання. Продуктами хімічного вивітрювання є каолін, залізні, марганцеві та бокситові руди. Це продукти вологого і досить теплого клімату.

Показовими продуктами вологого клімату є відклади торфу і кам'яного вугілля. Сучасні торф'яні болота в північній півкулі зустрічаються північніше 40<sup>0</sup> пн. ш. у районах з надмірним зволоженням.

Дерев'яниста рослинність добре розвивається також у районах значного зволоження. Зараз деревовидні папороті добре ростуть у Новій Зеландії де місячна температура 15-18<sup>0</sup> С, а опадів 1000-3000 мм. Отже накопичення залишків рослинності у зниженнях рельєфу, з яких утворилось кам'яне вугілля, відбулося в умовах вологого клімату.

Про досить вологий клімат у минулому свідчать розвинена річкова сітка в сучасних пустелях, заглибини з терасами, тобто сліди давніх озер. Раніше в Сахарі були численні повноводні річки, більші ніж Рейн чи Луара, в басейні яких зараз випадає 800-1000 мм опадів. За свідченням геологів понад 600 тис. років тому Сахара була квітучим родючим краєм.

#### 10.2. Про 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<sup>0</sup> пн. ш., а в Європі до 50<sup>0</sup>. 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.<sup>2</sup>. 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<sup>0</sup> С. 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 1-3<sup>0</sup> 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 2-4<sup>0</sup> С вищі, а липневі на 1-3<sup>0</sup> 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.

### **10.3. Про коливання клімату в 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 загально визнані.

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 року 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, погірши-

лись 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 ХІХ ст.. Усе ж таки під час цього підвищення температури в ХVІІ ст.. крижаний покрив Гренландії відкрив городища та могильники 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.

#### 10.4. Сучасні коливання клімату

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.

## 10.5. Гіпотези, що пояснюють зміни клімату Землі

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.

### 10.5.1. 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 витянутості 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  $22^{\circ}$  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.

### 10.5.2. 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 19 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  $-7^{\circ}\text{C}$ , тобто на  $21^{\circ}$  нижчою, ніж зараз. Подвоєння вмісту  $\text{CO}_2$  могло б підвищити середню річну температуру до  $18^{\circ}\text{C}$ .

Отже, теплі періоди в історії Землі пояснювали великим вмістом  $\text{CO}_2$  в атмосфері, а холодні – малим. Але чергування льодовикових і міжльодовикових епох під час четвертинного зледеніння пояснити важко, оскільки невідомі причини можливої зміни вмісту  $\text{CO}_2$  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  $18\text{ км}^3$  пилу та попелу, а вулкан Катмаї (Аляска) в 1912 р. – близько  $21\text{ км}^3$ . Дрібний пил та попел може зберігатись в атмосфері протягом кількох років.

Після виверження вулкану Катмаї інтенсивність сонячної радіації в Алжирі зменшилась на 20%. У цей же час коефіцієнт прозорості атмосфери в Ленінградській області зменшився до 0,588, а в серпні навіть до 0,560 замість нормального його значення 0,765.

Докази впливу вулканів на температуру можна продовжити. Так, в 1815 р. вулкан Тамбора на о. Субава (Індонезія) викинув величезну кількість попелу. Його шлейф покрити 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.

У березні 1963 р. стався вибух вулкану Агунг (о. Балі, Індонезія). Уже через кілька місяців в Австралії пряма сонячна радіація зменшилась на 24%, а через рік – на 16%. На станціях Антарктиди пряма сонячна радіація зменшилась на 40%.

У березні-квітня 1982 р. було кілька потужних вивержень вулкану Ель-Чічон (Мексика). Це найбільше виверження протягом 20 ст. Утворилось два шари аерозолу на висотах 18 та 24 км, які потім об'єдналися в один. Хмара аерозолу обійшла земну кулю за 21 день з середньою швидкістю 22 м/с. До 27 червня хмара розширилась від екватора до 30° пн.ш., а невелика її кількість досягла 30° пд.ш. В усіх зонах, які попали під вплив вулкану, температура повітря знизилась на 1-2° С, причому найменше зниження було поблизу екватора.

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.

### 10.5.3. 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.



## 10.6. Вплив людини на клімат

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

### 10.6.1. Навмисний вплив

Розглянемо окремі меліоративні та агротехнічні заходи, за допомогою яких людина може змінювати місцеві особливості клімату обмежених ділянок.

#### 10.6.1.1. Зрошення

Перш за все під впливом зрошення змінюються складові теплового балансу. Сумарна сонячна радіація однакова на усіх ділянках. Але альbedo піску в пустелі становить 25-35 %, а альbedo зрошеного поля з рослинами зменшується до 20 %. На зрошуваних полях різко зменшується ефективно випромінювання через значно нижчу температуру поверхні ґрунту й рослин, а також через більшу вологість приземного шару повітря. Це призводить до збільшення радіаційного балансу зрошеного поля проти пустелі до 40 %. У північних районах степу зміна радіаційного балансу малопомітна.

Під впливом зрошення змінюються витрати тепла на різні процеси. Так, на зрошуваному полі бавовника до 87 % тепла витрачається на випаровування води, у той же час у напівпустелі стільки ж тепла йде на турбулентний теплообмін ґрунту з повітрям. У зв'язку з цим під впливом зволоження ділянки у першу чергу знижується температура ґрунту (табл. 10.1)

Табл. 10.1. Різниця температури ґрунту вдень між зрошуваними та незрошуваними полями.

Зона	Різниця $t^{\circ}$	
	Поверхня ґрунту	На глибині 20 см
Лісостеп	-15	-3
Південні райони степу	-20	-4
Напівпустеля	-25	-6
Південні райони пустелі	-30	-8

На півдні пустелі зниження температури поверхні ґрунту на зрошуваному полі вдвічі більше, ніж у Лісостепу. Під впливом зрошення змінюється також температура й вологість повітря (табл. 10.2)

Середня добова температура повітря на зрошуваному полі на 1,5-2,4<sup>0</sup>С нижча, ніж на полі без зрошення і на 3,4-5,2<sup>0</sup> С ніж у напівпустелі. Відносна вологість повітря збільшується відповідно на 14-23 % та 25-43 %. Метеорологічний режим полів із зрошенням найбільше змінюється вдень, найменше вночі та при хмарній погоді. Суттєві відмінності метеорологічного режиму спостерігаються протягом 7-8 днів після зрошення. Крім того, зменшується кількість днів з небезпечними явищами погоди. Так, у липні-серпні на зрошуваному полі було 2 дні з суховіями та 19 днів з температурою повітря вище 30<sup>0</sup> С, а на полі без

зрошення було 20 днів з суховіями та 32 дні з дуже великою спекою. Чим сухіший і тепліший клімат району, тим більший вплив зрошення на мікроклімат приземного шару повітря.

Таблиця 10.2. Зміна метеорологічного режиму під впливом зрошення

Ділянка	Середня добова температура						Середня добова відносна вологість повітря (%) на висоті (см)		
	Грунту на глибині (см)			Повітря на висоті (см)					
	0	10	20	20	50	150	20	50	150
Напівпустеля	38,3	35,1	33,5	29,8	29,6	29,4	31	32	31
Поле бавовнику: а) без зрошення	29,4	27,6	27,5	26,7	26,9	27,5	52	50	42
б) зрошуване	25,4	25,1	25,0	24,6	24,5	26,0	74	73	56

Отже, при зрошенні рослини не лише забезпечуються вологою, а й поліпшуються метеорологічні умови для їх росту та розвитку.

#### 10.6.1.2. Осушення

На осушених болотах радіаційний баланс вдень на 10-12 % більший, ніж на суходолі. Це пов'язано із зменшенням ефективного випромінювання добре розвиненим рослинним покривом. На цій ділянці витрати тепла на випаровування води становлять близько 80 % від радіаційного балансу у той же час як на суходолі 35-60 %.

Осушені торф'яники мають малу теплопровідність, тому разом з великими витратами тепла на випаровування дуже охолоджуються протягом ночі. Це призводить до того, що мінімальна температура вночі на торф'яниках на 3-4<sup>0</sup> С нижча, ніж на суходолі і тому збільшуються добові амплітуди температури. Усе ж таки середні добові температури повітря на осушених ділянках на висоті 150 см на 0,3-0,6<sup>0</sup> С нижчі, ніж на суходолі. В середині рослинного покриву ця різниця збільшується. Тому й вегетація сільськогосподарських культур на цих ділянках затягується на 3-6 днів.

Через збільшення імовірності приморозків на осушених ділянках зменшується тривалість безпомозного періоду. На слабо осушених мінералізованих болотах безморозний період скорочується на 7 днів. На добре осушених болотах після збирання врожаю, коли немає рослинного покриву, можуть виникати пилові бурі місцевого масштабу, яких до осушення не могло бути.

#### 10.6.1.3. Будівництво ставків та водосховищ

Під впливом ставків та водосховищ мікроклімат змінюється над самими водоймами та в досить вузькій зоні узбережжя. Радіаційний баланс водної поверхні збільшується до 30 %. Збільшуються витрати тепла на випаровування. У зоні достатнього зволоження річна амплітуда температури майже не змінюється. Влітку та восени над водоймами дещо тепліше, весною холодніше.

У зоні недостатнього зволоження ці водойми знижують температуру повітря влітку за рахунок більшого випаровування, тому й зменшується річна амплітуда температури повітря. Найбільші зміни спостерігаються на підвітряному березі. Вплив водосховищ нівелюється пропорційно логарифму відстані від берега (табл. 10.3, 10.4.)

Таблиця 10.3. Середні місячні різниці температури повітря між узбережжям (Черкаси) і суходолом на різній відстані від Кременчуцького водосховища (°С)

Місяць (час)	Відстань (км)							
	0,0	0,1	0,3	0,5	1,0	3,0	5,0	10,0
Квітень (15 год)	-3,1	-1,3	-1,0	-0,8	-0,8	-0,5	-0,4	-0,2
Липень (15 год)	-2,4	-1,0	-0,8	-0,7	-0,5	-0,4	-0,2	-0,1
Жовтень (3 год)	3,9	1,6	1,1	1,0	0,9	0,6	0,5	0,3

В середньому за місяць помітний вплив Кременчуцького водосховища на температуру й вологість повітря у районі Черкас розповсюджується углиб суходолу на відстань до 10 км.

Таблиця 10.4. Середні місячні різниці парціального тиску водяної пари між узбережжям (Черкаси) та суходолом на різній відстані від берега Кременчуцького водосховища (гПа)

Місяць (час)	Відстань (км)							
	0,0	0,1	0,3	0,5	1,0	3,0	5,0	10,0
Квітень (15 год)	1,7	0,8	0,7	0,5	0,4	0,3	0,1	0,0
Липень (15 год)	5,6	2,6	2,1	1,8	1,6	1,1	0,9	0,5
Жовтень (3 год)	2,9	1,4	1,2	1,0	0,9	0,6	0,5	0,4

Із таблиць видно, що вже у жовтні Кременчуцьке водосховище тепліше, ніж суходіл. Найпомітніше збільшення вмісту водяної пари в повітрі поблизу водосховища спостерігається в середині літа.

В умовах сухого спекотного клімату в Середній Азії охолоджуючий вплив великого водосховища розповсюджується на відстань 10-20 км. Тут же вміст водяної пари в повітрі збільшується до 4 гПа і цей ефект спостерігається на відстані до 50 км від водосховища.

В середньому за рік берег водосховища вдень на 0,8 °С холодніший, а вночі на 0,5 °С тепліший. Це призводить до формування бризової циркуляції при антициклональній погоді. У зв'язку із зменшенням шорсткості водної поверхні над водосховищами і на узбережжі швидкість вітру збільшується в середньому на 30 %, а в окремих випадках навіть в 1,6 рази.

Ставки – це дуже малі водосховища. Тому вплив цих водойм помітний лише на відстані десятків метрів.

#### 10.6.1.4. Створення полезахисних лісових смуг

Лісові смуги зменшують швидкість вітру на полях і завдяки цьому сніг не здувається з полів, зменшується видування поверхневого шару ґрунту та стікання води з полів. Усе це сприяє покращенню водного та термічного режиму на полях.

Полезахисні лісові смуги, як правило, складаються із двох рядів високо-рослих дерев. Вони повинні бути продувними. Проміжки між кронами дерев повинні збільшуватись внизу і зменшуватись у верхній частині смуги. Ефективна дія лісосмуги поширюється на 20-30 її висот до смуги та 40-50 висот за смугою і залежить від кута між смугою і вітром. Коли лісосмуга густа (не продувна), то в ній і вздовж неї протягом зими утворюються замети значної висоти, які весною довго тануть і затримують сільськогосподарські роботи на прилеглих полях.

На полях з лісосмугами весь сніг залишається на місці. Тому весною після танення снігу запаси продуктивної вологи в ґрунті на цих полях на 40-50 мм більші, ніж на полях без лісосмуг. Це сприяє значному підвищенню врожайності сільськогосподарських культур.

Лісосмуги сприяють ефективному використанні вологи з ґрунту. Внаслідок зменшення швидкості вітру зменшується турбулентне перемішування повітря і у зв'язку з цим зменшується випаровування води рослинами, відносна вологість повітря між рослинами на 10-15 % більша, ніж на відкритих полях.

За цієї ж причини дещо змінюється і термічний режим повітря. Тут вдень температура повітря підвищується на один градус, а вночі знижується, що призводить до збільшення добової амплітуди температури. У той же час зменшується кількість днів із суховіями та зменшується інтенсивність пилових бур.

#### **10.6.1.5. Затримання снігу та талої води на полях**

Цей засіб ефективний у разі відсутності полезахисних лісових смуг. Для затримання снігу на полях використовують різні щити, огорожі, куліси, ряди високостебельних рослин (кукурудза, соняшник тощо). Використовують і сам сніг, коли за допомогою снігорозорювачів створюють вали із снігу, які затримують свіжовипавший сніг.

Експериментально встановлено, що в умовах України ряди високостебельних рослин слід залишати на зиму через кожні 11-14 м. На такому полі середня висота снігового покриву становить 41 см, а на полі без снігозатримання – усього 12 см. Це створює сприятливий температурний режим ґрунту. Мінімальна температура на глибині вузла куцїння рослин (3 см) не опускається нижче  $-15^{\circ}\text{C}$ , а на полях без затримання снігу вона удвічі нижча. Глибина промерзання ґрунту також втричі менша.

Крім того, весною після танення снігу запаси продуктивної вологи в метровому шарі ґрунту на полі з затриманням снігу на 50 мм більші. Це дає можливість рослинам випаровувати більше вологи. В результаті мікроклімат поля із затриманням снігу протягом весняно-літнього періоду помітно відрізняється.

Ефективним є також затримання на полях талої води весною. Досвід показує, що середньому щорічно весною з полів стікає шар води товщиною 50-80 мм, особливо на північному сході України. Збільшивши запаси продуктивної вологи в ґрунті за рахунок талої води на 50 мм, ми доб'ємося того ж ефекту, як і при затриманні снігу. Одним із найпростіших засобів затримання талої води є оранка поперек схилу. Просте пристосування до плуга дозволяє одночасно створювати додаткові земляні вали, що посилюють ефект оранки поперек схилу.

#### **10.6.1.6. Збільшення кількості атмосферних опадів шляхом активного впливу людини на атмосферні процеси**

Опади випадають лише із змішаних хмар, тобто хмар, які складаються з крапель води та кристалів льоду. Такі хмари існують при температурі повітря від  $-10^{\circ}\text{C}$  до  $-40^{\circ}\text{C}$ . Краплі води в атмосфері при температурі до  $-10^{\circ}\text{C}$  не замерзають, вони перебувають у переохолоджену стані. Отже, завдання людини – внести кристали льоду у переохолоджену хмару. Зараз для цього використовують тверду вуглекислоту або пари йодистого срібла. Ці реагенти висіваються у верхній частині переохолодженої хмари і в атмосфері утворюється безліч кристаликів льоду.

Отже, людина сприяє утворенню кристаликів льоду в атмосфері, а далі відбувається природний процес сублімації водяної пари на кристалах льоду. Завдяки цьому на кристалах виростають сніжинки, які й випадають із хмар. Якщо під хмарами температура вище  $0^{\circ}\text{C}$ , то сніжинки тануть і випадає дощ. Цим же методом можна розсіяти низькі хмари над аеродромом, чи тумани. За допомогою цих же реагентів можна захистити врожай цінних сільськогосподарських культур від знищення їх градом. Отже, методами активного впливу на хмари і тумани можна дещо змінювати метеорологічний режим місцевості. Такі виробничі експерименти проводились багато років у Дніпропетровській області. Правда, поки що широко використовувати у виробництві ці методи економічно не вигідно.

Слід ще раз підкреслити, що усі ці заходи дозволяють вплинути на місцеві особливості клімату і не у змозі вплинути на клімат Землі. На думку вчених це твердження справджується і в тому випадку, коли такі чи подібні заходи будуть застосовуватись на території порядку сотень мільйонів гектарів.

#### **10.6.2. Ненавмисний вплив**

Ненавмисний вплив є побічним результатом господарської діяльності людини. У минулому людина у великих масштабах змінювала особливості земної поверхні знищуючи ліси, розорюючи землі для вирощування врожаю сільськогосподарських культур. Масштаби розорювання земель в Україні найбільші у світі – близько 75 % площі. Решту площі займають поселення, ліси, дороги тощо.

До масового розорювання степів там буяла трав'яниста рослинність і створювалась м'яка подушка на поверхні ґрунту, в результаті чого поверхневий стік був дуже малий, вся вода атмосферних опадів засвоювалась ґрунтом і рослини поступово використовували її протягом літа, було багато джерел. Після розорювання полів різко збільшився поверхневий стік. Після танення снігу чи великих дощів більшість води зразу стікає в річки, в результаті чого різко зменшились витрати тепла на випаровування і збільшились витрати тепла на нагрівання повітря. Це може бути однією з причин підвищення температури повітря з кінця 19 століття. Крім того, негативними наслідками суцільного розорювання є те, що величезна кількість джерел зникла, збільшилась кількість днів з суховіями та пиловими бурями.

Починаючи з 20 ст. людина стала виробляти багато енергії і викидати в атмосферу величезну кількість різноманітних відходів, які впливають на клімат.

Ненавмисний вплив, на відміну від навмисного може суттєво впливати на клімат Землі. Розглянемо основні напрямки такого впливу.

### 10.6.2.1. Зміна газового складу атмосфери

Це найпотужніший чинник глобальної зміни клімату, оскільки іде мова про парникові гази. Внесок різних парникових газів у створення парникового ефекту такий (табл. 10.5)

Таблиця 10.5. Внесок парникових газів у створення парникового ефекту.

Парниковий газ	Водяна пара	Вуглекислий газ	Озон	Закис азоту	Метан	З'єднання сірки, галогени, хлорофторметан тощо
Його внесок, %	62,0	21,7	7,2	4,2	2,4	2,5

Головним парниковим газом є водяна пара, але людина поки що помітно не впливає на її вміст в атмосфері. Головну увагу вчені звертають на збільшення вмісту в атмосфері вуглекислого газу та метану. Щорічно людство викидає в атмосферу близько 8 млрд. тонн вуглецю. З них 6,5 млрд. т внаслідок використання викопного палива і 1,5 млрд. т – за рахунок спалювання лісів. Океан та рослинний покрив засвоюють близько половини цього вуглецю. Решта накопичується у повітрі (табл. 10.6.)

Таблиця 10.6. Збільшення вмісту вуглекислого газу в атмосфері.

Рік	1880	1958	1978	1988	1990	1998	2001	2005
Кількість часток газу в 1 млн часток повітря	280	315	328	355	352	365	370	379

При збереженні нинішніх темпів накопичення, до кінця 21 ст. концентрація CO<sub>2</sub> в атмосфері може зрости на 200-600 одиниць. Вміст метану також помітно збільшується (табл. 10.7.)

Таблиця 10.7. Збільшення вмісту метану в атмосфері

Рік	1850	1957	1998	2005
Кількість часток газу в 1 млн часток повітря	0,7	1,2	1,75	1,77

Збільшення вмісту озону в атмосфері нам не загрожує, скоріше навпаки. Інші парникові гази у наш час ще мало вивчені, їхній сумарний вклад у створення парникового ефекту незначний. Взагалі вважається, що за рахунок промислових викидів кількість вуглекислого газу в атмосфері за останні 100 років збільшилась на 35 %. При цьому температура земної кулі підвищилась уже на 0,5<sup>0</sup> С. При подальшому прогнозованому його збільшенні температура земної кулі на кінець 21 ст. може підвищитись на 1,5-2,5<sup>0</sup> С. Це середнє для земної кулі підвищення температури. Але найбільше підвищення очікується у високих широтах. Тут воно може бути удвічі-утричі більшим від середнього. Це може мати великі екологічні наслідки. Слід відмітити, що є вчені, які заперечують однозначний великий вплив збільшення вмісту CO<sub>2</sub> в атмосфері на підвищення її температури. Це підтверджується тим, що у другу половину голоцену була дуже

мала залежність зміни температури від природного коливання вмісту  $\text{CO}_2$  в атмосфері. Правда, це може бути наслідком неточності наших знань про коливання вмісту  $\text{CO}_2$  в атмосфері за останні тисячі років, які ми отримуємо із складу повітря у бульбашках великих товщ криги в Арктиці та Антарктиді. Крім того, на початку 30-х років температура повітря уже підвищувалась на  $0,6^{\circ}\text{C}$ , хоч значного збільшення вмісту вуглекислого газу тоді ще не було, а після цього температура повітря знову знижувалась.

#### **10.6.2.2. Збільшення вмісту аерозолів**

Аерозолі – це тверді і рідкі домішки, які є завжди в атмосфері. Ми вже говорили про те, що 16 % домішок в атмосфері є аерозолями антропогенного походження. Це є наслідком інтенсивного розвитку техніки та енергетики, особливо протягом останніх 5-6 десятиліть років. Джерелом пилу, який надходить в атмосферу, також є поля сільськогосподарських культур, особливо в районах недостатнього зволоження. Безмежне розорювання полів супроводжується посиленням вітрової ерозії.

Вплив атмосферного аерозолу на клімат дуже складний і неоднозначний. Він залежить від концентрації домішок, їх кольору, розподілу у різних шарах атмосфери та розмірів часток. За оцінками вчених, аерозолі у стратосфері складаються з крапельок сірчаної кислоти природного і антропогенного походження. Воно й не дивно, оскільки за оцінками ООН людство щороку викидає в атмосферу 110 млн тонн оксиду сірки, який є основою формування кислотних дощів, 70 млн тонн оксиду азоту – складова смогу, 180 млн тонн оксиду вуглецю, 70 млн тонн отруйних газів, 700 тисяч тонн фреонів, 500 тисяч тонн свинцю, 100 тисяч тонн різних токсичних хімічних сполук, 10 тисяч тонн ртуті тощо. Усі ці викиди в атмосфері утворюють найрізноманітніші сполуки.

За оцінками вчених, домішки в атмосфері зменшують прозорість атмосфери і зменшують надходження сонячної радіації до земної поверхні. Тому дрібні домішки з діаметром  $0,05-1,3$  мкм, які зосереджені у стратосфері, можуть призвести до зниження температури поблизу поверхні Землі на  $0,6^{\circ}\text{C}$ . Аерозолі більших розмірів сприяють підвищенню температури на  $0,1^{\circ}\text{C}$ . Отже, для точної кількісної оцінки ролі антропогенних аерозолів у формуванні клімату ще потрібні дослідження. На сьогодні вони зменшують парниковий ефект і захищають Землю від глобального потепління.

#### **10.6.2.3. Збільшення виробництва промислової енергії**

Людство постійно збільшує виробництво промислової енергії. Темпи цього зростання становлять 3-5 % щорічно. Вся промислова енергія врешті решт перетворюється на тепло. Основна частина цього тепла є додатковим джерелом підвищення температури нашої планети. Зараз кількість цього додаткового тепла ще мала, близько  $0,42$  МДж/м<sup>2</sup> щороку, що становить 0,01 % від сонячної радіації. Це додаткове тепло може підвищити середню температуру повітря біля земної поверхні лише на  $0,01^{\circ}\text{C}$ . Враховуючи високі темпи зростання виробництва промислової енергії, можна довести, що через 100 років зростання додаткового тепла може досягати  $4,2$  МДж/м<sup>2</sup> щороку, що складає близько 1 % засвоєної сонячної радіації. Цього тепла може бути достатньо для істотного танення криги на поверхні Землі. Зменшення площі крижаного пок-

риву призводить до зменшення альbedo Землі і до подальшого підвищення температури, особливо у високих широтах.

При підвищенні температури у першу чергу у високих широтах зменшуються горизонтальні градієнти температури між полюсами та екватором. Це зумовить послаблення циркуляції атмосфери і зменшить перенесення вологи з океанів на суходіл. Тому кількість опадів в умовах континентів зменшиться. У зв'язку з цим погіршаться умови зволоження на великих просторах нашої планети. Зокрема, можна передбачити можливе розширення посушливої субтропічної зони у вищі широти.

На завершення слід нагадати, що не всі вчені погоджуються з тим, що сучасне підвищення температури земної кулі є наслідком посилення парникового ефекту. Деякі з них стверджують, сучасне підвищення температури може мати характер природного коливання клімату. Нам відомо, що протягом історичного часу спостерігались подібні ритмічні коливання клімату, тому останніми роками увага вчених усього світу спрямована на детальніше вивчення чинників формування клімату.

Отже, вивчаючи питання впливу людини на клімат, можна стверджувати, що уже з кінця 19 ст. людина різними методами спрямовано змінює мікроклімат обмеженої території. Що стосується ненавмисного впливу, то ще не можна стверджувати, що сучасне підвищення температури земної кулі точно спричинене збільшенням вмісту  $\text{CO}_2$  в атмосфері. Поки що це лише гіпотеза, хоч і добре обґрунтована.

#### Питання для самоперевірки

1. Коливання метеорологічного режиму.
2. Зміни клімату.
3. Коливання клімату.
4. Ознаки теплого клімату.
5. Ознаки холодного клімату.
6. Ознаки сухого клімату.
7. Ознаки вологого клімату.
8. Зміни клімату в геологічному минулому.
9. Коливання клімату в історичний час.
10. Сучасні коливання клімату.
11. Гіпотези, які пояснюють зміни клімату Землі: астрономічні, фізичні, геолого-географічні.
12. Вплив людини на клімат: навмисний, ненавмисний.

### Тести до II модуля

1. Баричне поле – це розподіл атмосферного тиску:

- 1) на суходолі;
- 2) на водній поверхні;



- 3) на площині.
2. Горизонтальний баричний градієнт – це зміна атмосферного тиску:
- 1) на кожні 100 м;
  - 2) на кожні 100 км;
  - 3) на кожні 10 км.
3. При однаковій швидкості вітру найбільша сила Коріоліса спостерігається:
- 1) на полюсах;
  - 2) на екваторі;
  - 3) на широті  $45^{\circ}$ .
4. При піднятті в атмосферу швидкість вітру:
- 1) не змінюється;
  - 2) збільшується;
  - 3) зменшується.
5. Швидкість вітру залежить від:
- 1) сили Коріоліса;
  - 2) сила горизонтального баричного градієнта;
  - 3) відхиляючої сили обертання Землі.
6. Градієнтний вітер – це вітер, який визначається дією трьох сил:
- 1) силою горизонтального баричного градієнта, Коріоліса і силою тертя;
  - 2) силою Коріоліса, силою тертя і відцентровою силою;
  - 3) силою горизонтального баричного градієнта, Коріоліса і відцентровою силою.
7. Як впливає сила Коріоліса на вітер; вона:
- 1) збільшує його швидкість;
  - 2) зменшує його швидкість;
  - 3) змінює його напрям.

8. Повітря в антициклонах у північній півкулі в шарі тертя рухається:

- 1) до центру;
- 2) від центру;
- 3) вздовж ізобар.

9. Мусони – це вітри, які двічі міняють свій напрям на протилежний протягом:

- 1) доби;
- 2) року;
- 3) кожного сезону.

10. Пасати – це вітри в середині тропічних широт, які мають:

- 1) північно-східний напрямок;
- 2) південно-східний;
- 3) північно-східний та південно-східний.

11. Бора – це місцевий вітер:

- 1) теплий і сухий;
- 2) теплий і вологий;
- 3) холодний.

12. Найсильніші бризи – це вітри, які виникають на берегах:

- 1) океанів;
- 2) морів;
- 3) великих озер.

13. Переважаюче перенесення повітря із заходу на схід у помірній широтах обумовлюється:

- 1) впливом океанів;
- 2) напрямком горизонтально баричного градієнта;

3) компенсаційними течіями внаслідок того, що в тропічних та високих широтах панують східні вітри.

14. На території, зайнятій циклонами, панує хмарна з опадами погода, тому що в них існують:

- 1) низхідні течії повітря;
- 2) висхідні;
- 3) горизонтальні.

15. Тропічні циклони формуються:

- 1) в районі екватора;
- 2) на широті  $30^0$  пн. і пд. і півкуль;
- 3) на широті  $5-20^0$  обох півкуль.

16. Океан протягом літа накопичує більше тепла, ніж суходіл, а тому в умовах морського клімату тепліше протягом:

- 1) усього року;
- 2) літа;
- 3) зими.

17. Великі родовища солі свідчать про те, що клімат минулого був:

- 1) теплим і вологим;
- 2) теплим і сухим;
- 3) помірним.

18. До астрономічних гіпотез зміни клімату відносять:

- 1) зміну прозорості атмосфери;
- 2) зміну хімічного складу атмосфери;
- 3) зміну ексцентриситету земної орбіти.

19. Причиною зміни і коливання клімату може бути:

- 1) зміна прозорості атмосфери на тривалий час;
- 2) зміна кількості опадів;
- 3) зміна температури.

20. Які дії людини можна оцінити як навмисний її вплив на клімат:

- 1) викиди CO<sub>2</sub> в атмосферу;
- 2) викиди тепла;
- 3) зрошення полів.

21. Бризи – це вітри, які двічі міняють напрям на протилежний:

- 1) протягом року;
- 2) доби;
- 3) сезону.

22. Льодовикові вітри:

- 1) постійно дмуть вниз вздовж схилу;
- 2) вночі вздовж схилу, а вдень–угору;
- 3) вдень вздовж схилу, а вночі – угору.

23. Тромби у порівнянні зі смерчами мають:

- 1) менший діаметр, меншу руйнівну силу і швидше зникають;
- 2) більший діаметр, меншу руйнівну силу і швидше зникають;
- 3) більший діаметр, більшу руйнівну силу і довше існують.

24. Шквали –це...

- 1) різке короткочасне посилення вітру;
- 2) тривалі різкі вітри;
- 3) поступове посилення вітру.

25. Мусони – це стійкі повітряні течії з різкою зміною переважаючого напрямку на протилежний:

- 1) від зими до весни та від весни до літа;
- 2) від весни до літа та від літа до осені;
- 3) від літа до зими та від зими до літа.

26. Основною формою циркуляції атмосфери в помірних широтах є:

- 1) циклонічна діяльність;
- 2) пасати;
- 3) мусони.

27. Основними відмінностями тропічних циклонів від циклонів помірних широт є:

- 1) менший їх діаметр і нижчий атмосферний тиск у їхньому центрі;
- 2) більший їх діаметр і вищий атмосферний тиск у їхньому центрі;
- 3) менший їх діаметр і вищий атмосферний тиск у їхньому центрі.

28. Циклони обумовлюють хмарну погоду з опадами, тому що:

- 1) в них існують низхідні рухи повітря;
- 2) висхідні рухи повітря;
- 3) горизонталь рухи повітря.

29. Загальна циркуляція атмосфери в нижній тропосфері має такі риси:

- 1) в тропічних широтах панують східні вітри, в помірних та високих широтах західні;
- 2) в тропічних широтах західні, в помірних східні, у високих західні;
- 3) в тропічних широтах східні, в помірних західні, у високих широтах східні.

30. Пасати – це...

- 1) постійні вітри на екваторіальній периферії субтропічних антициклонів на широті  $30^{\circ}$ - $10^{\circ}$  в обох півкулях;
- 2) сезонні вітри на екваторіальній периферії субтропічних антициклонів на широті  $30^{\circ}$ - $10^{\circ}$  в обох півкулях;
- 3) постійні вітри в зоні екватора.

31. Зона конвергенції в середині тропічних широт – це:

- 1) зона зустрічі антипасатів обох півкуль;
- 2) зона зустрічі пасатів обох півкуль;

- 3) зона зустрічі пасатів та антипасатів.
32. Траєкторія руху тропічних циклонів має вигляд:
- 1) параболи, вигнутої на схід;
  - 2) параболи, вигнутої на захід;
  - 3) параболи, вигнутої в бік від екватора.
33. Атмосферний фронт називається теплим, коли:
- 1) холодне повітря рухається у бік теплого;
  - 2) тепле у бік холодного;
  - 3) тепле піднімається угору.
34. Холодні фронти формуються:
- 1) у тилівій частині циклонів;
  - 2) у передній частині циклонів;
  - 3) в центральній частині циклонів.
35. Струминні течії в атмосфері – це:
- 1) потужні висхідні рухи теплого повітря;
  - 2) потужні низхідні рухи холодного повітря;
  - 3) потужні горизонтальні течії повітря.
36. До сезонних центрів дії атмосфери відносять:
- 1) Азорський антициклон, Гавайський антициклон;
  - 2) Ісландський мінімум, Сибірський антициклон;
  - 3) Мексиканський мінімум, Канадський антициклон.
37. Шар тертя – це:
- 1) шар атмосфери товщиною 10 м;
  - 2) 100 м;
  - 3) 1000 м.
38. Напрямок вітру – це частина горизонту:
- 1) звідки дме вітер;
  - 2) куди дме вітер;

3) куди він повертає.

39. В шарі тертя вітер:

- 1) відхиляється від ізобар праворуч;
- 2) ліворуч;
- 3) дме вздовж ізобар.

40. Геострофічний вітер – це вітер який визначається:

- 1) силою горизонтального баричного градієнта та силою Коріоліса ;
- 2) силою горизонтального баричного градієнта, силою Коріоліса та силою тертя;
- 3) силою горизонтального баричного градієнта, силою Коріоліса і відцентровою силою.

41. Горизонтальний баричний градієнт – це:

- 1) зміна атмосферного тиску на кожні 100 м висоти;
- 2) зміна атмосферного тиску на кожні 100 км відстані;
- 3) зміна атмосферного тиску на кожні 100 м відстані.

42. Баричний ступінь більший:

- 1) у теплому повітрі;
- 2) у холодному;
- 3) у вологому.

43. Баричне поле – це:

- 1) розподіл атмосферного тиску в горах;
- 2) на рівні земної поверхні;
- 3) на площині.

44. Карти відносної баричної топографії дають нам уяву про:

- 1) розподіл тиску у певному шарі повітря;
- 2) розподіл температури у певному шарі повітря;

3) розподіл абсолютної вологості повітря у певному шарі повітря.

45. У періоди інтенсивної вулканічної діяльності в атмосферу надходить багато твердих та рідких аерозолей, що призводять до:

- 1) зниження температури земної кулі;
- 2) підвищення, оскільки зменшується ефективно випромінювання;
- 3) зниження, оскільки збільшується ефективно випромінювання.

46. На осушених масивах колишніх боліт імовірність приморозків:

- 1) не змінюється;
- 2) зменшується;
- 3) збільшується.

47. Найбільший вклад у створення парникового ефекту вносить:

- 1) вуглекислий газ;
- 2) водяна пара;
- 3) озон.

48. За рахунок парникового ефекту на кінець XXI ст. середня температура земної кулі може підвищитись на 1,5-2,5<sup>0</sup> С, але удвічі більше від середнього вона може підвищитись:

- 1) у низьких широтах;
- 2) у високих;
- 3) у помірних.

49. Мікрокліматичні особливості окремих ділянок можна вивчити за проміжок часу:

- 1) 10-20 років;



- 2) 2-4 роки;
- 3) 20-30 років.

50. У великих містах з розвиненою промисловістю сонячна радіація має такі особливості:

- 1) прямої радіації менше, а розсіяної більше;
- 2) прямої радіації більше, а розсіяної менше;
- 3) прямої і розсіяної радіації менше.

51. Які дії людини можна оцінити як ненавмисний вплив на клімат:

- 1) осушення боліт;
- 2) створення полезахисних лісових смуг;
- 3) викиди CO<sub>2</sub> в атмосферу.

52. Залізні, марганцеві та бокситові руди у земній корі є ознакою:

- 1) сухого і теплого клімату;
- 2) вологого і спекотного;
- 3) вологого і теплого.

53. В основу класифікації, кліматів Л.С. Берг поклав:

- 1) ландшафтні зони;
- 2) розподіл сонячної радіації;
- 3) розподіл температури.

54. В середземноморському кліматі атмосферні опади випадають переважно:

- 1) влітку;
- 2) весною;
- 3) взимку.

55. В основу класифікації кліматів Б.П. Алісов поклав:

- 1) сонячну радіацію;
- 2) циркуляцію атмосфери;
- 3) характер земної поверхні.

56. Межі кліматичних поясів Б.П. Алісов визначає за:

- 1) зміною характеру рослинного покриву;
- 2) положенням кліматологічних фронтів;

3) зміною кількості атмосферних опадів.

57. Поява снігового покриву після дощової осені сприяє:

- 1) підвищенню температури повітря;
- 2) не впливає;
- 3) зниженню.

58. Зимом при підвищенні місцевості в нижній частині гір середня місячна температура повітря:

- 1) підвищується;
- 2) знижується;
- 3) не змінюється.

59. На навітряних схилах гір при збільшенні висоти кількість атмосферних опадів:

- 1) коливається;
- 2) зменшується;
- 3) збільшується.

60. При збільшенні висоти кількість опадів на гірських плато:

- 1) збільшується;
- 2) зменшується;
- 3) не змінюється.

61. В умовах морського клімату хмарність:

- 1) менша, ніж на суходолі;
- 2) більша;
- 3) однакова.

62. В умовах морського клімату найвищі та найнижчі місячні температури повітря:

- 1) запізнюються проти суходолу на 1 місяць;
- 2) випереджають;

- 3) настають одночасно.
63. В умовах морського клімату добові амплітуди температури повітря:
- 1) більші, ніж на суходолі;
  - 2) однакові;
  - 3) менші;
64. Над холодними морськими течіями кількість атмосферних опадів:
- 1) значно зменшується;
  - 2) однакова;
  - 3) значно збільшується.
65. Поверхня води нагрівається повільніше, ніж суходіл, оскільки тепло від водної поверхні розповсюджується вглиб:
- 1) завдяки турбулентній теплопровідності;
  - 2) молекулярній теплопровідності;
  - 3) радіаційному випромінюванні.
66. Турбулентний потік тепла в атмосферу над океанами найбільший:
- 1) в середині тропічних широт;
  - 2) в помірних широтах;
  - 3) в субполярних широтах;
67. Витрати тепла на випаровування над океанами найбільші:
- 1) в районі екватора;
  - 2) в субтропіках;
  - 3) в помірних широтах.
68. Основною формою трансформації повітряних мас над океанами є їх:
- 1) нагрівання;
  - 2) охолодження;
  - 3) зволоження.
69. Сумарна сонячна радіація на Землі змінюється в межах:
- 1) 2600 – 8200 МДж/м<sup>2</sup>;
  - 2) 2200 – 7600 МДж/м<sup>2</sup>;
  - 3) 2400 – 8000 МДж/м<sup>2</sup>.

70. Середня багаторічна величина радіаційного балансу на материках не перевищує:

- 1) 3000 – 3200 МДж/м<sup>2</sup>;
- 2) 4000 – 4200 МДж/м<sup>2</sup>;
- 3) 3500 – 3700 МДж/м<sup>2</sup>.

71. Основною формою циркуляції атмосфери в середині тропічних широт є:

- 1) циклонічна діяльність;
- 2) пасати;
- 3) західні вітри.

72. Температура повітря у східній частині океанів в середині тропічних широт:

- 1) на 3-4<sup>0</sup> нижча, ніж у відкритому океані;
- 2) на 3-4<sup>0</sup> вища;
- 3) однакова.

### ***Ключ до тестів II модуля***

1.3); 2.2); 3.1); 4.2); 5.2); 6.3); 7.3); 8.2); 9.2); 10.3); 11.3); 12.1); 13.2); 14.2); 15.3); 16.3); 17.2); 18.3); 19.1); 20.3); 21.2); 22.1); 23.3); 24.1); 25.3); 26.1); 27.1); 28.2); 29.3); 30.1); 31.2); 32.2); 33.2); 34.1); 35.3); 36.3); 37.3); 38.1); 39.2); 40.1); 41.2); 42.1); 43.3); 44.2); 45.1); 46.3); 47.2); 48.2); 49.2); 50.1); 51.3); 52.3); 53.1); 54.3); 55.2); 56.2); 57.3); 58.1); 59.3); 60.2); 61.2); 62.1); 63.3); 64.1); 65.1); 66.3); 67.2); 68.3); 69.3); 70.3) 71.2); 72.1).

### **Бібліографічний список**

1. Алисов Б.П., Полтараус Б.В. Климатология. Из-во МГУ. 1974, - 298 с.
2. Антонов В.С. Короткий курс загальної метеорології. Чернівці, „Рута”, 2004, - 335 с.
3. Атмосфера: справочник. – Л., 1991,- 509 с.

4. Воронов Г.С., Проценко Г.Д. Основи метеорології. Ч.І. – ВПЦ „Київський університет”, 2002, - 160 с.
5. Воронов Г.С., Паламарчук Л.В. . Основи метеорології. Ч.ІІ. – ВПЦ „Київський університет”, 2004, - 143 с.
6. Глаголев Ю.А. Справочник по физическим параметрам атмосферы. – Л. 1970.
7. Дроздов О.А., Григорьева А.С. Влагооборот в атмосфере. – Л., Гидрометеиздат, 1963.
8. Климатология. /Под ред. О.А. Дроздова и Н.В. Кобышевой/. – Л., Гидрометеиздат, 1989, - 568 с.
9. Клімат України. /За редакцією В.М.Ліпінського, В.А.Дячука, В.М. Бабіченко. – К., Видавництво Раєвського, 2003, - 342 с.
10. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л., 1984, - 640 с.
11. Облака и облачная атмосфера: справочник. /Под. Редакцией И.П.Мази́на, А.Х.Хрги́ана. – Л., 1989.
12. Проблеми фізики хмар і активних впливів на метеорологічні процеси. /За редакцією А.В.Силаєва. – К., Наукова думка, 2004, - 345 с.
13. Селезнева Е.С. Атмосферные аэрозоли (ядра конденсации). – Л., 1966.
14. Семенченко Б.А. Физическая метеорология. – М., 2002.
15. Синицина Н.И., Гольцбург И.А., Струнников Э.А. Агроклиматология. – Л. Гидрометеиздат, 1973, - 342 с.
16. Снег: справочник. /Под редакцией Д.М.Грея, Д.Х.Мейла. – Л., Гидрометеиздат, 1986.
17. Хргиан А.Х. Физика атмосферного озона. –Л., 1973.
18. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. – М., 1986, - 328 с.
19. Хромов С.П. Метеорология и климатология для географических факультетов университетов. – Л., Гидрометеиздат, 1983, - 455 с.
20. Школьный Є.П. Фізика атмосфери. – Одеса, 1997.

## **Предметний покажчик**

Абсолютна вологість, 87  
 Адвективні інверсії, 64  
 Адвективні приморозки, 58  
 Адвективні тумани, 107

Адвекція, 48  
 Адіабатичні процеси, 74  
 Аерозолі, 18  
 Альbedo, 36  
 Амплітуда температури, 48  
 Антициклон, 189  
 Атмосферні фронти, 167  
 Атмосферні явища, 8  
  
 Баричний ступінь, 153  
 Блискавка, 115  
 Блискавиця, 116  
 Бора, 193  
 Бризи, 190  
  
 Вертикальний баричний градієнт, 153  
 Вертикальний градієнт температури, 64  
 Випаровуваність, 86  
 Відносна вологість, 87  
 Відношення суміші, 88  
 Вінці, 100  
 Вісь Воєйкова, 173  
 Віртуальна температура, 20  
 Вогні святого Ельма, 119  
  
 Гало, 99  
 Геострофічний вітер, 162  
 Гетеросфера, 19  
 Гірсько-долині вітри, 191  
 Глобальний клімат, 8  
 Глорія, 107  
 Гомосфера, 19  
 Горизонтальний баричний градієнт, 157  
 Град, 114  
 Градієнтний вітер, 162  
  
 Гребінь, 154  
 Грім, 115  
 Гроза, 115  
  
 Дефіцит насичення, 87  
 Дисипація, 15  
 Дисоціація, 19  
  
 Ефективне випромінювання, 37  
 Ель-Ніньо, 210  
  
 Загальна циркуляція атмосфери, 177  
 Закони випромінювання, 26  
 Заметіль, 139  
 Зона конвергенції в середині тропічних широт, 181  
  
 Ізотермія, 64  
 Імла, 106  
 Інверсія, 64  
 Іній, 110  
 Іоносфера, 23  
  
 Класифікація кліматів, 217  
 Клімат, 8  
 Кліматична система, 200  
 Кліматологічні фронти, 175  
 Кліматологія, 8  
 Коагуляція, 95  
 Коливання клімату, 232  
 Конвекція, 55  
 Конденсація, 93  
 Крупа, 114  
 Куляста блискавка, 118  
  
 Масова частка водяної пари, 88  
 Мезоклімат, 228  
 Метеорологічні величини, 8  
 Метеорологія, 8  
 Мікроклімат, 228  
 Мікроструктура хмар, 98  
 Місцеві вітри, 190  
 Молекулярна теплопровідність, 54  
 Мряка, 114  
 Мусони, 184  
 Наземні гідрометеори, 110  
 Нейтросфера, 23  
  
 Ожеледиця, 111

- Ожеледь, 111  
 Озон, 17  
 Озонасфера, 18  
 Острови тепла, 230
- Пасати, 180  
 Паморозь, 110  
 Повітряні маси, 166  
 Показники зволоження території, 128  
 Полярне сяйво, 15  
 Посуха, 130  
 Приморозок, 58
- Радіаційний баланс, 38  
 Радіаційні приморозки, 58  
 Райдуга, 100  
 Радіаційний туман, 100  
 Роса, 100
- Серпанок, 105  
 Сідловина, 154  
 Синоптична карта, 196  
 Смерч, 195  
 Сонячна радіація, 28  
 Сонячна стала, 28  
 Спектральний склад сонячної радіації, 27  
 Струмінні течії, 170  
 Сублімація, 93  
 Сумарна радіація, 33  
 Сумарне випаровування, 82  
 Сутінки, 31  
 Суховій, 130
- Тепловий баланс, 42  
 Тиск насиченої водяної пари, 83  
 Точка роси, 87  
 Транспірація, 82  
 Тромб, 195  
 Торнадо, 195  
 Тропічні циклони, 181  
 Туман, 105  
 Турбулентність, 54
- Улоговина, 154  
 Ультрафіолетова радіація, 27
- Фени, 192
- Хемосфера, 23  
 Хмари, 95  
 Хуртовина, 139
- Центри дії атмосфери, 175  
 Циклон, 186
- Шквали, 194
- Ядра конденсації, 94

## **Іменний покажчик**

- Аббот Г., 15  
 Айткен, 94  
 Алісов Б. П., 14  
 Аристотель, 12

Аскіназій О. І., 14

Бабіне, 152  
Бабіченко В. М., 14  
Бейс-Бало, 165  
Бемпорад, 32  
Берг Л. С., 218  
Беринг, 12  
Б'єркнес В., 13  
Блинова Є. М., 15  
Больцман, 26  
Бофорт, 159  
Брандес Г. В., 13  
Бржозовський С. О., 14  
Брікнер Е. А., 237  
Броунов П. І., 13  
Бугер, 32  
Будико М. І., 15  
Бучинський І. О., 14

Вангенгейм Г. Я., 14  
Вегенер А. В., 240  
Висоцький Г. М., 14  
Він, 26  
Воєйков О. І., 13

Галилей, 12  
Ганн Ю., 13  
Гельмгольц Г., 14  
Геріке, 151  
Гмелін, 12  
Горчинський Л., 209  
Грізебах, 217  
Гук М. І., 14  
Гумбольдт О., 13

Давітая Ф. Ф., 15  
Дальтон Д., 19

Данилов Л. Г., 14  
Декандоль, 217  
Деліль, 12  
Дове Г. В., 13  
Докучаєв В. В., 218

Дроздов О. О., 14

Екман, 164

Зупан, 217

Іванов М. М., 128  
Іполітов, 88

Калітін М. М., 15  
Камінський Л. О., 15  
Кеппен В. П., 13  
Кібель І. О., 14  
Кірхгоф, 26  
Клапейрон, 19  
Колосков П. І., 15  
Клосовський О. В., 13  
Коріоліс, 160  
Косач М. П., 13  
Костін С. І., 212  
Кочін М. Є., 14  
Кошеленко І. В., 130  
Кузнецов Є. С., 15  
Кузнецова Л. П., 131  
Кусто, 53

Ланглей С., 15  
Лаплас, 152  
Левєр'є І., 13  
Лінке Ф., 15  
Лір Є. С., 14  
Логвинов К. Т., 14  
Лондон Д., 79  
Львович М. І., 218

Маргулес М., 14  
Менделєєв Д. І., 19  
Мі, 30  
Міланкович М., 239  
Міхель В. М., 14  
Молчанов, 24  
Мультиановський Б. П., 13

Накоренко М. Ф., 14  
Ньютон І., 87



Онгстрен А., 15

Педаєв Д. К., 13

Пенк А., 218

Петерсен, 236

Планк, 27

Погосян Х. П., 14

Прихотько Г. Ф., 14

Пуасон, 74

Релей, 30

Реомюр, 12

Росбі К. Г., 14

Рубінштейн Є. С., 15

Рудий Ерик, 236

Савинов С. І., 15

Самбікін М. М., 14

Сасаморі Т., 79

Селезньова Є. С., 14

Селянинов Г. Т., 15

Срезневський Б. І., 14

Стефан, 26

Ткаченко О. В., 14

Томашевич П. Л., 14

Томпсон А., 54

Торичеллі, 12

Точидловський І. Я., 14

Федоров Є. Є., 14

Форель У., 88

Фікер Г., 13

Фіцрой Р., 13

Фогель В., 14

Фрідман О. О., 14

Фур'є, 50

Хоббс П., 113

Хромов С. П., 14

Хульгт, 217

Ценкер, 207

Чепмен, 17

Черський І. Д., 219

Шашко Д. І., 129

Швець М. Е., 15

Шнітніков О. В., 237

Шулейкін В. В., 14

Щербань М. І., 14