

А. М. ПОЛЬОВИЙ

**СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКА
МЕТЕОРОЛОГІЯ**

Міністерство освіти і науки, молоді та спорту України
Одеський державний екологічний університет

А. М. ПОЛЬОВИЙ

**СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКА
МЕТЕОРОЛОГІЯ**

Підручник

**Затверджено Міністерством освіти і науки, молоді та спорту України як підручник
для студентів вищих навчальних закладів**

Одеса
2012

ББК 40.2
П 49
УДК 63:551.5

**Гриф надано Міністерством освіти і науки, молоді та спорту України
(лист № 1/11–12252 від 26.12.2011).**

Рецензенти:

С. І. Сніжко, д. г. н., професор, завідувач кафедри метеорології та кліматології Київського національного університету імені Тараса Шевченка;

В. Я. Щербаков, д. с.-г. н., професор, завідувач кафедри рослинництва Одеського державного аграрного університету;

О. О. Світличний, д. г. н., професор, професор кафедри фізичної географії і природокористування Одеського національного університету ім. І. І. Мечникова.

Польовий А. М.

П 49 Сільськогосподарська метеорологія : Підручник. – Одеса: , 2012. – 629 с.

У підручнику представлені основні розділи дисципліни «Сільськогосподарська метеорологія». На основі теорії енерго- та масообміну у системі ґрунт – рослина – атмосфера розглянуто формування гідрометеорологічного режиму в рослинному покриві. З позицій кількісної теорії фотосинтезу розглядається вплив факторів навколишнього середовища (метеорологічних, кліматичних, гідрологічних, ґрунтових) на ріст, розвиток та формування продуктивності рослин. Особлива увага приділяється впливу екстремальних умов на життєдіяльність рослин, розглядаються агрометеорологічні умови та продуктивність сільського господарства України.

Книга призначена для студентів і аспірантів університетських закладів гідрометеорологічного та екологічного напрямків навчання, для науковців та фахівців, які працюють в галузі сільськогосподарської метеорології, екології, сільського господарства.

The textbook represents basic sections of the discipline of ‘Agricultural Meteorology’. On the basis of theory of energy- and mass-transfer in the soil – plant – atmosphere system formation of a hydrometeorological regime in a vegetative cover is considered. Influence of environmental factors (meteorology, climate, hydrology, soil) on growth, development and productivity of plants is treated from the standpoint of quantitative theory of photosynthesis. Particular attention is given to the influence of extreme conditions on plant vital functions; the agrometeorological conditions and the productivity of agriculture in Ukraine are also considered.

For students and post-graduate students of hydrometeorological and environmental directions of studies, for researchers and specialists working in the field of Agricultural Meteorology, Environmental Science and Agriculture.

© Польовий А. М., 2012

© Одеський державний

екологічний університет, 2012

ЗМІСТ

Передмова.....	8
Вступ.....	10
В.1 Предмет і методи сільськогосподарської метеорології.....	10
В.2 Зв'язок сільськогосподарської метеорології з іншими науками. Розподіл на наукові дисципліни.....	13
В.3 Основні задачі сільськогосподарської метеорології.....	14
В.4 Короткий нарис історії розвитку сільськогосподарської метеорології.....	16
В.5 Поняття про агроекологічну систему і систему ґрунт – рослина – атмосфера.....	25
Частина I РЕЖИМ РОСЛИННОГО ПОКРИВУ.....	29
Розділ 1 Радіаційне поле у рослинному покриві.....	29
1.1 Показники геометричної структури рослинного покриву.....	30
1.2 Основні показники радіаційного режиму посівів.....	38
1.3 Режим довгохвильової радіації.....	48
Розділ 2 Пропускання радіації рослинним покривом.....	51
2.1 Пропускання прямої сонячної радіації у рослинному покриві...	51
2.2 Пропускання розсіяної радіації неба рослинним покривом.....	55
2.3 Пропускання сумарної радіації рослинним покривом.....	59
2.4 Альbedo рослинного покриву.....	64
2.5 Формули для поглиненої у рослинному покриві ФАР.....	71
2.6 Особливості радіаційного балансу рослинного покриву.....	73
Частина II ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ РОСЛИННОГО ПОКРИВУ.....	78
Розділ 3 Тепловий баланс рослинного покриву.....	78
3.1 Тепловий баланс рослинного покриву та його складові.....	78
3.2 Добовий і вегетаційний хід складових теплового балансу РП за експериментальними даними.....	79
3.3 Теплообмін у ґрунті.....	84
3.4 Температурне поле у ґрунті.....	90
Розділ 4 Тепловий режим у приземному шарі повітря.....	97
4.1 Теплообмін у рослинному покриві.....	97
4.2 Температура повітря у рослинному покриві.....	99
4.3 Добовий хід теплового балансу листка. Рівняння енергетичного балансу листка.....	107
4.4 Різниця температур листка і повітря.....	109
Частина III ВОДНИЙ РЕЖИМ СИСТЕМИ ҐРУНТ – РОСЛИНА – АТМОСФЕРА.....	113
Розділ 5 Пересування вологи у ґрунті.....	113
5.1 Склад і водні властивості ґрунтів.....	113
5.2 Потенціал ґрунтової вологи.....	122
5.3 Механізм пересування вологи у ґрунті.....	128

5.4	Рух вологи у насиченому вологою ґрунті.....	130
5.5	Рух вологи у ненасиченому вологою ґрунті.....	133
5.6	Рух пароподібної води у ґрунті.....	137
Розділ 6 Закономірності формування запасів продуктивної		
	Вологи у ґрунті.....	139
6.1	Агрогідрологічні властивості ґрунту.....	139
6.2	Запаси продуктивної вологи у ґрунті.....	144
6.3	Водний баланс ґрунту.....	147
6.4	Формування запасів ґрунтової вологи в холодний період.....	152
6.5	Зміна запасів продуктивної вологи в теплий період.....	159
6.6	Типи річного ходу запасів продуктивної вологи у ґрунті.....	162
Розділ 7 Випаровування ґрунтової вологи. Вологість повітря у		
рослинному покриві. Оподи.....		
7.1	Закономірності тепло- і вологообміну випарної поверхні з приземним повітрям.....	165
7.2	Випаровування води ґрунтом.....	167
7.3	Вологообмін у рослинному покриві. Сумарне випаровування...	172
7.4	Вологість повітря у рослинному покриві.....	179
7.5	Взаємодія часток опадів з рослинним покривом.....	183
7.6	Методи розрахунку сумарного випаровування.....	185
Частина IV ТУРБУЛЕНТНІСТЬ І РЕЖИМ CO₂ У РОСЛИННО-		
МУ ПОКРИВІ.....		
196		
Розділ 8 Турбулентність у рослинному покриві.....		
196		
8.1	Аеродинамічні параметри рослинного покриву.....	196
8.2	Рівняння, які описують турбулентний режим у рослинному покриві.....	201
8.3	Турбулентний режим у рослинному покриві.....	208
Розділ 9 Вуглекислотний режим у рослинному покриві.		
	Повітряний режим ґрунту.....	214
9.1	Рівняння щільності потоку турбулентного переносу CO ₂ у рослинному покриві.....	214
9.2	Профіль концентрації CO ₂ у рослинному покриві.....	215
9.3	Добовий хід потоків CO ₂ у посівах.....	221
9.4	Дифузійне перенесення газів у ґрунті.....	223
9.5	Повітряний режим ґрунту.....	225
Частина V АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ УМОВИ ТА НАЙВАЖЛИ-		
ВІШІ ПРОЦЕСИ ЖИТТЄДІЯЛЬНОСТІ РОСЛИН.....		
228		
Розділ 10 Агrometeorologічні умови й онтогенез вищих рослин.....		
228		
10.1	Загальна характеристика онтогенезу вищих рослин.....	228
10.2	Фенологічні фази розвитку рослин, вікові періоди їхнього життєвого циклу.....	230
10.3	Етапи органогенезу в онтогенезі вищих рослин.....	233
10.4	Основні положення закону єдності етапів органогенезу.....	237

Розділ 11 Агрометеорологічні умови існування рослин.....	242
11.1 Умови існування рослин. Екологічні фактори.....	242
11.2 Закон оптимуму, лімітуючі фактори і взаємодія факторів середовища.....	244
11.3 Температурні межі життя рослин. Суми температур.....	251
11.4 Класифікація рослин за їхнім відношенням до світлового фактора. Фотоперіодизм.....	257
11.5 Класифікація рослин за їхньою потребою у воді.....	259
Розділ 12 Агрометеорологічні умови і водний обмін рослин.....	262
12.1 Рух води через рослину.....	262
12.2 Водний баланс рослини.....	274
12.3 Добовий хід транспірації.....	275
12.4 Залежність транспірації від факторів навколишнього середовища.....	278
12.5 Потреба посівів у воді.....	283
Розділ 13 Агрометеорологічні умови і вуглецевий обмін рослин.....	293
13.1 CO ₂ – газообмін рослин.....	295
13.2 Регулювання газообміну устячковим апаратом.....	300
13.3 Фотосинтетична здатність і активність дихання.....	305
13.4 Вплив факторів зовнішнього середовища на фотосинтез і дихання рослин.....	313
13.5 Рівняння балансу CO ₂	325
Розділ 14 Агрометеорологічні умови і обмін мінеральних речовин.	328
14.1 Середовище кореневого живлення рослин.....	328
14.2 Перенесення поживних речовин у ґрунті поблизу корневих поверхонь.....	332
14.3 Поглинання розчинених речовин рослинами.....	337
14.4 Транспорт мінеральних речовин у рослині.....	344
14.5 Засвоєння мінеральних речовин у рослині.....	347
Розділ 15 Агрометеорологічні умови і фотосинтетична продуктивність посівів сільськогосподарських культур.....	350
15.1 Загальна характеристика продукційного процесу.....	350
15.2 Ефективність використання сонячної радіації фітоценозами....	358
15.3 Потенційний і дійсно можливий урожай посівів.....	364
15.4 Рівняння росту і функції розподілу асимілятів.....	368
Частина VI Екстремальні агрометеорологічні умови для життєдіяльності рослин.....	376
Розділ 16 Посухи і суховії.....	376
16.1 Поняття про посухи і суховії.....	376
16.2 Хід складових теплового балансу листка, транспірації, фотосинтезу і продуктивності рослин у посушливих умовах.....	378
16.3 Критерії оцінки посух.....	384
16.4 Агрометеорологічні показники суховіїв.....	388

16.5	Вплив високої температури на ріст, розвиток та формування урожаю.....	391
16.6	Вплив водного дефіциту на урожайність.....	394
Розділ 17 Перезволоження.....		399
17.1	Зміна водно-фізичних властивостей ґрунтів при перезволоженні та заболочуванні.....	399
17.2	Оцінка стану надлишкового зволоження ґрунтів за їхніми агрогідрологічними властивостями.....	401
17.3	Вплив перезволоження на періодичність росту і продуктивність рослин.....	404
17.4	«Стікання» зерна, проростання на кореню та у валках.....	408
Розділ 18 Знижені температури.....		415
18.1	Холодостійкість рослин.....	415
18.2	Вплив знижених температур на водний режим і мінеральне живлення рослин.....	417
18.3	Вплив знижених температур на фотосинтез і дихання рослин...	423
18.4	Вплив знижених позитивних температур на розвиток і продуктивність рослин.....	426
Розділ 19 Заморозки.....		432
19.1	Нічне вихолоджування приземного шару повітря. Типи заморозків.....	432
19.2	Механізм ушкодження рослин при заморозку. Класифікація рослин за їхньою стійкістю до заморозків.....	438
19.3	Вплив ушкодження рослин заморозком на продуктивність посівів.....	443
Розділ 20 Сильні зливи і вітри. Град.....		449
20.1	Водна ерозія ґрунтів.....	449
20.2	Вітрова ерозія ґрунтів.....	456
20.3	Полягання посівів.....	462
20.4	Градобій.....	470
Розділ 21 Вимерзання рослин.....		473
21.1	Зимостійкість рослин. Агрометеорологічні умови, які визначають загартування і стан зимового спокою рослин.....	473
21.2	Вплив осіннього стану рослин на їхню зимостійкість.....	475
21.3	Зміна морозостійкості рослин в залежності від умов періоду загартування і зимівлі.....	479
21.4	Вимерзання зимуючих рослин.....	485
Розділ 22 Випрівання, вимокання, крижана кірка, випирання. Зимове нагрівання та висушування.....		490
22.1	Випрівання рослин.....	490
22.2	Вимокання рослин.....	492
22.3	Шкідливий вплив на рослини притертої до ґрунту крижаної кірки.....	494

22.4	Випирання рослин.....	495
22.5	Зимове нагрівання і висушування рослин.....	496
22.6	Наслідки зимових ушкоджень.....	499
Розділ 23	Погода і шкідники, хвороби рослин.....	502
23.1	Вплив факторів зовнішнього середовища на розвиток і розмноження шкідників рослин.....	502
23.2	Вплив факторів зовнішнього середовища на появу і розвиток хвороб рослин.....	507
23.3	Моделювання життєвого циклу розвитку шкідливих організмів і швидкості інфекційного процесу.....	512
Частина VII АГОРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ УМОВИ ТА ПРОДУКТИВНІСТЬ СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКОГО ВИРОБНИЦТВА.....		522
Розділ 24	Агрометеорологічні умови і сільськогосподарські культури.....	522
24.1	Зернові культури.....	522
24.2	Зернобобові культури.....	539
24.3	Прядильні і олійні культури.....	542
24.4	Коренеплоди і бульбоплоди.....	546
24.5	Овочеві і баштанні культури.....	550
24.6	Плодово-ягідні культури.....	560
24.7	Багаторічні сіяні трави.....	562
Розділ 25	Клімат, погода і агротехніка.....	568
25.1	Біокліматичні принципи спеціалізації рослинництва.....	569
25.2	Вплив погодних умов на ефективність внесення органічних та мінеральних добрив.....	574
25.3	Агрометеорологічне обґрунтування програмування урожаїв.....	589
25.4	Вплив агрометеорологічних умов на роботу сільськогосподарських машин і знарядь.....	595
Розділ 26	Погода і тваринництво.....	598
26.1	Тепловий баланс тварин.....	598
26.2	Енергетичні потреби тварин.....	609
26.3	Моделювання впливу факторів зовнішнього середовища на продуктивність тварин.....	614
Список використаної літератури.....		618
Предметний покажчик.....		627

*Світлій пам'яті моїх батьків – Мар'яни Іванівни
і Миколи Івановича – агрономів Таврії 30-х років,
трудівниці тилу та солдата Великої
Вітчизняної війни присвячую*

Автор

ПЕРЕДМОВА

Прошло 20 років з моменту виходу в світ першого підручника «Сільськогосподарська метеорологія», який було розроблено для підготовки інженерів–агрометеорологів в Одеському гідрометеорологічному інституті. Цей підручник був першою спробою узагальнення великих теоретичних і експериментальних досліджень у різних областях агрометеорології. За цей час у науці відбулись суттєві зміни в розумінні впливу факторів довкілля на процеси життєдіяльності рослин.

Дисципліна «Сільськогосподарська метеорологія» є основною при підготовці фахівців агрометеорологів та агроекологів в Одеському державному екологічному університеті. Цей інститут, власне кажучи, є єдиним вищим навчальним закладом у нашій країні, який веде підготовку фахівців такого профілю. На базі цієї дисципліни будується подальше вивчення таких важливих дисциплін, як агрометеорологічні виміри, агрокліматологія, агрометеорологічні прогнози, математичне моделювання продукційного процесу рослин.

При створенні нового підручника «Сільськогосподарська метеорологія» враховувались новітні досягнення в галузі сільськогосподарської метеорології. За останні 20 років значно розширились знання про формування гідрометеорологічного режиму в системі ґрунт – рослина – атмосфера, про вплив факторів зовнішнього середовища на продукційний процес рослин, життєдіяльність тварин і на їхню продуктивність. У новий підручник включені всі основні розділи, у яких закладаються основи вивчення інших агрометеорологічних дисциплін.

Особлива увага приділена викладу кількісної теорії енерго- і масообміну в системі ґрунт – рослина – атмосфера, з позицій кількісної теорії фотосинтезу досліджено вплив екстремальних умов на ріст, розвиток і формування продуктивності рослин, а також вплив агрометеорологічних умов на сільськогосподарське виробництво. При цьому основна увага приділена фізичному аналізу процесів та явищ.

Виклад матеріалу побудований таким чином, щоб читач, ознайомившись зі змістом підручника, виявився підготовленим до вивчення інших агрометеорологічних дисциплін, у яких розглядаються

найбільш важливі проблеми агрометеорології. Цей виклад врахував 20-ти річний досвід автора, набутий при викладанні цієї дисципліни

Розвиток агрометеорологічних досліджень, виникнення нових наукових напрямків, які супроводжуються появою великої кількості наукових публікацій, дозволили підійти до створення сучасного підручника. У підручник включені результати досліджень, що теоретично досить обґрунтовані, представляють наукову і практичну цінність і служать теоретичною базою для вивчення інших агрометеорологічних дисциплін. При цьому автор прагнув до ясного послідовного викладу результатів досліджень у стислій формі. З врахуванням цього в книзі наводиться список літературних джерел, використаних при написанні підручника. Цей список буде корисний як студентам при вивченні дисципліни, виконанні курсових і дипломних проектів, так і аспірантам та дослідникам-початківцям для ознайомлення з низкою найважливіших аспектів сучасної агрометеорології.

Появі підручника сприяла доброзичлива увага і підтримка колег з кафедри агрометеорології та агрометеорологічних прогнозів Одеського державного екологічного університету, за що автор їм щиро вдячний.

Автор висловлює щире подяку Л.І. Польовій за розуміння, схвалення та активну допомогу на всіх етапах підготовки підручника: від обговорення його структури і змісту, підготовки літературних джерел до комп'ютерного набору рукопису і його редагування, О.А. Барсуковій за оформлення ілюстрацій, а також О.Д. Соколенко за допомогу при редагуванні рукопису, терпіння і доброзичливість.

ВСТУП

В.1. Предмет і методи сільськогосподарської метеорології

Сільськогосподарська метеорологія – наука, яка вивчає метеорологічні, кліматичні та гідрологічні умови в їхній взаємодії з об'єктами і процесами сільськогосподарського виробництва. За своїми властивостями об'єкти сільського господарства і процеси сільськогосподарського виробництва дуже різноманітні й мінливі в просторі та часі.

Об'єкти сільського господарства являють собою штучно створювані людиною в умовах навколишнього середовища агроценози або агрофітоценози, основу яких складають штучні і природні *фітоценози* (стійкі співтовариства рослин) і *зооценози* (сукупність взаємозалежних видів тварин), зв'язані умовами середовища і взаєминами в межах більш-менш однорідної ділянки території (біотопу).

З великої кількості екологічних компонентів середовища мешкання фіто- і зооценозів сільськогосподарська метеорологія розглядає метеорологічні, кліматичні, гідрологічні і ґрунтові умови в їхньому складному взаємозв'язку. Із значної кількості живих організмів, які складають агроценоз, сільськогосподарська метеорологія вивчає вплив середовища мешкання на штучні фіто- і зооценози (культивуємі популяції, сорт рослин, породи тварин) і процеси їхнього культивування й обмежений склад рослинних компонентів природних фітоценозів (сінокосно-пасовищні рослини).

Сільськогосподарська метеорологія являє собою наукову систему специфічних знань, об'єднаних законами, методами і поняттями, яка досліджує в часі і просторі метеорологічні, кліматичні, гідрологічні і ґрунтові умови у взаємодії зі штучними фіто- і зооценозами та процесами їхнього культивування.

Методологічною основою сільськогосподарської метеорології як частини всієї науки є:

- 1) принцип єдності теорії і практики при визначальному значенні суспільної практики в розвитку науки;
- 2) філософські положення діалектичного матеріалізму;
- 3) охоронноперетворювальний підхід до явищ природи для цілей сільського господарства.

Методи агрометеорологічних досліджень базуються на наступних основних законах.

1. *Закон рівнозначності* (або незамінності) основних факторів життя. Суть його полягає в тому, що жоден з необхідних для розвитку рослин

факторів (повітря, світло, тепло, волога, поживні речовини) не може бути ні виключений, ні замінений іншим; усі вони необхідні для життя рослин.

2. *Закон нерівноцінності* факторів середовища для рослин. Відповідно до цього закону, фактори середовища по своєму впливі на рослини підрозділяються на основні і другорядні. Основні фактори мають безпосередній і значний вплив на рослини, другорядні – відіграють непряму роль, коректують (підсилюють або послаблюють) дію (вплив) основних факторів.

3. *Закон мінімуму* (або фактора, який лімітує), відповідно до якого при не змінних інших умовах рівень урожаю визначається тим фактором, що знаходиться в мінімумі. Наприклад, у посушливих зонах кількість вологи є лімітуючим чинником урожаю.

4. *Закон оптимуму* (або сукупної дії факторів). Відповідно до цього закону, найвища продуктивність рослин забезпечується тільки оптимальним сполученням різних факторів при безупинному підвищенні якості агротехніки вирощування рослин.

5. *Закон критичних періодів* у відповідності, з яким в окремі періоди життя рослини особливо чутливі до визначених кількісних значень факторів навколишнього середовища, особливо до вологи, тепла, сонячної радіації.

Мета основних методів досліджень сільськогосподарської метеорології, які базуються на зазначених законах, – установити кількісні значення основних і другорядних факторів середовища, які обумовлюють існування рослин, їхні лімітуючі значення та оптимальні сполучення з урахуванням критичних періодів. Для цього в сільськогосподарській метеорології застосовуються наступні методи досліджень.

1. *Метод сполучених (рівнобіжних) спостережень* за станом, ростом, розвитком рослин і метеорологічними умовами, при яких ростуть об'єкти спостережень (порівняльний метод). За допомогою цього методу на матеріалах польових і лабораторних спостережень установлюються кількісні й якісні зв'язки між умовами погоди і ростом, розвитком та оформуванням продуктивності рослин, виявляється потреба рослин в основних факторах довкілля – кількості світла, тепла, вологи, поживних речовин, визначаються граничні (критичні) значення цих факторів для життєдіяльності різних культур і сортів.

2. *Метод прискорених термінів сівби*. Агrometeorологічні дослідження об'єктів рослинництва неминуче пов'язані з сезонним розвитком природи. Для виявлення закономірностей росту і розвитку рослин необхідний багаторічний ряд спостережень. З метою прискорення періоду досліджень в агrometeorології широко використовується метод прискорених термінів сівби рослинних об'єктів. При цьому, посіви сільськогосподарських культур, які висіваються в різні строки, наприклад, через кожні 5–10 днів, починаючи з весни і до кінця вегетаційного періоду,

попадають у неоднакові умови тепла, вологи й освітленості. Сполучені спостереження за метеорологічними умовами, ростом і розвитком рослин дозволяють зібрати інформацію про реакцію рослин на різноманітні умови росту. Цей метод застосовується на ділянках одного поля або в лабораторних умовах.

3. *Метод географічних посівів* у різних ґрунтово-кліматичних зонах країни, одночасно в декількох країнах або на різних континентах. Цей метод передбачає використання ідентичного посівного матеріалу, дотримання однаковості запропонованих агротехнічних прийомів і методики спостережень. Розходження у ґрунтово-кліматичних умовах відбиваються на особливостях росту, розвитку та формування урожайності досліджуваних рослин.

4. *Експериментально-польовий метод* передбачає використання різних стаціонарних і пересувних камер штучного клімату (фітотронів), теплиць, газометричних екологічних камер, в яких вивчається реакція рослин на задані параметри світла, тепла, вологи, газового складу і поживних компонентів.

5. *Метод дистанційного визначення* параметрів стану підстильної поверхні (ґрунту, рослинного покриву), фенології рослин, температури і вологості, обсягів біомаси, окремих елементів продуктивності рослин, запасів деревини і т.п. передбачає використання спеціальної апаратури, установленної на літаючих апаратах (на літаках, вертольотах, а також на штучних супутниках Землі) або на різних видах наземного транспорту. Результати вимірювання, отримані цим методом, надають інформацію про досліджувані об'єкти на великих площах.

6. *Картографічний метод* дослідження полягає у використанні різноманітних карт для виявлення кліматичних і мікрокліматичних особливостей території в їхній статиці й динаміці для найбільш раціонального розміщення об'єктів сільськогосподарського виробництва.

7. *Історичний метод* базується на порівнянні станів кліматичних умов сільськогосподарського виробництва, між якими відбуваються або будуть відбуватися якісь зміни істотних характеристик, або самого комплексу, або факторів, його формуючих. Як джерело інформації про стан об'єктів сільськогосподарського виробництва в їхній взаємодії з кліматичними умовами використовуються результати попередніх спостережень, зафіксовані у вигляді складених у різний час історичних документів (каталоги посух, неурожайних років), текстових описів і карт.

8. *Математичні методи.* Середовище мешкання рослин у взаємодії з об'єктами сільськогосподарського виробництва являє собою складні динамічні системи з безліччю прямих і зворотних зв'язків, які найчастіше не є однозначними, жорстко детермінованими. Вони ускладнені численними другорядними факторами і звичайно кореляційні, а не функціональні. Для їхнього вивчення широко використовуються різні

методи математичної статистики, математичний і векторний аналіз, теорія інформації й теорія множин, теорія графів, теорія розпізнавання образів і теорія ймовірностей.

9. *Метод математичного моделювання* як метод дослідження в останні роки одержує усе більш широке поширення. Моделювання являє собою природний прийом пізнання і практичної діяльності, особливу форму опосередкування. При моделюванні між дослідником і досліджуваним об'єктом ставиться деяка проміжна ланка – модель, що виступає як представник (заступник) об'єкта – оригіналу. Відомості про об'єкт дослідник одержує на основі аналізу моделі. Об'єктивна основа такого модельного опосередкування – деяка подібність між моделлю і об'єктом, на який спрямовані інтереси дослідника. Моделюються: процеси енерго- і масообміну між рослинним покривом і атмосферою (перенесення сонячної радіації, тепло- і вологообмін, турбулентність і режим вуглекислого газу в рослинному покриві); вплив факторів навколишнього середовища на найважливіші життєві процеси рослин і тварин, формування кількості та якості урожаю сільськогосподарських культур.

В.2. Зв'язок сільськогосподарської метеорології з іншими науками. Розподіл на наукові дисципліни

Сільськогосподарська метеорологія як прикладна наука входить до складу метеорологічної науки.

При вивченні метеорологічних, кліматичних, гідрологічних і ґрунтових умов у їхньому взаємозв'язку зі штучними фіто- і зооценозами сільськогосподарська метеорологія спирається на ряд законів, встановлених іншими науками, такими, як фізика атмосфери, фізика ґрунту, біофізика, агрофізика та агрономія.

Найбільш тісно сільськогосподарська метеорологія зв'язана з метеорологією, кліматологією, гідрологією, ґрунтознавством, фізичною географією, екологією, фізіологією рослин, рослинництвом і землеробством, а також іншими геофізичними, географічними, біологічними й сільськогосподарськими галузями знань.

Розвиток сільськогосподарської метеорології на стику геофізичних, географічних, біологічних і сільськогосподарських наук дозволило виділити великі її розділи в самостійні області наукових знань. До них відносяться такі розділи:

Загальна сільськогосподарська метеорологія – учення про загальні закономірності формування радіаційного, водно-теплого, турбулентного і вуглекислотного режимів у рослинному покриві, про вплив цих режимів на найважливіші процеси життєдіяльності рослин – ріст, розвиток і

продуктивність, а також про вплив агрометеорологічних умов на сільськогосподарське виробництво.

Агрометеорологія – прикладна галузь метеорології, яка вивчає метеорологічні, гідрологічні й ґрунтові умови, які впливають на ріст, розвиток і продуктивність рослин.

Агрокліматологія – прикладна галузь метеорології та кліматології, яка вивчає кліматичні умови і їхню взаємодію з процесами й об'єктами сільськогосподарського виробництва.

Агrogідрологія – прикладна галузь метеорології та гідрології, яка вивчає стан, водно-фізичні властивості та водний режим ґрунту сільськогосподарських угідь і їхню взаємодію з метеорологічними умовами і процесами сільськогосподарського виробництва.

Зоометеорологія – прикладна галузь метеорології та біометеорології, яка вивчає вплив метеорологічних умов на сільськогосподарські тварини.

З перерахованих вище прикладних галузей сільськогосподарської метеорології можна виділити самостійні розділи, а саме:

– *агрометеорологічні прогнози* – прикладна область, яка вивчає закономірності розподілу і зміни в часі і просторі агрометеорологічних умов, які впливають на об'єкти і процеси сільськогосподарського виробництва, та методи прогнозування цього впливу. Тут виокремлюються власне *агрометеорологічні розрахунки і прогнози*, а також *фізико-статистичні, динаміко-статистичні і синоптико-статистичні методи прогнозування урожайності сільськогосподарських культур*;

– *агрометеорологічні вимірювання* – прикладна область знань, яка вивчає способи вимірювання характеристик середовища мешкання сільськогосподарських об'єктів і їхнього стану; серед них виділяють окремо наземні, авіаційні та супутникові агрометеорологічні вимірювання;

– *сільськогосподарська мікрокліматологія, фітокліматологія та ін.*

В.3. Основні задачі сільськогосподарської метеорології

Задачі сільськогосподарської метеорології визначаються вимогами ведення сільськогосподарського виробництва, його інтенсифікації шляхом механізації, хімізації, меліорації земель, селекції високопродуктивних сортів та гібридів культурних рослин. Найважливіші задачі сільськогосподарської метеорології наступні:

1) вивчення та опис закономірностей формування метеорологічних і кліматичних умов сільськогосподарського виробництва в просторі і в часі;

2) розробка методів кількісної оцінки впливу метеорологічних факторів на стан ґрунту, розвиток, ріст і формування урожаю агрофітоценозів, на стан сільськогосподарських тварин, на розвиток і поширення шкідників і хвороб сільськогосподарських культур;

3) розробка методів агрометеорологічних прогнозів і удосконалення форм агрометеорологічного забезпечення сільського господарства;

4) агрокліматичне районування, розміщення нових сортів і гібридів сільськогосподарських культур та порід тварин, агрокліматичне обґрунтування прийомів найбільш повного і раціонального використання ресурсів клімату для підвищення продуктивності рослинництва й тваринництва;

5) оцінка впливу змін клімату на ефективність сільського господарства;

6) агрокліматичне обґрунтування прийомів меліорації земель і зміни мікроклімату полів, впровадження індустріальних технологій у рослинництві, в тому числі диференційованого застосування агротехніки у відповідності з поточними й очікуваними умовами погоди;

7) розробка методів боротьби з несприятливими і небезпечними для сільського господарства гідрометеорологічними явищами, у тому числі методів активного впливу на ці явища.

Ці задачі вирішуються агрометеорологічною наукою і практикою з метою оперативного забезпечення різними видами агрометеорологічної інформації сільськогосподарського виробництва.

Досвід останніх років показує, що використання різноманітної гідрометеорологічної інформації в сільському господарстві відбувається на трьох часових рівнях: 1) при виборі проектних рішень; 2) при виробленні планових рішень; 3) при прийнятті оперативно-господарських рішень.

При виборі проектних рішень враховується раціональне розміщення й спеціалізація сільського господарства, районування культур і сортів сільськогосподарських рослин та порід тварин, створення гідромеліоративних систем і т.д. При цьому використовується кліматична і агрокліматична інформація.

При виробленні планових рішень плануються розміри урожаїв, визначаються потреби в добривах і ядохімікатах, об'єми поливної води, складаються сезонні графіки польових робіт і т.д. Тут, у першу чергу, використовується поточна оперативна агрометеорологічна, метеорологічна і гідрологічна інформація, аналізуються агрометеорологічні умови стосовно до конкретних територій і культур, а також гідрометеорологічні прогнози різної завчасності.

При прийнятті оперативно-господарських рішень розробляються заходи безпосереднього керування технологічними процесами в період вегетації рослин та заходи, які реалізуються на тваринницьких фермах і випасах. Для цього використовується оперативна інформація про фактичний стан навколишнього середовища – приземного шару атмосфери, ґрунту, посівів і гідрометеорологічні прогнози. Для успішного вирішення задач сільськогосподарської метеорології, для ефективного використання агро- і гідрометеорологічної інформації в

сільськогосподарському виробництві постійно удосконалюються методи агрометеорологічних досліджень та спостережень.

В.4. Короткий нарис історії розвитку сільськогосподарської метеорології

Перші наукові уявлення про роль клімату і погоди в сільському господарстві відносяться до XVIII і XIX ст., коли почали вестися інструментальні спостереження за атмосферними процесами і явищами.

Уперше М.В. Ломоносов у 1758 році звернув увагу на значення метеорологічних умов і їхнього прогнозу для землеробства.

Видатні російські вчені агрономи А.Т. Болотов, І.М. Комов вели систематичні спостереження за станом культурних рослин і умовами погоди, вивчали кліматичні умови країни. Французький учений Р. Реомюр досліджував темпи розвитку рослин у зв'язку з температурою повітря, уперше застосувавши для цього показник суми температур; інший французький учений Гаспарен у своїх роботах розглядав зв'язок клімату з землеробством.

Основоположниками сільськогосподарської метеорології як науки були видатні російські вчені Олександр Іванович Воєйков (1842–1916) і Петро Іванович Броунов (1852–1927).

О.І. Воєйков уперше довів можливість і необхідність застосування знань про клімат у сільському господарстві. У своїй знаменитій книзі «Климаты земного шара, в особенности России» (1884 р.) О.І. Воєйков у двох розділах описував взаємозв'язок між кліматом і рослинністю. Ним уперше були оцінені кліматичні ресурси Росії для сільськогосподарського виробництва, зокрема кукурудзи на зерно і фураж; він приділив велику увагу розвитку зрошуваного землеробства в південних районах країни, розвитку бавовництва у Середній Азії, дав агрокліматичне обґрунтування вирощування субтропічних культур (цитрусових, бамбука та ін.) у Закавказзі.

О.І. Воєйков зробив висновок про важливу роль снігового покриву як кліматоутворюючого фактора, показав доцільність проведення снігозатримання як агротехнічного прийому для поліпшення умов вологозабезпеченості й перезимівлі озимих культур. Багато його робіт присвячено проблемам залісення степової і лісостепової зон, ним доведена роль лісопосадок у поліпшенні водного режиму ґрунтів у посушливих районах.

У 1885 р. О.І. Воєйковим були організовані перші в Росії 12 агрометеорологічних станцій і розроблена програма спостережень на цих станціях.

Однак передові й практично важливі ідеї О.І. Воєйкова не знаходили широкого застосування в дореволюційній Росії. З великою гіркотою він писав: «Сотні і тисячі освічених і багатих хазяїнів, що застосовують удосконалені знаряддя, знають про клімат і погоду своєї місцевості не більш ніж їхні сусіди, неписьменні селяни, і це незнання відбивається на виробництві величезними збитками». Найтяжкі наслідки жорстоких посух 1891–1892 р. у Росії звернули увагу широкої громадськості на роль клімату і погоди у сільськогосподарському виробництві. Наукові ідеї О.І. Воєйкова були підтримані Російським географічним співтовариством, а також молодими вченими.

Чимала роль у розвитку сільськогосподарської метеорології і організації агрометеостанцій належить А.В. Клоссовському (1846 – 1917).

П.І. Броунов у 1890 р. організував мережу метеорологічних станцій у Наддніпрянщині (1890 – 1917), причому в програму їхньої роботи були включені спостереження за сільськогосподарськими рослинами.

Вперше П.І. Броуновим були розроблені методичні засади, програми, інструкції та форми записів результатів перших агрометеорологічних спостережень за впливом погоди на ріст, розвиток і продуктивність рослин. П.І. Броунов на той час був директором Київської метеорологічної обсерваторії (1892 – 1895), першим деканом географічного факультету Київського університету св. Володимира.

Головним у розробленій П.І. Броуновим програмі спостережень станцій і постів було проведення сполучених спостережень за розвитком і ростом сільськогосподарських культур і метеорологічних умов, а також іншими явищами, які мають відношення до вирощування рослин. Це положення й у наші дні є основним у програмах агрометеорологічних спостережень на території всієї країни.

З 1896 року Київську метеорологічну обсерваторію очолював І.І. Косоногов, при якому було організовано службу інформації про вегетацію і урожай сільськогосподарських культур та видано 52 випуски «Сільськогосподарського метеорологічного бюлетеня Київської метеорологічної обсерваторії»

У 1897 році з ініціативи і при активній участі П.І. Броунова при Департаменті землеробства Росії було організовано Метеорологічне бюро – перша в країні і в усьому світі наукова агрометеорологічна установа. Керівником цього бюро був призначений П.І. Броунов.

З 1901 р. бюро стало видавати «Праці по сільськогосподарській метеорології», і першим редактором їх був П.І. Броунов. Йому належить відкриття закону про критичні періоди в розвитку рослин (1908). Ідейну основу цього підходу становив зміст оприлюдненої Д.М. Реутовичем (1854) книжки «Сільськогосподарська метеорологія». У ній розглядався вплив несприятливих атмосферних явищ і процесів на рослини та їх продуктивність. Згодом ця ідея була поглиблена у третьому перевиданні

праці Е.Г. Лоске (1908) під тією ж назвою. Це інтелектуальне поле і стало теоретичним підґрунтям концепції критичних періодів.

П.І. Броуновим виявлені критерії посушливості та імовірності настання посушливих декад у Європейській Росії, виділені кліматичні і сільськогосподарські райони Росії.

У 1912 р. була опублікована монографія П.І. Броунова «Полевые культуры и погода», у якій були узагальнені перші підсумки агрометеорологічних досліджень.

За рубежем агрометеорологічні дослідження почалися в другій половині XIX століття. Велике значення для розвитку сільськогосподарської метеорології в багатьох країнах мало створення в 1913 р. Комісії з агрометеорології при Міжнародній метеорологічній організації (ВМО) у Римі. В числі організаторів Комісії із сільськогосподарської метеорології був П.І. Броунов.

Новий етап у розвитку агрометеорології почався незабаром після Жовтневої соціалістичної революції 1917 р. У квітні 1921 р. В.І. Ленін підписав Декрет Ради Праці і Оборони про організацію метеорологічної й агрометеорологічної державної служби (Метеорологічна частина Наркомзему Російської Федеративної Соціалістичної Республіки), 19 листопада 1921 р. Радою Народних Комісарів Української Радянської Соціалістичної Республіки було прийнято декрет про організацію Української метеорологічної служби. Цим документом визначався порядок збору метеорологічної і агрометеорологічної інформації, позачергової передачі її в Головне метеорологічне управління, на яке покладалися функції збору й аналізу матеріалів всієї мережі спостережень.

У важкі для молоді радянської держави роки заново створювалася мережа станцій агрометеорологічних спостережень. При цьому були використані основні принципи організації мережі, розроблені О.І. Воєйковим і П.І. Броуновим. Навесні 1922 р. за даними цієї мережі (100 станцій) був складений і опублікований Сільськогосподарський бюлетень № 1, який став прообразом сучасних агрометеорологічних бюлетенів. Так була створена агрометеорологічна служба в державному масштабі.

З 1930 р. агрометеорологічні дослідження були продовжені в Центральному бюро погоди в Москві, реорганізованому згодом у Центральний інститут прогнозів (ЦІП).

У 1932 р. у Ленінграді на базі створеного П.І. Броуновим відділу був організований Агрогідрометеорологічний інститут (АГМІ) і трохи пізніше Інститут посухи у Саратові. У цих інститутах були розгорнуті агрометеорологічні дослідження. Розроблялася теорія агрометеорологічних прогнозів, вивчалася динаміка запасів ґрунтової вологи на території колишнього СРСР, була складена перша карта агрокліматичного районування СРСР, опублікований «Світовий

агрокліматичний довідник», виконані агрокліматичні дослідження, продовжувалося вивчення посух і суховіїв, були розроблені основи агрометеорологічного обслуговування сільського господарства. Велика заслуга в розвитку і практичному застосуванні цих досліджень належить Г.Т. Селянинову, С.І. Небольсину, П.І. Колоскову, Р.Е. Давіду.

У 1936 році опубліковано перший в країні навчальний посібник «Сільськогосподарська метеорологія», написаний Р.Е. Давідом і його співробітниками. У цьому ж році вийшла у світ фундаментальна праця Р.Е. Давіда «Пшеница и климат».

У 1937 – 1938 рр. АГМІ реорганізовано у відділ агрометеорології Всесоюзного інституту рослинництва (ВІР) у Ленінграді, а Інститут посух – у відділ агрометеорології Інституту землеробства Південного Сходу в Саратові. У 1985 р. на базі цього інституту створено науково-виробниче об'єднання «Еліта Поволжя».

В Україні у довоєнний період М.І. Розовим вивчалися залежності урожаю сільськогосподарських культур від елементів погоди. Були розпочаті розробки методики прогнозу урожаю на основі дослідження динаміки температури повітря й опадів. В.А. Равич проводив розробку критеріїв посушливості. О. В. Федоров вивчав вплив сонячної радіації на розвиток рослин. Особливе місце займали дослідження несприятливих умов зимового періоду на перезимівлю озимих. У 1932 році М.С. Кулик та Н.П. Нізеньков організували спостереження за мінімальною температурою ґрунту на глибині вузла куціння зернових за допомогою мінімального термометра, який було розміщено в металевій трубці (коробці Нізенькова). М.Г. Йовенко і Н.К. Софотеров організували вивчення водно-фізичних властивостей ґрунтів України. Дослідження водного балансу ґрунтової вологи були проведені В.П. Поповим. Вплив умов зволоження на урожай вивчав М.М. Самбікін.

З початком Великої Вітчизняної війни агрометеорологічна тематика була передана із системи Гідрометеослужби СРСР у систему Наркомзему СРСР. У 1948 р. вона знову була повернута в систему Гідрометеорологічної служби СРСР. У 1948 р. в Одеському гідрометеорологічному інституті було створено агрометеорологічне відділення, перетворене згодом в агрометеорологічний факультет.

У 50-і роки в ЦПП проводилася робота по зміцненню та розвитку мережі станцій і постів, які обслуговують сільське господарство. Продовжувалися дослідницькі роботи (Н.О. Зубарєв, О.В. Процеров, М.С. Кулик, О.О. Шиголєв, О.О. Цубербіллер, В.В. Сінельщиков та ін.). Для освоєння цілинних земель у 1958 р. підготовлено колективну монографію за редакцією Ф.Ф. Давітая «Агроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель».

В ці роки були організовані регіональні (зональні) Науково-дослідні гідрометеорологічні інститути в Казахстані (м. Алма-Ата), у Середній Азії

(м. Ташкент), в Україні (м. Київ), у Закавказзі (м. Тбілісі), у Західному Сибіру (м. Новосибірськ), і на Далекому Сході (м. Владивосток). В усіх цих інститутах були створені відділи агрометеорологічних досліджень, які виконували в основному регіональні роботи.

В 60-і роки в Гідрометеорологічному центрі СРСР, у регіональних (зональних) гідрометеорологічних інститутах були розроблені і впроваджені в оперативну практику методи агрометеорологічних прогнозів урожаю основних сільськогосподарських культур, прогнозів перезимівлі озимих культур (Є.С. Уланова, В.О. Моїсейчик, М.С. Кулик, Ю.І. Чирков, О.О. Цубербіллер, А.А. Окушко, Б.І. Огородніков, Т.О. Побетова, Б.П. Пономарьов, О.М. Поповська, Л.С. Кельчевська та ін.), методи прогнозів запасів вологи у ґрунті і методи оптимізації водного режиму сільськогосподарських полів (А.М. Алпатыєв, С.А. Веріго, Л.О. Разумова, О.Р. Константинов, О.М. Шульгін, С.І. Харченко та ін.). В 70–80-ті роки значний внесок у розвиток агрометеорологічних досліджень внесли Ю.С. Мельник, А.М. Дерев'янка, В.М. Страшний, А.І. Страшная, Т.О. Максименко.

Створення в 1953 році відділу агрометеорології в Українському науково-дослідному гідрометеорологічному інституті стимулювало розвиток агрометеорологічних досліджень в Україні. В дослідженнях цього підрозділу про вплив погодних умов на формування урожаю сільськогосподарських культур виділяється три етапи (В.П. Дмитренко, 1978).

На першому етапі (1953 – 1963) було проведено узагальнення і систематизацію матеріалів вивчення агрогідрологічних властивостей ґрунту (М.Г. Йовенко, А.І. Салєпова, А.М. Кекух, В.М. Лічікакі, А.С. Трегубова, Н.П. Паламарчук та ін.). Розглянуто характеристики вологозабезпеченості озимої пшениці (А.М. Кекух, Н.І. Михайлова) і побудовано карти розподілу вологозапасів (С.А. Сапожнікова, А.М. Кекух, М.Г. Йовенко, І.Е. Бучинський). С.А. Сапожніковою визначена імовірність дозрівання ранньостиглих сортів і гібридів кукурудзи. М.Н. Копачевською і Г.Л. Тимошенко розглянута можливість прогнозування термінів настання фаз розвитку кукурудзи. В.П. Дмитренко установлені залежності і запропоновано метод розрахунку тривалості міжфазних періодів озимої пшениці, кукурудзи і гречки.

В процесі досліджень зв'язку урожаю з гідрометеорологічними факторами на другому етапі (1963 – 1973) можна виділити кілька періодів. Їхня послідовність така: формулювання робочої гіпотези (О.Р. Константинов, В.П. Дмитренко), викладення уявлень про схему урахування впливу погодних факторів на приріст рослинної маси (О.Р. Константинов), проведення кореляційного аналізу урожайності з гідрометеорологічними елементами (В.П. Дмитренко, О.Р. Константинов, І.Б. Чайка, Т.А. Чекіна), виділення і моделювання основних факторів

урожайності (В.П. Дмитренко, А.Я. Короткова, О.Р. Константинов, В.П. Петькова, І.Г. Грушка), вибір загальної моделі представлення зв'язків урожаю з основними факторами (В.П. Дмитренко; Н.І. Михайлова; А.А. Левенко, О.Р. Константинов, А.А. Вількенс) і розробка теоретичних основ моделювання урожайності сільськогосподарських культур (В.П. Дмитренко). Таким чином, другий етап можна назвати умовно етапом ідентифікації основних факторів урожайності як об'єкта управління. У підсумку досліджень отримано три типи моделей урожайності. Модель «погода – урожай» В.П. Дмитренко враховує максимальну урожайність і відхилення основних факторів від їхніх оптимальних значень. Модель урожайності О.Р. Константинова, В.П. Петькової, А.А. Левенко побудована шляхом статистичного осереднення і послідовного графічного виключення «визначальних факторів». У підході Н.І. Михайлової використовується залишковий метод побудови рівнянь регресії.

Визначені зв'язки урожайності цукрового буряку (А.А. Кисиленко), картоплі (Р.М. Шелудякова), кукурудзи (А.Д. Рогаченко) елементів продуктивності озимої пшениці (М.І. Гойса, Г.Л. Тимошенко) з окремими гідрометеорологічними показниками. Досліджувався вплив елементів погоди на частку зерна в загальному урожаї озимої пшениці (Р.Б. Усманова) і на його якість (А.А. Левенко). Вивчалися фітометричні характеристики посівів та їх зв'язок з урожайністю сільськогосподарських культур (М.І. Гойса, А.Д. Рогаченко, В.П. Дмитренко, Г.Л. Тимошенко, А.Я. Короткова, Н.К. Строкач). Розглянуто роль складових теплового балансу у формуванні продуктивності посівів (А.Д. Рогаченко, Л.І. Сакалі, А.П. Солодовнікова; Р.М. Олійник, М.І. Гойса).

Велика увага приділялася вивченню просторових та часових характеристик і взаємозв'язку окремих агрометеорологічних елементів. Так, одержані зв'язки між вологозапасами ґрунту на різних угіддях (Н.І. Михайлова; С.Б. Красюк), між вологозапасами й опадами, температурою повітря, вологістю повітря (О.Р. Константинов, С.Б. Красюк, Л.В.Щербак, А.А. Левенко, С.П. Бруяцька). Вивчено розподіл вологозапасів ґрунту у весняний період, сум опадів і сум активних температур за вегетаційний період (А.Я. Короткова, Н.І. Астахова). Отримано попередні висновки про автокореляцію вологозапасів ґрунту (В.І. Конторщиков). Розроблено методикау розрахунку енергетичних ресурсів (Н.А. Перелет, М.І. Гойса, В.М. Піщолка, В.Н. Міллер) і визначена оцінка цих ресурсів для території України (М.І. Гойса, Н.А. Перельот, В.М. Піщолка).

Приділялася увага дослідженню посушливих явищ на території України (В.В. Свіріна, В.П. Дмитренко, А.М. Кекух, Т.А. Чекіна).

Великий обсяг роботи виконано по дослідженню режиму фотосинтетично активної радіації та продуктивності посівів (М.І. Гойса,

В.С. Антоненко, Р.В. Гаценко), також по фітоклімату посівів (М.І. Гойса, А.Д. Рогаченко, Р.В. Гаценко, В.В. Біб'юк). Створено модель продукційного процесу озимої пшениці та модель формування водного дефіциту листя цієї культури (В.С. Антоненко). Значне місце займали роботи з гідрометеорологічних основ зрошувального землеробства (О.Р. Константинов, Р.М. Олійник та ін.).

Третій етап у дослідженнях зв'язку урожаю з гідрометеорологічними умовами виявився етапом становлення базової моделі урожайності сільськогосподарських культур (В.П. Дмитренко) та розробка методик прогнозу урожайності озимої пшениці, ярого ячменю, кукурудзи (В.П. Дмитренко), озимого жита (В.П. Дмитренко, А.Я. Короткова), картоплі (Р.М. Шелудякова), цукрового буряку (І.П. Галюк), соняшнику (А.В. Мурга).

Запропоновано експериментальну модель сумарного випаровування посівів кукурудзи (М.І. Гойса, В.В. Біб'юк). Вперше оцінена забезпеченість вегетаційного циклу рису фотосинтетично активною радіацією і на цій основі проведено агрокліматичне районування території України (В.М. Просунко).

В цей час одержали розвиток дослідження, спрямовані на регулювання технології вирощування окремих культур (М.І. Михайлова, В.П. Дмитренко, В.М. Лічікакі, І.Г. Грушка, Ю.В. Рогоджан, Р.М. Олійник) Розроблено методики автомаршрутних обстежень посівів цукрового буряку (М.І. Михайлова) і аеровізуальних спостережень. Було створено методику інтерпретації результатів аерофотометричних обстежень посівів ярого ячменю (В.С. Антоненко, Р.В. Гаценко). Виконано дослідження і підготовлена методика спостережень за станом рисових полів (В.М. Просунко, М.І. Гойса).

В ці роки в СРСР одержали розвиток дослідження в області пасовищної метеорології (О.П. Федосєєв, І.Г. Сабініна, Л.М. Бабушкін, О.І. Чекерес).

Велике практичне значення мали роботи М.С. Кулика й О.П. Федосєєва по обґрунтуванню застосування мінеральних добрив і диференційованої агротехніки в сільському господарстві.

Учні і послідовники Г.Т. Селянинова активно продовжували агрокліматичні дослідження (І.А. Гольцберг, Ф.Ф. Давітая, О.І. Руденко, С.А. Сапожнікова, Н.Н. Яковлев та ін.). Великий внесок в розвиток агрокліматології в 60-80-ті роки внесли праці П.І. Колоскова, Ф.Ф. Давітая, Д.І. Шашко, О.М. Шульгіна, Ю.І. Чиркова, Л.М. Бабушкіна та ін.

В 1977 р. у м. Обнінськ Калузької обл. було організовано Всесоюзний науково-дослідний інститут сільськогосподарської метеорології (ВНДІСГМ), який став головним науково-методичним центром в області сільськогосподарської метеорології, головною установою у країні в цій галузі знань.

Основні напрямки наукової діяльності ВНДІСГМ стосувались таких проблем: розробка теоретичних основ взаємодії фізичних та біологічних процесів в системі ґрунт – рослина – атмосфера; розробка нових методів агрометеорологічних прогнозів та програмування урожайності; вдосконалення методів наземних та дистанційних агрометеорологічних спостережень; розробка агрометеорологічних рекомендацій з врахування погодних умов при виконанні агротехнічних заходів; розробка автоматизованої системи збору та обробки оперативної агрометеорологічної інформації; розробка науково-методичних основ створення Агрокліматичного кадастру; розробка методів активного впливу на заморозки і т.д. Всі наукові напрямки очолювали провідні фахівці: М.С. Кулик, О.П. Федосєєв, О.Д. Сиротенко, А.М. Польовий, А.І. Коровін, В.В. Вольвач, В.О. Жуков, О.Д. Клещенко, О.Д. Пасечнюк, В.М. Пасов, В.І. Рачкулик, Л.С. Кельчевська, П.П. Федченко, В.О. Горбачов, Є.К. Зоїдзе, З.А. Шостак, В.Н. Хомяков, М.В. Нікіфоров, В.Ф. Гридасов та ін.

В 1981 р. була організована міжвідомча Наукова Рада по проблемі «Агрометеорологія», до складу якої увійшли провідні вчені-агрометеорологи ВНДІСГМ, Гідрометеорологічного центру СРСР, регіональних НДІ гідрометеорологічної служби СРСР, інститутів Академії наук і ВАСГНІЛ, МГУ, Всесоюзної сільськогосподарської академії імені К.А. Тімірязєва (ТСГА), Одеського гідрометеорологічного інституту (ОГМІ). Наукова Рада розробляла генеральні напрямки розвитку сільськогосподарської метеорології.

Сучасні агрометеорологічні дослідження в Україні все більше спираються на новітні технічні засоби, нові прилади з використанням камер штучного клімату, авіації, супутниковій інформації, парку ПЕОМ.

Розвиваються роботи, спрямовані на створення системи агрометеорологічного моніторингу посівів сільськогосподарських культур в Україні з застосуванням аерокосмічних методів (В.С. Антоненко, О.А. Кривобок). Розвинуті питання теорії створення та функціонування системи агрометеорологічного моніторингу посівів (В.С. Антоненко).

Наукові дослідження в області агрометеорології інтенсивно проводились на кафедрі агрометеорології Одеського гідрометеорологічного інституту: К.Г. Мухіна виконала агрокліматичне районування стосовно плодкових культур; Н.І. Синіцина вивчала формування теплового та водного балансу посівів; М.Я. Шевченко вивчав вплив агрометеорологічних умов на ефективність проведення агротехнічних заходів; В.В. Капелюш вивчала вплив погодних умов на формування урожаю картоплі; К.А. Кожем'яченко досліджувала умови вирощування гречки; П.Ю. Міуський розробив метод прогнозу урожаю соняшника; А.В. Сучкова виконала дослідження умов формування урожаю кукурудзи; А.В. Швєбс розробила метод прогнозу запасів вологи під

озимою пшеницею; Л.І. Дмитрієва вивчала умови формування урожаю винограду; К.А. Варламова досліджувала вплив агрометеорологічних умов на формування урожаю новітніх кормових культур; М.О. Пихтіна вивчала умови формування урожаю баклажан, Л.Ю. Божко досліджувала вплив агрометеорологічних умов на формування урожаю перців.

Ці дослідження продовжують виконуватись на кафедрі агрометеорології та агрометеопрогнозів сучасного Одеського державного екологічного університету (А.М. Польовий, З.А. Міщенко, Л.Ю. Божко, Г.В. Ляшенко, О.В.Вольвач, О.О. Дронова, О.Л. Жигайло, О.Є.Ярмольська; Н.В. Кирнасівська, С.В. Свидерська, О.А. Барсукова). Основні наукові досягнення кафедри полягають у наступному:

- на основі теорії енерго- і масообміну в рослинному покриві і кількісної теорії фотосинтезу створені математичні моделі продуктивності сільськогосподарських культур, які описують формування в системі ґрунт – рослина – атмосфера гідрометеорологічного режиму та його вплив на формування кількості, якості та екологічної чистоти урожаю;

- математичне моделювання впливу екстремальних погодних умов (суховії, посухи, перезволоження, заморозки) на продуктивність сільськогосподарських культур;

- математичне моделювання розвитку популяцій шкідників і поширення інфекцій та їх шкідливий вплив на продуктивність сільськогосподарських культур;

- розробка теорії прогнозування продуктивності с.-г. культур та впровадження в практику Гідрометеорологічної служби України методів агрометеорологічних прогнозів кількості та якості урожаю с.-г. культур, зернового балансу в Україні;

- розробка математичних методів оцінки агрокліматичних ресурсів окремих територій та їх впровадження в практику районування і розміщення с.-г. культур;

- математичне моделювання забруднення с.-г. культур та природної рослинності на землях, забруднених після аварії на ЧАЕС;

- моделювання водно-сольового режиму та антропогенного забруднення зрошуваних с.-г. культур, процесів опустелювання та продуктивності природних екосистем в зв'язку зі зміною клімату;

- дослідження впливу змін клімату на продуктивність сільськогосподарських культур, розробка науково обґрунтованих рекомендацій щодо адаптації сільського господарства України до цих змін;

- розробка методів оцінки агрокліматичних ресурсів та районування територій в різному масштабі (макро-, мезо-, мікро-) в зв'язку з продуктивністю сільськогосподарських культур.

Значний внесок в розвиток агрометеорологічних досліджень внесли співробітники Українського гідрометеорологічного центру – М.І. Кульбіда, М.Ф. Цупенко, Т.І. Адаменко, А.Л. Прокопенко, М.П. Кривенченко. Були

виконані науково-методичні роботи з обґрунтування різних видів агрометеорологічних спостережень (М.Ф. Цупенко, М.П. Кривенченко), дослідження впливу змін клімату на продуктивність озимої пшениці (М.І. Кульбіда) та кукурудзи (Т.І. Адаменко). За їх ініціативи та подальшої підтримки почалось впровадження в Україні методів оцінки агрометеорологічних умов формування продуктивності та прогнозування урожайності сільськогосподарських культур, заснованих на моделях продукційного процесу рослин (А.М. Польовий), включення цих методів в Автоматизоване робоче місце агрометеоролога (АРМ-агрометеоролога).

Гідрометеорологічна служба України представляє нашу країну у Всесвітній метеорологічній організації (ВМО), що входить до складу Організації Об'єднаних Націй (ООН). Провідні агрометеорологи беруть активну участь у діяльності Комісії із сільськогосподарської метеорології (КСГМ) ВМО.

Спираючись на науково-обґрунтовані методи агрометеорологічних оцінок, прогнозів і рекомендацій, Український гідрометеорологічний центр, обласні Центри з гідрометеорології забезпечують інформацією всі сільськогосподарські галузі Агропромислового комплексу України.

Підготовка техніків-агрометеорологів проводиться в Харківському та Херсонському гідрометеорологічних технікумах. Майбутні інженери-агрометеорологи навчаються на гідрометеорологічному факультеті Одеського державного екологічного університету.

В.5. Поняття про агроекологічну систему і систему ґрунт – рослина – атмосфера

Екологічна система представляє собою складний об'єкт, що складається з десятків, а нерідко з багатьох сотень видів організмів, наділених здатністю до нагромадження і багаторазового використання енергії і речовини, з великою кількістю механізмів, які підтримують цілісність його структури в умовах навколишнього середовища.

При спрямованому антропогенному впливі природні екосистеми руйнуються і на їхньому місці створюються штучні екологічні системи – агроекосистеми.

Агроекологічною системою називається спеціальний вид екосистеми – екологічна система сільськогосподарського поля, на якому ростуть культурні рослини, живуть інші види рослин і тварин та відбувається складний ланцюг фізичних і біогеохімічних трансформацій енергії і речовини.

На відміну від природних екологічних систем, які мають повну пристосованість і саморегуляцію та забезпечують стійкий рівноважний стан – протективні екосистеми, в агроекосистем саморегуляція багато в чому

порушена, вони нестабільні. В агроекологічних системах розірвана більшість зворотних зв'язків, порушений природний повторюваний щорічно обмін енергією і речовиною на різних трофічних рівнях.

Фітоценоз агроекосистеми не може самостійно відновлятися, для цього необхідна антропогенна діяльність.

Біотична частина агроекосистеми містить усі ланки, характерні для будь-яких надземних систем: продуценти, консументи і редуценти.

Разом з популяціями живих організмів різних видів до складу агроекосистеми входять визначені абіотичні компоненти, які пов'язані з біотичними компонентами, а також із зовнішніми факторами різноманітними відносинами, які поряд з біотичними компонентами утворюють структуру агроекосистеми і відіграють важливу роль у функціонуванні її як цілого.

Абіотична частина системи – *середовище мешкання рослин і тварин* – використовується ними як «життєвий простір» і як джерело енергії та мінеральних елементів.

Рослинна спільнота одночасно знаходиться в двох середовищах – у приземному шарі атмосфери і верхніх шарах літосфери й активно взаємодіє з ними.

З неорганічних сполук, які надходять із зовнішнього середовища, рослина синтезує вуглеводи й інші багаті хімічною енергією органічні речовини. Надходження енергії і речовин здійснюється шляхом «крайових процесів» (О.Д. Сиротенко, 1981), які відбуваються на межі рослини з фізичним середовищем. Так, процес фотосинтезу відбувається в листках, стеблах і репродуктивних органах, що формуються, тобто на границі рослини й атмосфери, а надходження води і мінеральних речовин здійснюється через межі кореневої системи і ґрунту. Процеси обміну між середовищем і рослинами, які відбуваються у фітоелементах і кореневій системі, функціонально нероздільні, вони можуть відбуватися тільки одночасно. Зв'язок між ними забезпечує складна сукупність процесів переносу усередині рослини (вуглецевий і водний обмін рослин, обмін мінеральних речовин).

Склад і режим повітряного і ґрунтового середовищ мешкання рослин, знаходячись під безпосереднім і визначальним впливом внутрішніх компонентів агроекосистеми, насамперед рослинності, відчуває сильний вплив зовнішніх атмосферних і ґрунтових процесів. Здійснюючи крайові обмінні процеси, фітоценоз змінює повітряне і ґрунтове середовище свого мешкання, зм'якшуючи якоюсь мірою різкі коливання зовнішніх умов.

У повітряному середовищі ці зміни охоплюють такі процеси: перенесення сонячної радіації в рослинному покриві, її поглинання і розсіювання фітоелементами, поглинання і відбиття сонячної радіації ґрунтом, ослаблення швидкості вітру і зміна характеристик атмосферної турбулентності в шарах повітря над рослинним покривом і всередині

нього, конвективне перенесення тепла в шарах повітря над рослинним покривом та всередині нього, виділення водяної пари з ґрунту (випаровування) і фітоелементів (транспірація) та її перенесення у повітрі. Під впливом цих процесів формуються температурні режими ґрунту і рослинності. Разом з тепловим випромінюванням атмосфери вони зумовлюють перенесення теплового випромінювання в шарах повітря над рослинним покривом і всередині нього. Процеси фотосинтезу і дихання рослинного покриву визначають режим вуглекислого газу, що охоплює виділення CO_2 із ґрунту, його перенесення у повітрі і поглинання (вдень) або виділення (вночі) рослинами. Протилежно перенесенню CO_2 йде перенесення кисню і його поглинання ґрунтом і виділення (вдень) або поглинання (вночі) рослинами.

Ґрунтове середовище є свого роду фокусом агроєкосистеми, тому що воно пов'язано з усіма іншими її компонентами, причому підтримка цих зв'язків має життєво важливе значення для функціонування всієї агроєкосистеми. Її властивості доцільно розділити на дві групи.

До першої слід віднести консервативні властивості, які хоча й різні в ґрунтах агроєкосистем, але в кожному конкретному типі ґрунту змінюються порівняно мало, відбиваючи вихідні умови формування та сучасний комплекс екологічних факторів даної агроєкосистеми. Це основні фізичні і хімічні властивості ґрунтової маси, а також біомаса і розподіл живих організмів.

Другу групу властивостей ґрунту утворюють досить мінливі характеристики ґрунтового профілю, які визначаються процесами взаємодії ґрунту з атмосферою і рослинним покривом. Під впливом цих процесів формується тепловий, водний і повітряний режим ґрунту, вміст у ґрунті елементів мінерального живлення.

Уся система ґрунт – рослина – атмосфера підрозділяється на 6 горизонтальних шарів (рис. В.1). По вертикалі від поверхні ґрунту до верхньої межі рослинності $h_0(t)$ і до нижньої границі поширення коренів $r_0(t)$ виділяється внутрішнє середовище – невід'ємна складова частина агроєкосистеми. Це відповідно атмосферне і ґрунтове середовища агроєкосистеми. До них примикають перехідні, буферні зони, в яких елементи фітомаси відсутні, але фізичні характеристики цих зон завдяки процесам обміну зберігають деяку залежність від культурного *фітоценозу* (*агроценозу*).

Властивості внутрішнього атмосферного і ґрунтового середовищ агроєкосистеми, які охоплюють приземний шар атмосфери і верхні шари ґрунту, визначаються процесами взаємодії з іншими компонентами агроєкосистеми (теплообмін, вологообмін, фотосинтез, дихання та ін.).

На відміну від них властивості зовнішнього середовища агроєкосистеми ($z > H_1$ і $z < R_1$) формуються під впливом процесів іншого

більш великого масштабу, незалежних від впливу агроекосистеми: атмосферних процесів і процесів, які протікають у літосфері.

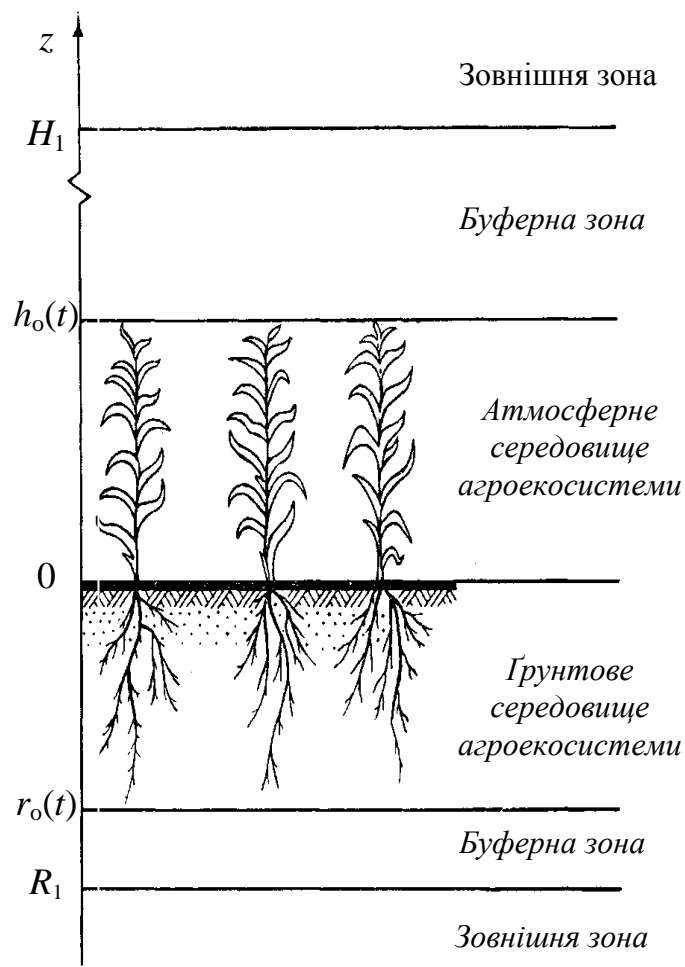


Рис. В.1 – До визначення системи ґрунт – рослина – атмосфера (О.Д. Сиротенко, 1981).

Межа зовнішнього і внутрішнього середовищ агроекосистеми дуже рухлива в часі й у просторі, вона визначається ростом і розвитком агрофітоценозу. В залежності від виду агрофітоценозу і фази його розвитку границя атмосферного й ґрунтового середовищ агроекосистеми може коливатися від декількох десятків сантиметрів до декількох метрів.

Для системи ґрунт – рослина – атмосфера характерні такі особливості, як висока складність, цілісність, динамічність, здатність до саморегулювання й адаптації.

Частина I

РАДІАЦІЙНИЙ РЕЖИМ РОСЛИННОГО ПОКРИВУ

Розділ 1

РАДІАЦІЙНЕ ПОЛЕ У РОСЛИННОМУ ПОКРИВІ

Радіаційний режим рослинного покриву формується в результаті перенесення променистої енергії в біологічному середовищі, яке складається з розташованих певним чином елементів рослин з відомими геометричними й оптичними властивостями. Елементи рослин (листя, стебла, суцвіття, колосся і т.п.), просторова орієнтація, вертикальний і горизонтальний розподіл яких має значну мінливість, поглинають і розсіюють радіацію. В результаті цієї взаємодії падаюча радіація змінюється при проникненні її в глибину рослинного покриву (РП). Знизу рослинний покрив обмежений підстильною поверхнею, яка частково поглинає радіацію, а частково відбиває її назад вгору. Розглядаючи процеси перенесення сонячної радіації в РП приймаємо, що його площа досить велика і РП у горизонтальних напрямках однорідний. В першому наближенні рослинний покрив розглядається як нескінченний плоскопаралельний шар мутного середовища з кінцевою товщиною, в якій елементами мутності є елементи рослинності – фітоелементи.

Для опису перенесення радіації в такому середовищі у фізиці атмосфери розроблена кількісна теорія, яка ґрунтується на рівнянні перенесення та розв'язання його при заданих граничних умовах і оптичних властивостях елементів мутності. Однак, РП як мутне середовище, значно відрізняється від атмосфери, яка стосовно потоків сонячної радіації також являє собою мутне середовище:

- елементи РП, які розсіюють і поглинають, мають більші розміри в порівнянні з молекулярними комплексами й аерозольними складовими повітря;

- геометрична структура РП різноманітна і варіює в широких межах;

- на відміну від верхньої межі атмосфери Землі, на верхню межу РП падає як потік прямої радіації Сонця, так і дифузійний потік розсіяної радіації неба;

- рослинний покрив має велику оптичну товщу (до 8–10), яка значно перевищує оптичну товщу атмосфери (0,2–0,6);

- для РП характерний великий коефіцієнт поглинання в окремих областях спектра сонячної радіації на відміну від атмосфери, де поглинання мале, а роль розсіювання велика.

Вперше уявлення про РП як про шар мутного середовища сформулював К.С. Шифрін (1953). Найбільш повно теорія радіаційного режиму рослинного покриву сформульована Ю. Россом (1975) і Х. Тоомінгом (1977).

1.1. Показники геометричної структури рослинного покриву

Радіаційний режим рослинного покриву (РП) формується в результаті перенесення променистої енергії в біологічному середовищі та взаємодії з ним, яке складається з розташованих певним чином елементів рослин з відомими геометричними й оптичними властивостями.

Геометрична структура РП характеризується за даними Ю. Росса і Т. Нільсона (1963) за допомогою таких функцій.

1. Площа листя в одиниці об'єму РП на висоті $z - u_L(z)$.
2. Відносна площа листя РП

$$L_0 = \int_0^{z_0} u_L(z) dz. \quad (1.1)$$

3. Відносна площа листя вище даного рівня z

$$L(z) = \int_z^{z_0} u_L(z') dz', \quad (1.2)$$

де z_0 – висота рослинного покриву.

4. Просторова орієнтація листя – $g_L(z, r_L)$,

де $r_L = (\theta_L, \varphi_L)$ – напрям нормалі верхньої сторони листка;

θ_L – кут нахилу нормалі листка, відлічуваний від вертикальної осі;

φ_L – азимут нормалі листка, відлічуваний від півночі за годинниковою стрілкою.

Вертикальний розподіл щільності листової поверхні $u(z)$ посіву кукурудзи в різні періоди вегетації представлено на рис. 1.1. Криві розподілу змінюються в процесі росту рослин. Максимум кривих росте (від 0,3 до 1,3 $\text{дм}^2/\text{дм}^3$) і просторове його положення переміщається в більш високі шари рослинного покриву. На початковій стадії розвитку посіву криві розподілу близькі до симетричних відносно максимуму, який знаходиться на висоті $z_0/2$. Зі збільшенням висоти посіву максимум переміщається на висоту, більшу, ніж $z_0/2$.

Залежність щільності листової поверхні $u(z)$ посіву від висоти z може мати різний характер. На рис. 1.2 схематично представлені чотири типи таких залежностей: з максимумом у верхній, нижній і середній частинах посіву (криві a , b , v), рівномірний по висоті розподіл (крива z) і реальний профіль $u(z)$ для посіву пшениці (d).

Як видно з рисунка, тип кривої « a » найбільш близький до реального. Хоча в літературі існують деякі дані щодо вигляду кривих $u(z)$ для різних культур, деталізація цих залежностей не має істотного значення.

Як буде розглянуто далі, усі закони поглинання світла, а отже, і фотосинтезу, залежать від сумарної листової площі, підрахованої від верхньої межі посіву. Тому не важливо, на якій конкретно глибині у посіві листовий індекс досягає, наприклад, половини свого значення (див. заштриховані частини на рис. 1.2).

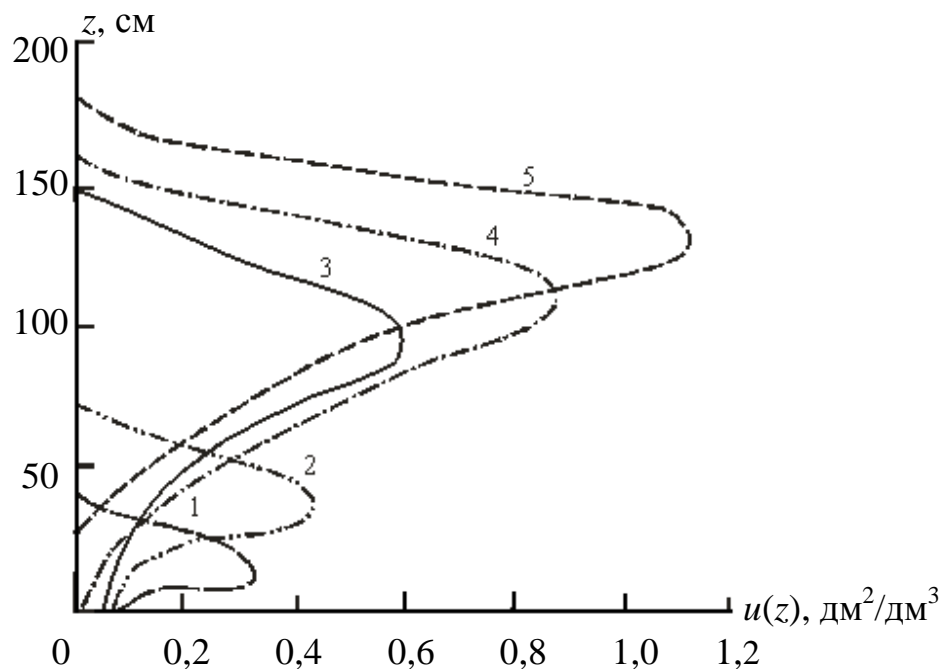


Рис. 1.1 – Зміна вертикального розподілу щільності листової поверхні посіву кукурудзи протягом вегетаційного періоду (Ю. Росс, 1975).

Поява: 1 – 7-го листка; 2 – 9-го листка; 3 – 11-го листка; 4 – 12-го листка; 5 – викидання волоті.

Координатою, від якої все залежить, є саме відносна площа листа РП L_0 (інтегральний листовий індекс), а висота розміщення точок z_a, z_b, \dots, z_d у посіві не настільки істотна.

В табл. 1.1 наведені значення функції $L(z)$, яка виражає відносну площу листа вище рівня z .

Для кращого порівняння посівів з різними z_0 у цій таблиці висота z замінена на глибину $z_0 - z$, тобто початок відліку перенесений на верхню межу посіву. Останнє число в кожному стовпчику відповідає відносній площі листа усього посіву.

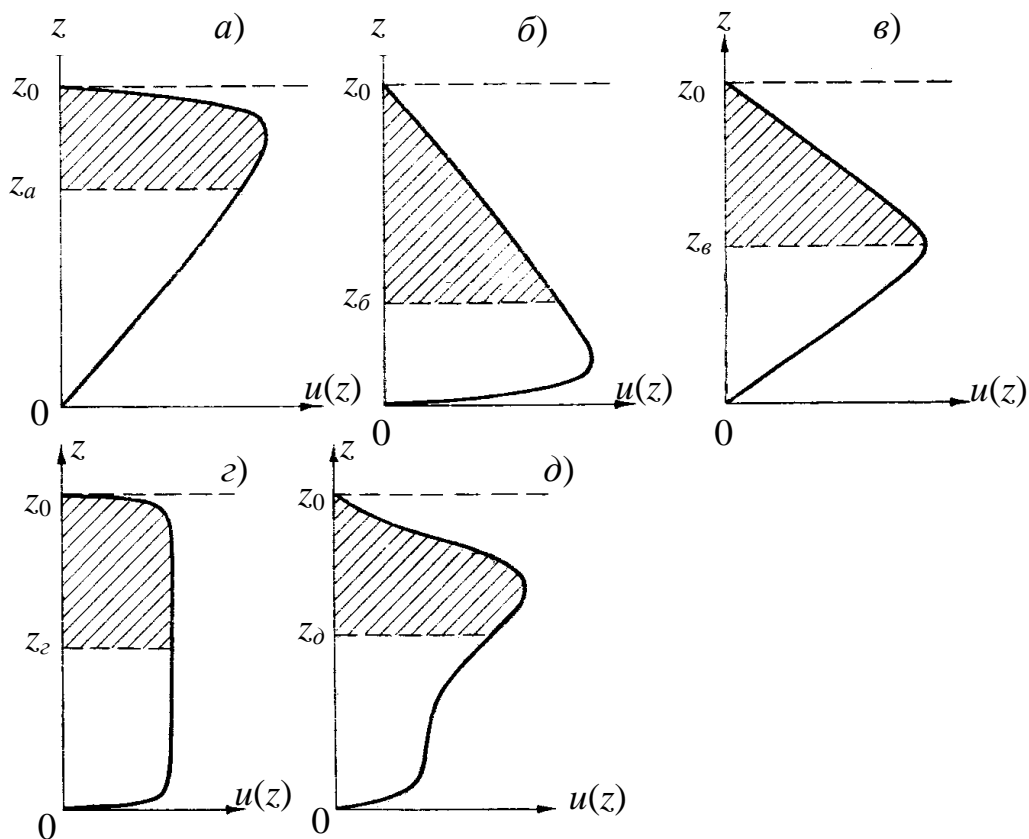


Рис. 1.2 – Різні типи розподілу об'ємної площі листа по висоті посіву (Р.О. Полуктов, 1991).

Таблиця 1.1 – Функція $L(z)$ ($\text{м}^2/\text{м}^2$) для листа рядкового посіву кукурудзи (Ю. Росс, Т. Нільсон, 1966)

Шар, см	Дата посіву				
	12.VII	25.VII	3.VIII	13.VIII	20.VIII
20	0,29	0,05	0,01	0,29	0,41
40	0,75	0,68	0,45	1,53	2,19
60	–	1,47	1,32	3,20	4,30
80	–	1,62	1,82	4,50	5,72
100	–	–	2,03	5,35	6,60
120	–	–	2,18	5,89	7,24
140	–	–	–	6,25	7,64
160	–	–	–	6,30	7,75
180	–	–	–	–	7,85

Як відомо, характер радіаційного поля всередині РП визначається його геометричною структурою і насамперед вертикальним розподілом фітомаси та її площі. Тому розглянемо спочатку динаміку вертикальної структури цих параметрів.

На рис. 1.3 представлені профілі об'ємної щільності загальної фітомаси U_m і площі U_L асимілюючої поверхні. При цьому загальна площа асимілюючої поверхні L визначалася як сума площі зелених листків L_l і площі осьових перетинів зелених стебел L_{cm} і колосся L_k . По осі ординат на рисунку відкладена нормована висота $Z_H = z/h$, де h – середня висота РП.

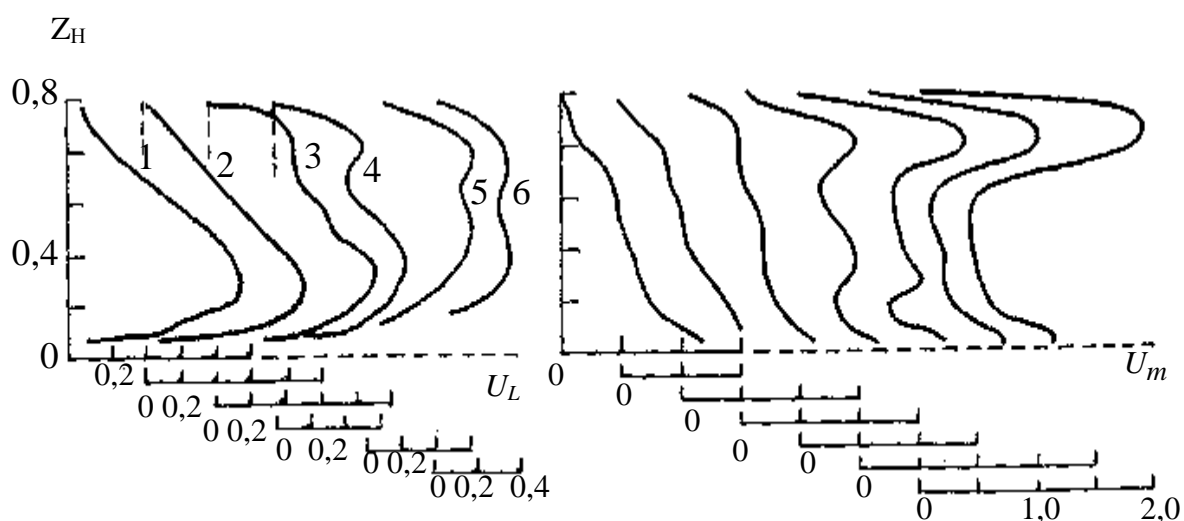


Рис. 1.3 – Вертикальне розподілення об'ємної щільності площі асимілюючої поверхні U_L ($\text{дм}^2/\text{дм}^3$) і сухої надземної фітомаси U_m ($\text{г}/\text{дм}^3$) у посіві озимої пшениці Безоста 1.

Фази розвитку: 1 – колосіння; 2 – цвітіння; 3 – кінець цвітіння; 4 – початок утворення зернівки; 5 – молочна стиглість; 6 – молочно-воскова стиглість; 7 – воскова стиглість; Z_H – нормована висота рослин.

З даних видно, що на початку колосіння основна частина асимілюючої поверхні (65 %) і більша частина фітомаси (75 %) зосереджені в нижній частині РП, тобто нижче $z_H = 0,5$. З розвитком колосся у фазу молочної стиглості 5 червня у верхній частині РП $z_H > 0,5$ розміщується 60 % L і 50 % M ; а в період воскової стиглості за рахунок наливу зерна тут зосереджується 65 % надземної фітомаси. Істотно змінюється і характер розподілу U_L і U_m , розміщення їхніх максимумів і частка окремих шарів у загальній площі та фітомасі.

Для пояснення сутності функції $g_L(z, r_L)$ вибираємо (рис.1.4) у горизонтальному шарі посіву на висоті z деяку область V .

Напрямок $r = (\theta_L, \varphi_L)$ нормалі верхньої сторони листка визначається двома кутами: θ_L – кут нахилу нормалі листка, відлічуваний від

вертикальної осі; φ_L – азимут нормалі листка, відлічуваний від півночі за годинниковою стрілкою. Ці кути можуть змінюватися в межах: $0 \leq \theta_L \leq 90^\circ$ та $0 \leq \varphi_L \leq 360^\circ$.

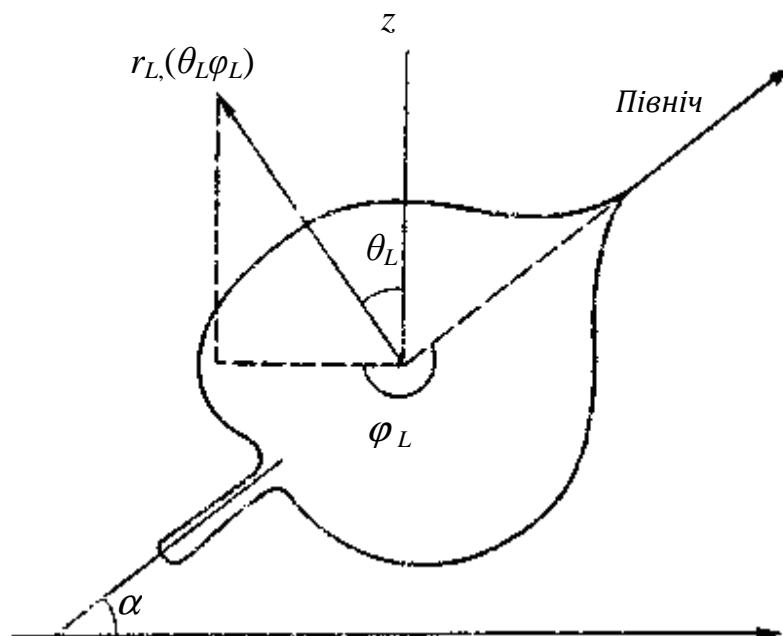


Рис. 1.4 – Геометрична характеристика листка (Х. Тоомінг, 1977).

У цій області визначаємо напрямок нормалі і площу кожного листка або окремих його частин. Сумарна площа листя $u(z)$ в області V виражається таким інтегралом по верхній півсфері

$$\int_{2\pi} \bar{g}_L(z, r_L) d\Omega_L = \int_0^{\pi/2} \int_0^{2\pi} \bar{g}_L(z, \theta_L, \varphi_L) d\varphi_L \sin \theta_L d\theta_L \equiv u_L(z), \quad (1.3)$$

де $\bar{g}_L(z, r_L) d\Omega$ – сума площі усіх листків, нормалі яких знаходяться в тілесному куті $d\Omega$;

$\bar{g}_L(z, r_L)$ – площа тих листків в області V , нормалі яких знаходяться в одиничному тілесному куті навколо напрямку r_L .

Тілесний кут $d\Omega$ зв'язаний з координатами θ_L і φ_L співвідношенням $d\Omega_L = \sin \theta_L d\theta_L d\varphi_L$.

Вираз (1.3) можна представити у вигляді

$$\int_{2\pi} g_L(z, r_L) d\Omega_L = \int_0^{\pi/2} \int_0^{2\pi} g_L(z, \theta_L, \varphi_L) d\varphi_L \sin \theta_L d\theta_L \equiv 1, \quad (1.4)$$

де $g_L(z, r_L) = \frac{\bar{g}_L(z, r_L)}{u_L(z)}$ – функція просторової орієнтації листя у РП на висоті z .

Вираз (1.4) називається умовою нормування для функції $g_L(z, r_L)$.

Просторова орієнтація листя задана, якщо відома функція $g_L(z, \theta_L, \varphi_L)$. Аналогічно визначається функція просторової орієнтації стебел, пагонів, квіток і т.д.

При практичному визначенні функції $g_L(z, \theta_L, \varphi_L)$ верхній півпростір підрозділяється на 48 областей, на 6 поясів через 15° за кутом нахилу θ_L і на 8 секторів через 45° за азимутом φ_L . З вимірів визначається частка сумарної площі листя, які мають кут нахилу в проміжку θ_L і $(\theta_L + d\theta_L)$ і орієнтованих по азимуту в напрямку φ_L і $d\varphi_L$, тобто функції $g_L^*(z, \theta_L, \varphi_L)$.

Функція $g_L^*(z, \theta_L, \varphi_L)$ різна для різноманітних культур і сортів. Як приклад, наводимо функцію просторової орієнтації листя з розрахунку на інтервал кутів нахилу $g_L^*(\theta_L)$ для посіву картоплі (рис. 1.5 а).

При цьому на осі ординат відкладена величина $\pi/12 g_L^*(\theta_L)$. Окремі значення цієї величини відповідають інтервалу кутів нахилу, що поширюються в обидві сторони від розглянутого кута нахилу θ_L на відстань $7,5^\circ$. Функція $g_L^*(\theta_L)$ має максимум при $\theta_L = 25^\circ$. В інтервалі кутів нахилу $15\text{--}30^\circ$ знаходиться близько 30 % усіх листків. Горизонтальних листків ($\theta_L = 0\text{--}15^\circ$) у посівах картоплі 18–19 %, а вертикальних ($\theta_L = 75\text{--}90^\circ$) тільки 4 %.

Функція $g_L^*(\varphi_L)$ асиметрична щодо сторін світу рис. 1.5 б. Максимум $g_L^*(\varphi_L)$ незалежно від напрямку рядків картоплі спостерігається при $\varphi_L = 225^\circ$ (південний захід), а не при $\varphi_L = 180^\circ$ (південь), як варто було б очікувати.

Очевидно, що різні листки і окремі частини одного листка мають різні напрямки нормалей. Представляє інтерес розподіл кутів нахилу і азимута листків та його зміни по висоті рослинного покриву.

Як показали вимірювання, зернові культури не мають переважних азимутальних напрямків. У табл. 1.2 наведені дані О.О. Ничипоровича про процентний розподіл листків у азимутальних секторах з кутом 90° , спрямованих відповідно на чотири сторони світу.

Таблиця 1.2 – Відсоток листків у секторах з кутом 90°

Культура	Південь	Захід	Північ	Схід
Пшениця	26	26	23	25
Кукурудза	23	27	24	26

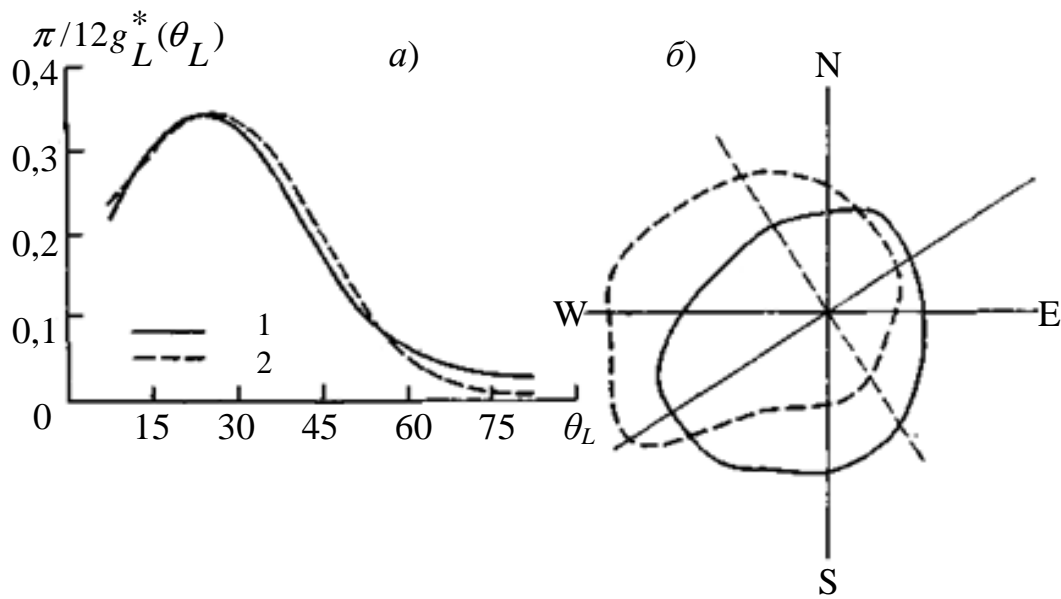


Рис. 1.5 – Орієнтація листової поверхні в посіві картоплі
(Х. Тоомінг, 1977)

а) функція $\pi/12 g_L^*(\theta_L)$; б) функція $g_L^*(\varphi_L)$: 1 – напрям рядків з північного сходу на південний захід, 2 – напрям рядків з північного заходу на південний схід.

Звичайно, листки деяких видів рослин мають тенденцію підтримувати певну орієнтацію відносно Сонця або змінювати її під дією вітру. Проте, було б нереальним намагатися врахувати ці залежності. Вплив на фотосинтез навіть досить великої нерівномірності в азимутальному розподілі листків виявляється несподівано малим. Тому для характеристики просторової орієнтації листків істотними виявляються тільки кути нахилу їхньої нормалі стосовно вертикалі θ_L .

Зокрема, при горизонтальному розташуванні листків $\theta_L = 0$, якщо ж всі листки розташовані вертикально, то $\theta_L = 90^\circ$. Це, однак, ідеалізовані крайні випадки. Звичайно, у посіві зустрічаються листки з різними значеннями θ_L .

Взагалі орієнтація листків характеризується диференціальною функцією розподілу або просто розподілом $g(\theta_L)$, що показує частку листків, які мають той чи інший кут нахилу. Ця функція може залежати від біологічного віку рослин і, звичайно, від координати z . Тому позначимо її через $g_z(\theta_L)$.

Приклади розподілу кута нахилу листків наведені схематично на рис. 1.6, де випадок «а» відповідає переважно горизонтальному розміщенню листків, випадок «б» – вертикальному, випадок «в» – такому

розміщенню листків, при якому їхня більша частина має кут нахилу $\theta_L \approx 45^\circ$ і «г» відповідає рівномірній (сферичній) орієнтації листків.

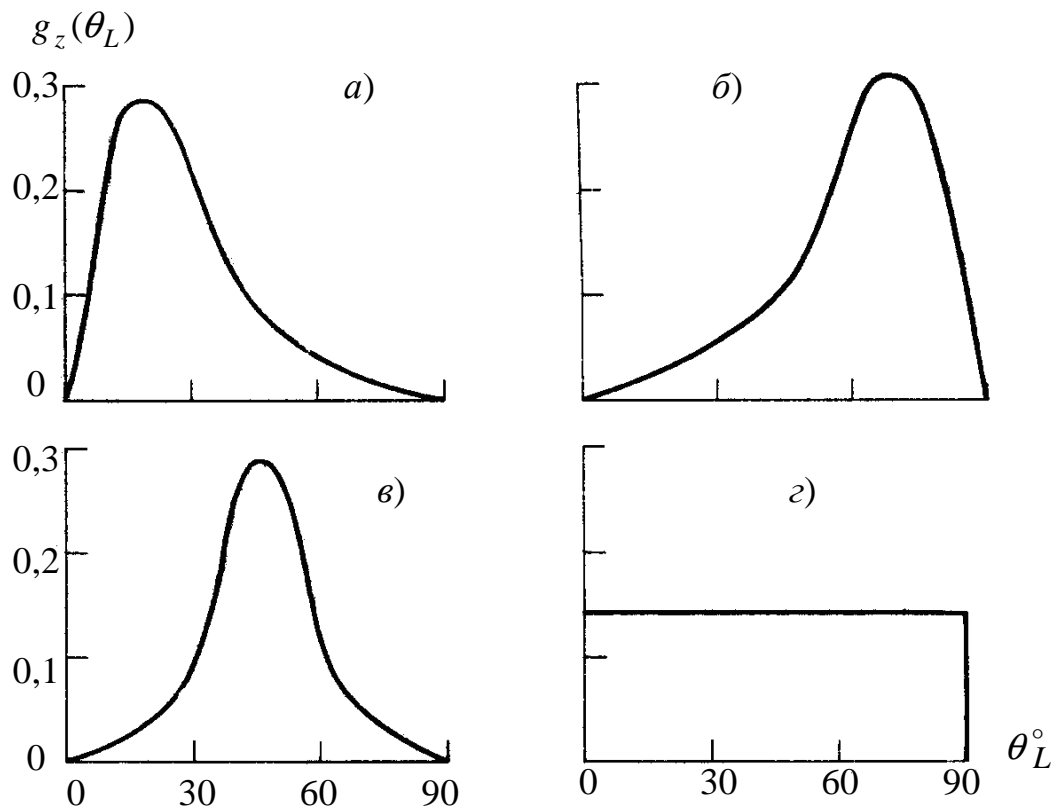


Рис. 1.6 – Приклади функцій розподілу кута нахилу листків (Р.О. Полукетов, 1991).

Посів пшениці, наприклад, на ранніх стадіях розвитку має розподіл типу «б». При наступних фазах він поступово переходить у хаотичний. У посівах пасльонових (томати, картопля) більше 50 % листків мають нахили від 0 до 30° (тип «а»), тобто більшість листків розташовано горизонтально.

Орієнтація листків кукурудзи істотно відрізняється для різних гібридів. Архітектоніка багатьох гібридів кукурудзи така, що верхні яруси листків мають розподіл «б», однак на висоті, яка складає приблизно $1/3$ від верхньої кромки посіву, зустрічається ярус листків з горизонтальним розміщенням – тип «а». Це надзвичайно не вигідно, оскільки цей ярус перехоплює всю сонячну енергію, яка дійшла до нього, і утруднює процеси перенесення. Яруси, які розташовані нижче, практично не «працюють» на продуктивність. Однак зустрічаються і гібриди з іншою архітектонікою.

Зокрема, для гібриду Н-780 югославської селекції характерним є те, що при переміщенні у посіві зверху вниз розподіл, проходячи проміжні форми, міняється від типу «б» у верхніх ярусах до типу «в» у середніх і,

нарешті, до типу «а» у нижніх. Як було показано Х. Тоомінгом, ця архітектоніка є оптимальною для сумарного нетто-фотосинтезу посіву.

Протягом вегетаційного періоду розподіл листків за кутом нахилу істотно змінюється. На прикладі посіву ячменю (табл. 1.3) видно, що до колосіння максимальна кількість листків (29–40 %) має кути нахилу 75–90°.

Листків, близьких до горизонтального напрямку ($\theta_L = 0...45^\circ$), у першу половину вегетації порівняно мало (20–29 %). Виключення складає період появи 5-го листка (41 %), коли перший (по-порядку) листок, що має вже дуже малі кути нахилу, зберігається практично для всіх стебел. Починаючи з 8-го листка поступово зростає кількість листків з кутами нахилу 0–45° і зменшується кількість більш вертикальних листків.

У фазу молочної стиглості максимум листків спостерігається при $\theta_L = 45...60^\circ$, а у фазу воскової стиглості – при $\theta_L = 0...15^\circ$. Наприкінці вегетації листків, близьких до горизонтальних ($\theta_L = 0...45^\circ$), стає навіть більше, ніж більш вертикальних. У фазу воскової стиглості кількість листків, що мають кут нахилу 0...45°, складає 54 %. Такий вегетаційний хід орієнтації листків за кутом нахилу природній і пов'язаний зі зміною кутів нахилу листків при старінні рослин.

Таблиця 1.3 – Розподіл орієнтації листя у посіві ячменю Московський-121 за період вегетації в частках від одиниці (О.В. Абашина, В.О. Горбачов, 1977)

Дата	Фаза розвитку	Кут нахилу θ_L°					
		0–15	15–30	30–45	45–60	60–75	75–90
15.V	3-листок	0,047	0,107	0,107	0,300	0,120	0,320
5.VI	5-листок	0,198	0,135	0,068	0,185	0,122	0,293
15.VI	7-листок	0,080	0,104	0,064	0,173	0,189	0,390
23.VI	8-листок	0,044	0,076	0,080	0,192	0,208	0,400
3.VII	Колосіння	0,130	0,068	0,087	0,106	0,186	0,422
13.VII	Молочна стиглість	0,133	0,186	0,097	0,248	0,195	0,142
23.VII	Воскова стиглість	0,286	0,178	0,071	0,124	0,143	0,107

1.2. Основні показники радіаційного режиму посівів

Промениста енергія Сонця є звичним джерелом біологічних і фізіологічних процесів, які протікають у системі ґрунт – рослина – атмосфера.

Спектр сонячної радіації, падаючої на земну поверхню, прийнято розділяти на дві частини: короткохвильову (інтегральну) радіацію, довжини хвиль якої лежать у діапазоні 280–4000 нм, і довгохвильову радіацію з довжинами хвиль 4000–40000 нм.

У біофізичному аспекті спектр радіації Сонця і неба поділяють на чотири області (табл. 1.4). Область спектра, якій відповідають довжини хвиль 290–380 нм, називають *ультрафіолетовою* (УФ). Проміжок спектра променистої енергії від 380 до 710 нм називається *фотосинтетично активною радіацією* (ФАР). В інтервалі довжин хвиль 710–4000 нм виділяється *близька інфрачервона радіація* (БІЧР). Випромінювання хвиль у діапазоні 4000–100000 нм називають *інфрачервоною радіацією* (ІЧР).

Виділяються (табл. 1.4) три основні сторони впливу радіації на рослинний покрив:

1) *тепловий ефект радіації* – з поглиненої рослинами сонячної енергії більш 70 % перетворюється в тепло і використовується для транспірації, підтримки температури рослин і т.п.;

2) *фотосинтетичний ефект радіації* – з поглиненої в інтервалі спектра 380–710 нм радіації (область ФАР) до 28 % використовується в процесі фотосинтезу для створення різноманітних органічних речовин;

3) *фотоморфогенетичний (регуляторний) ефект радіації* в процесах росту і розвитку – фітобіологічно активна область радіації починається з ультрафіолетової частини, охоплює область ФАР і невелику частину БІЧР і закінчується близько 760 нм.

Таблиця 1.4 – Біологічне значення різних ділянок спектра радіації Сонця і неба (Ю. Росс, 1976)

Вид радіації	Область, нм	Процент сонячної радіації	Ефект дії радіації на рослину		
			тепловий	фотосинтез	ріст та розвиток
Ультрафіолетова	290 – 380	0 – 4	неістотний	неістотний	істотний
Фотосинтетично активна	380 – 710	21 – 46	істотний	істотний	істотний
Близька інфрачервона	710 - 4000	50 – 79	істотний	неістотний	істотний
Інфрачервона	4000 – 100000	–	істотний	неістотний	неістотний

Наведені ефекти впливу радіації, поряд з іншими факторами зовнішнього середовища, у значній мірі визначають закономірності розвитку РП у всьому його розмаїтті.

Розподіл енергії у спектрі сонячної радіації мінливий і залежить від багатьох причин. Він залежить як від висоти Сонця h_{\odot} , так і від оптичних властивостей самої атмосфери. Так, наприклад, при збільшенні h_{\odot} частка синіх променів (400–500 нм) у прямій сонячній радіації зменшується, частка червоних (600–700 нм) зростає, а частка жовто-зелених (500–600 нм) залишається постійною. В зв'язку з цим при зміні у сумарному потоці прямої радіації міняється і частка ФАР.

Спектр розсіяної радіації похмурого неба для видимої області аналогічний спектральному складу прямої сонячної радіації. При цьому співвідношення радіації у синій і червоній областях спектра в залежності від h_{\odot} також змінюється, при малих h_{\odot} переважає до вгохвильова частина спектра.

Для розрахунку добового ходу падаючої на посів короткохвильової радіації при безхмарному небі можна скористатися формулою Т.Г. Берлянд

$$Q_{\odot} = \frac{S_{\odot} \sin h_{\odot}}{1 + f \operatorname{cosec} h_{\odot}}, \quad (1.5)$$

де S_{\odot} – сонячна постійна, дорівнює $1,26 \text{ кВт}/(\text{м}^2 \cdot \text{хв}^{-1})$ або $1,98 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{хв})$;
 f – коефіцієнт, який залежить від географічної зони і пори року.

Розрахунок висоти Сонця h_{\odot} виконується за допомогою формул

$$\sin h_{\odot} = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos[2\pi(t_h + 12)/24], \quad (1.6)$$

$$\delta = -0,408 \cos[2\pi(t_d + 10)/365], \quad (1.7)$$

де φ – географічна широта місця;

δ – кут схилення Сонця;

t_h – поточний час в середині доби, виражений у годинах, який відраховується від полудня;

t_d – номер доби, який відраховується від 1 січня.

Всі кути виражені в радіанах.

Прокоментуємо ці залежності. Величина Q_{\odot} , як очевидно, повинна бути рівною нулю при негативній висоті Сонця, тобто між заходом і сходом Сонця. Тому необхідно спочатку визначити ці моменти часу. Виконується це в такий спосіб. У будь-яку модель повинен бути вбудований календар, тобто програма, яка визначає номер доби з початку року, і порівнюємо її з визначеною датою. Тому, знаючи поточну дату розрахунку, можна знайти значення t_d з урахуванням, зрозуміло, різної кількості днів у лютому місяці. Потім, розрахуємо за рівнянням (1.7) δ і,

прирівнявши праву частину (1.6) нулю, визначаємо для заданої географічної широти φ і розрахованому куту δ час заходу Сонця

$$t_h^{zax} = \frac{12}{\pi} \arcsin\left(-\frac{\sin \varphi \sin \delta}{\cos \varphi \cos \delta}\right) \quad (1.8)$$

і час сходу Сонця

$$t_h^{cx} = 24 - t_h^{zax} . \quad (1.9)$$

Для виконання цих елементарних розрахунків складені програми для ПЕОМ. При обчисленні падаючої радіації в ході моделювання можна використовувати формулу (1.5), перевіряючи на кожному часовому кроці умови перебування поточного часу в інтервалі $t_h^{cx} \leq t \leq t_h^{zax}$ і якщо ця умова порушена, то прирівнювати Q_0 нулю.

Навіть при безхмарному небі у привхідній радіації міститься і пряма і розсіяна складові. При цьому частка розсіяної радіації зменшується зі збільшенням висоти Сонця h_0 . Для обчислення відношення S'/D або S'/Q_0 і D/Q_0 , тобто відношення прямої радіації до дифузійної або прямої і дифузійної до загальної, можна скористатися даними табл. 1.5.

Таблиця 1.5 – Залежність відношення дифузійної радіації до загальної від висоти Сонця

Висота Сонця, град.	Відношення D/Q_0	Висота Сонця, град.	Відношення D/Q_0
5	1,00	35	0,18
15	0,32	45	0,16
25	0,22	90	0,13

При наявності суцільної хмарності вся радіація стає розсіяною, а її величина пов'язана з Q_0 коефіцієнтом ослаблення радіації k_R

$$Q = D = k_R Q_0 . \quad (1.10)$$

Для величини k_R може бути використана залежність

$$k_R = 1 - c_n n_n - c_c n_c - c_b n_b , \quad (1.11)$$

де n_n , n_c і n_b – кількість нижньої, середньої і верхньої хмарності в балах; c_n , c_c і c_b – відповідні числові коефіцієнти. При цьому c_b залежить від висоти Сонця.

С.І. Сівковим для розрахунку сум сумарної сонячної радіації за місяць (МДж/м²) запропоновано формулу

$$\sum_{\text{міс.}} Q = 41,9 \cdot (0,0049 S_m^{1,31} + 10,5 \sin h_{\text{пд}}), \quad (1.12)$$

де S_m – тривалість сонячного саява за місяць;
 $h_{\text{пд}}$ – полуденна висота Сонця на 15-е число місяця.

Перейдемо до характеристики прихідної ФАР. Для прямої радіації встановлено досить тісний зв'язок коефіцієнта c_s , який пов'язує частку ФАР з висотою Сонця, особливо в інтервалі $10^\circ \leq h_\odot \leq 75^\circ$, тобто

$$c_s = \frac{S'_\phi}{S'} = c_s(h_\odot). \quad (1.13)$$

Осереднена за багатьма географічними точками залежність $c_s(h_\odot)$ наведена на рис. 1.7. Коефіцієнт переходу від інтегральної розсіяної радіації до інтегральної ФАР, тобто $c_D = D_\phi/D$, зі збільшенням h_\odot також зростає. Однак при моделюванні ця залежність часто не враховується, а для c_D приймається середнє значення, рівне 0,6.

Відповідно до викладеного коефіцієнт переходу від сумарної радіації до сумарної ФАР, тобто c_Q можна представити виразом

$$c_Q = (c_s S'/D + c_D)/(1 + S'/D). \quad (1.14)$$

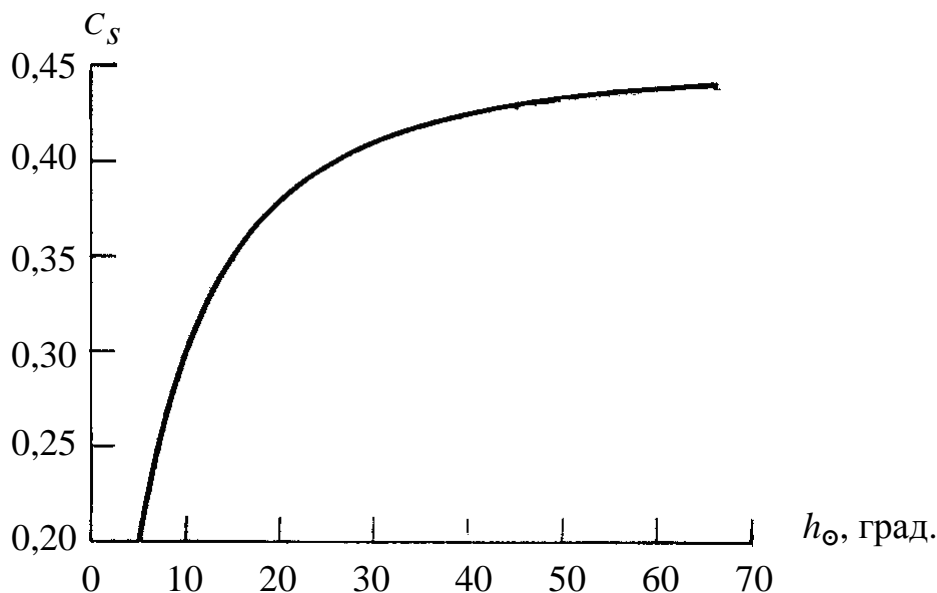


Рис. 1.7 – Залежність коефіцієнта переходу від прямої радіації до ФАР від висоти Сонця.

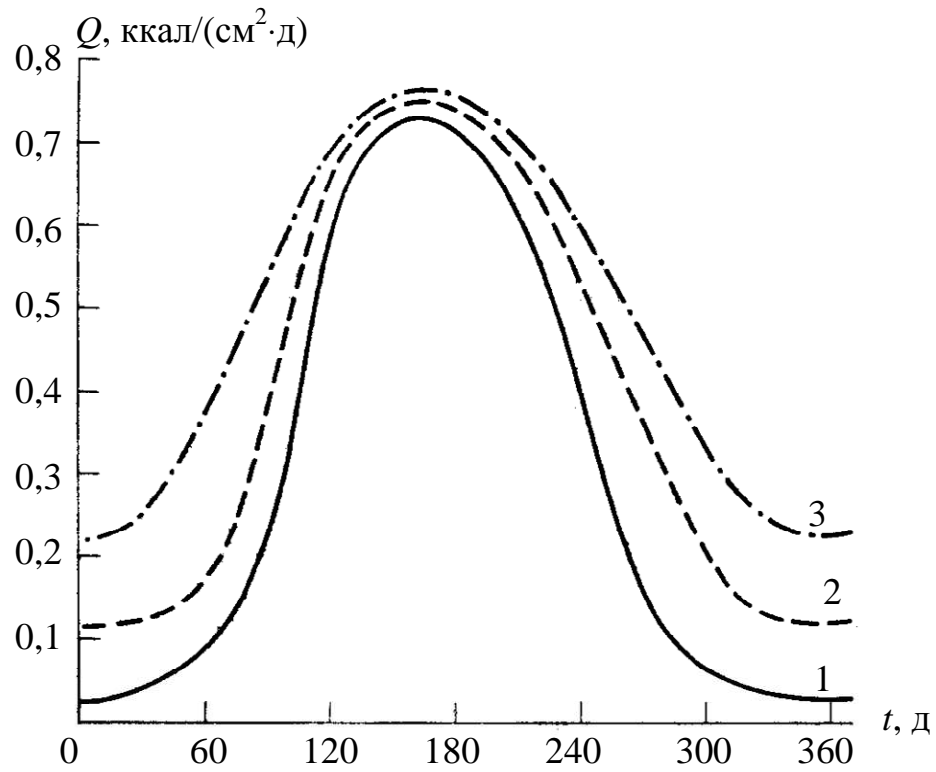


Рис. 1.8 – Річний хід добових сум інтегральної радіації при безхмарному небі. 1 – 60° півн. ш.; 2 – 51,5° півн. ш.; 3 – 43° півн. ш.

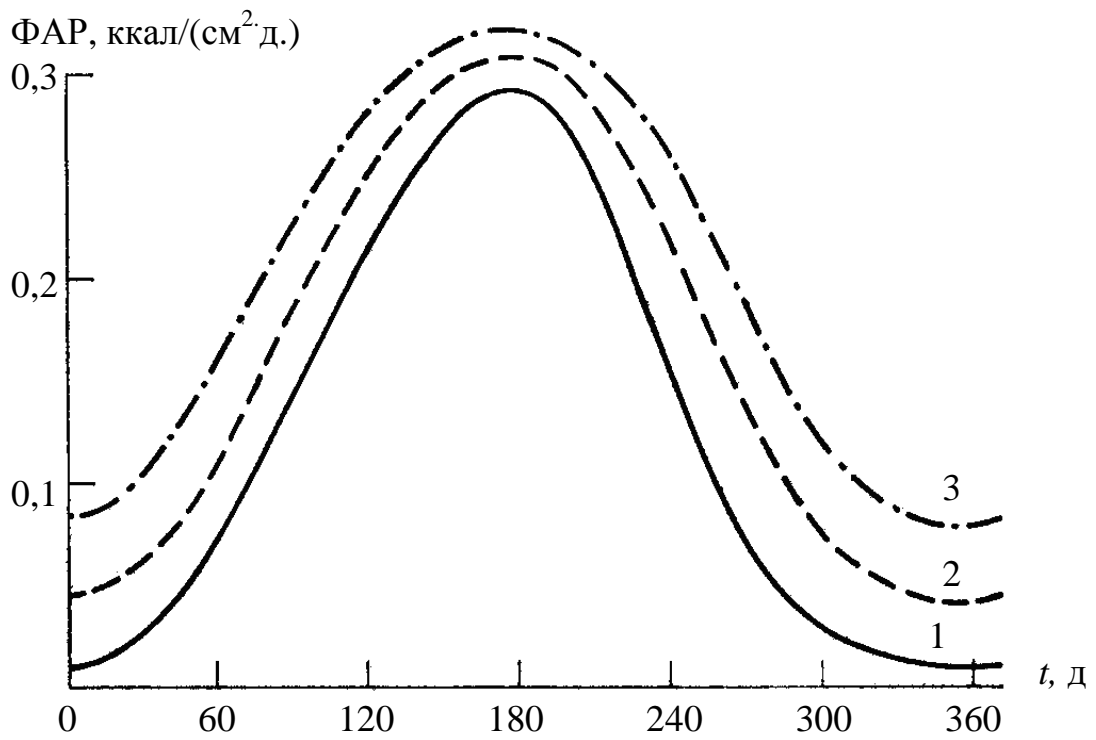


Рис. 1.9 – Річний хід добових сум ФАР при безхмарному небі. 1 – 60° півн. ш.; 2 – 51,5° півн. ш.; 3 – 43° півн. ш.

Для ілюстрації на рис. 1.8 представлено річний хід добових сум сонячної радіації при безхмарному небі, а на рис. 1.9 – річний хід добових сум ФАР. На рис. 1.10 зображено добовий хід інтегральної радіації на широті 60° півн. ш.

Нарешті, рис. 1.11 ілюструє нерегулярний хід зміни протягом одного місяця коефіцієнта ослаблення радіації, обумовленого випадковим характером погодних умов. Мінливість протягом року тривалості дня на різних географічних широтах, може бути розрахована за формулами (1.8) і (1.9).

Радіація, яка надходить до посіву, частково відбивається елементами рослинності або ґрунтом і розсіюється в навколишньому просторі, частково проникає всередину посіву. Коефіцієнт відбиття називається альбедо відповідно посіву або ґрунту. Альбедо залежить як від виду і стану рослин або ґрунту, так і від спектрального складу радіаційного потоку і, отже, від висоти Сонця. В зв'язку з розглядом питання про взаємодію радіації з рослинним покривом необхідно зробити декілька зауважень.

З оптичної точки зору посів можна розглядати як мутне середовище. Однак це тільки грубий образ. Він говорить про те, що в міру проникнення в глибину цього середовища частина радіації поглинається, а сумарний її потік поступово слабшає. При цьому поглинання і розсіювання радіації відбуваються вибірково, в залежності від довжини хвилі. Але якщо будемо далі деталізувати цю картину, то неминуче зіткнемося з труднощами. Насамперед, треба буде визнати, що це середовище неізотропне, а складається із різним образом орієнтованих і вигнутих пластин. Більш того, воно постійно змінюється завдяки коливанням фітоелементів рослин, викликаних вітром. І, нарешті, самі пластини не ідеальні. Дійсно, введене вище поняття локальної нормалі до поверхні листка у даній точці і розподіл кутів, які цю нормаль складали з вертикаллю, відображає лише ідеальну макроскопічну картину.

Поверхня листків не є ідеально рівною, а вкрита нерівностями, утвореними устячковими клітинами і клітинами кутикули. Тому навіть паралельно падаючий на листок пучок світла відбивається в різних напрямках, утворюючи «індикатрису розсіювання». Якщо використати компартментний підхід та уявно розділити посів на шари горизонтальної площини, то можна в середньому виміряти (а потім і порахувати) сумарний потік радіації, що надійшов до деякого шару, сумарний потік, що виходить з цього шару і надходить у наступний шар і, отже, поглинену одиницею листової площі радіацію – як різницю, вхідного у компартмент і вихідного із нього потоків. Саме на цій основі і побудовані усі вимірювання радіаційного поля у рослинності та відповідні моделі. Побудовані ж за даними вимірювань безупинні криві представляють не що інше, як апроксимації «компартментних» даних.

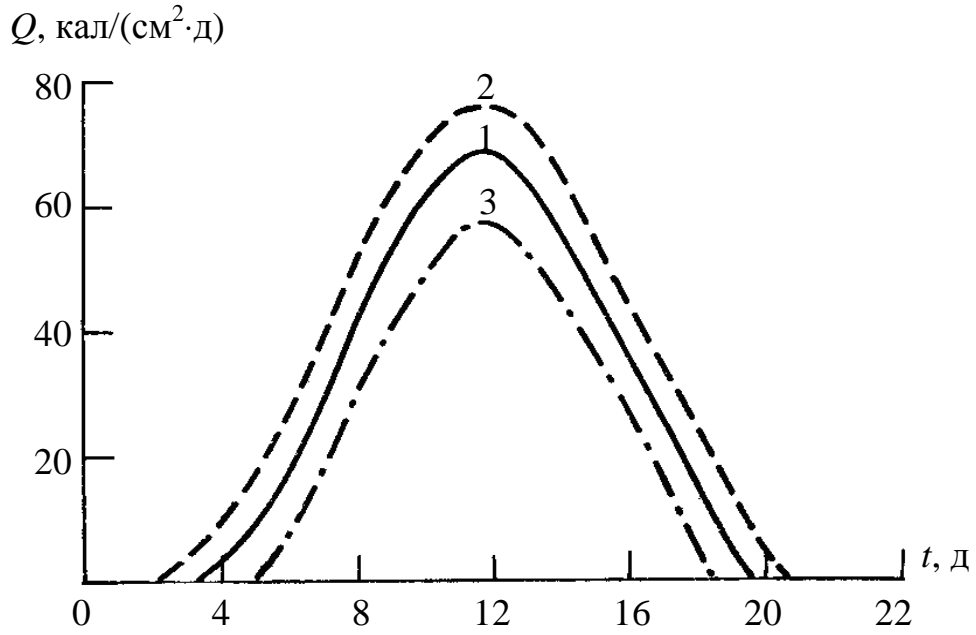


Рис. 1.10 – Добовий хід інтегральної радіації у північній півкулі на широті 60°. 1 – 1 травня, 2 – 1 липня, 3 – 1 вересня .

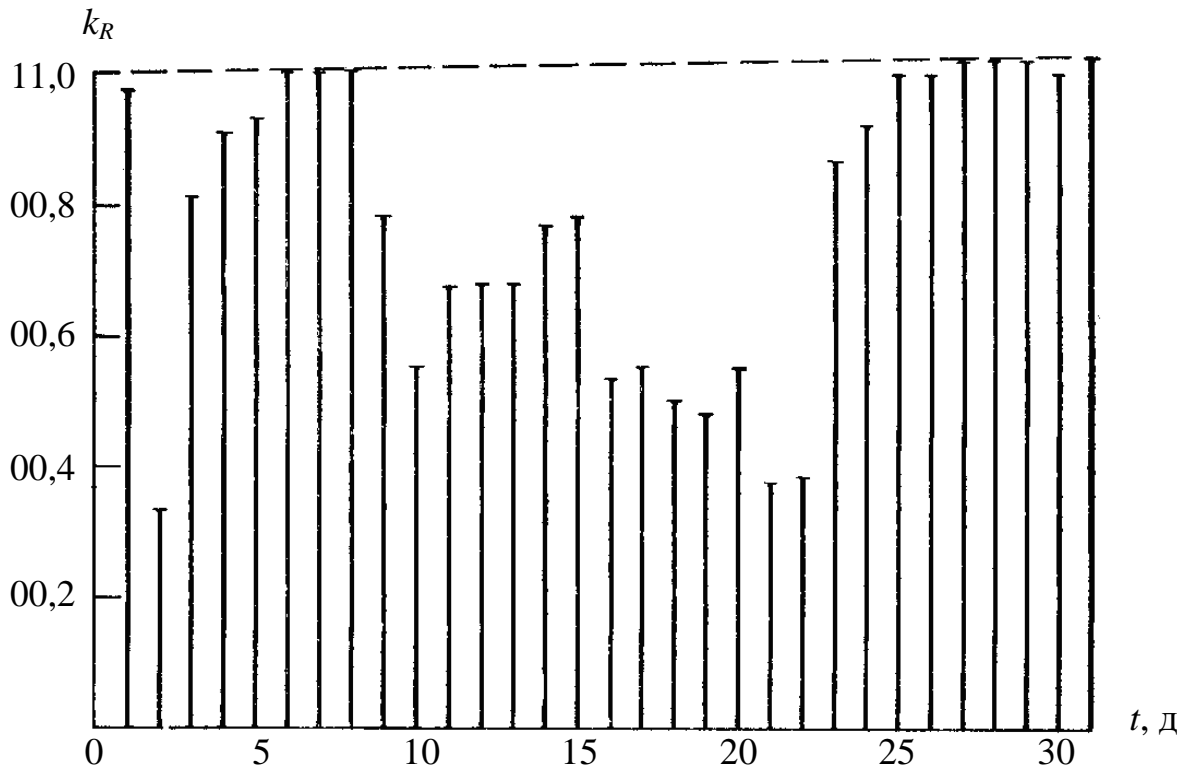


Рис. 1.11 – Приклад зміни середньодобового коефіцієнта ослаблення радіації протягом місяця вегетації.

Розглянемо спочатку трохи ідеалізовані оптичні характеристики окремого листка. Промениста енергія, яка падає на зелений листок, у тій чи іншій мірі поглинається ним, а інша її частина відбивається або пропускається. Якщо позначити прихідний потік енергії через Q , відбитий через Q_A , поглинений через Q_R і той, що пройшов крізь листок, через Q_T , то

$$A = \frac{Q_A}{Q}, \quad R = \frac{Q_R}{Q}, \quad T = \frac{Q_T}{Q} \quad (1.15)$$

відповідно позначаються коефіцієнти відбиття, поглинання і пропускання.

Оскільки $Q_A + Q_R + Q_T = Q$, то

$$A + R + T = 1 \quad (1.16)$$

або

$$A + R + T = 100 \quad (1.17)$$

якщо ці величини виражені у відсотках.

Залежність коефіцієнтів відбиття A і пропускання від довжини хвилі для деякого «середнього» листка представлена на рис. 1.12. Характерним є різке зростання обох коефіцієнтів поблизу границі 700 нм. Більш того, в обох областях, розділених цією межею, тобто у видимій і близькій інфрачервоній, значення коефіцієнтів близькі й в середньому дорівнюють: у видимій області $A \approx T \approx 0,1$, а у близькій інфрачервоній $A \approx T \approx 0,4$.

Відзначимо, що в даному випадку ігнорується неізотропність відбиття. Радіація, яка відбита від поверхні ґрунту, завжди ізотропна. Коефіцієнт відбиття від ґрунту (альbedo ґрунту) не має такого крутого росту при $\lambda = 700$ нм, але збільшується поступово. Альbedo сухого ґрунту монотонно зростає від значення 0,1 при 400 нм до 0,2 при 700 нм і далі до 0,3 при 1600 нм. Для вологого ґрунту ці величини відповідно дорівнюють 0,04, 0,1 і 0,25.

Взаємодія радіаційного поля з посівом представляється більш складним процесом. Радіація, перш ніж безповоротно поглинатися фітоелементом, багаторазово відбивається і розсіюється іншими елементами. При цьому міняється як напрямок поширення променистої енергії, так і її спектральний склад, а інтенсивність цих процесів саме і залежить, крім висоти Сонця, від кутової орієнтації листків у посіві. В зв'язку з цим при моделюванні радіаційного режиму посіви розглядаються як горизонтально однорідні, а радіаційне поле вважається осередненим у горизонтальній площині. Виділимо в посіві NL горизонтальних слоїв-компаратментів малої товщини і розглянемо компартмент з номером j^* . Нумерація компартментів проводиться зверху вниз: верхній шар (ярус) посіву має перший номер, а самий нижній – номер NL .

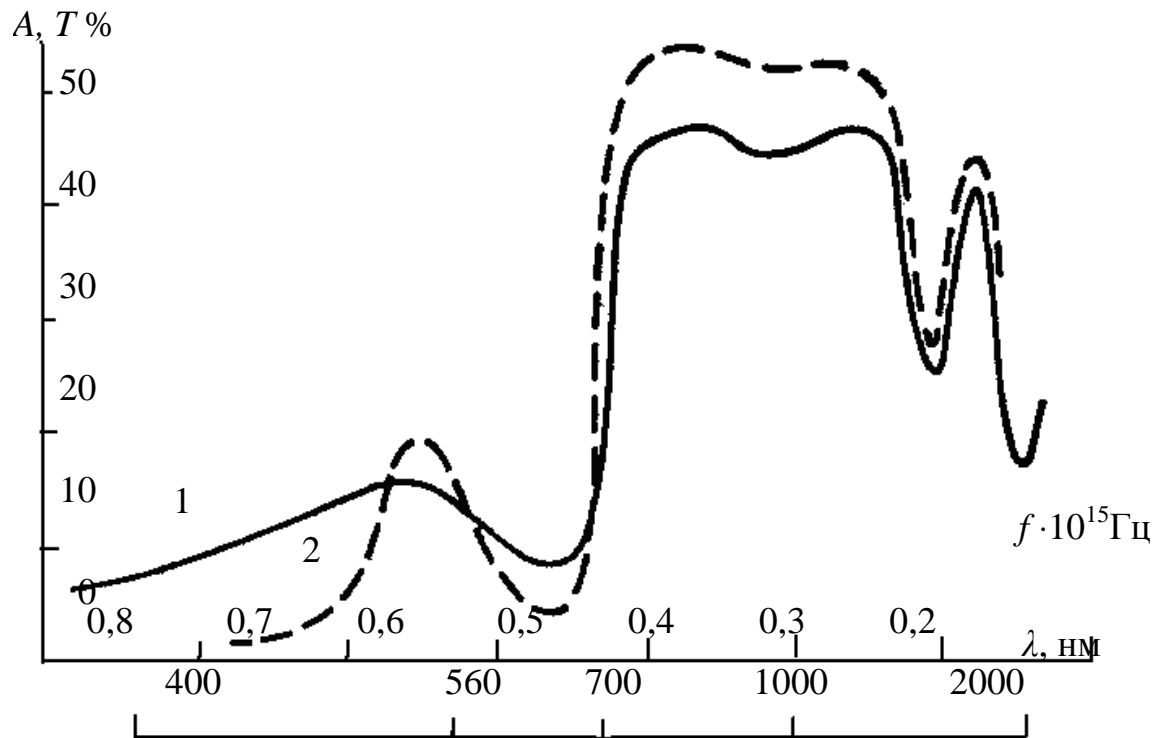


Рис. 1.12 – Залежність коефіцієнтів відбиття (1) і пропускання (2) зеленого листка від довжини хвилі спадного світла.

Позначимо листковий індекс j -го компартмента через L_j . В силу горизонтальної однорідності бокові потоки радіації взаємно компенсують один одного і сумарний боковий потік дорівнює нулю. Зверху j -го компартмента знаходиться $j-1$ ярус із сумарним листковим індексом

$$L'(j) = L_1 + L_2 + \dots + L_{j-1} = \sum_{i=1}^{j-1} L_i. \quad (1.18)$$

У зв'язку з цим радіаційне поле на верхній кромці j -го ярусу можна розглядати як складене з наступних трьох компонентів:

1. Осереднені в горизонтальній площині потоки низхідної прямої сонячної радіації щільністю $S'(L'(j), h_\odot)$ і дифузійної радіації неба $D(L'(j), h_\odot)$.

2. Низхідні потоки цієї частини прямої і дифузійної радіації, яка розсіюється фітоелементами, розташованими вище, тобто $S'_i(L'(j), h_\odot)$ і $D_i(L'(j), h_\odot)$.

3. Висхідні потоки прямої і розсіяної радіації, які формуються в результаті її відбиття фітоелементами ярусу $(j+1)$ і нижче розташованих компартментів $R_S(L'(j), h_\odot)$ і $R_D(L'(j), h_\odot)$.

Потоки, зазначені в пп. 2 і 3 також треба вважати осередненими у горизонтальній площині. Ці потоки необов'язково вертикальні. Важливо, що вони спрямовані відповідно у нижню або у верхню півсфери. Для характеристики цих потоків вводять звичайно безрозмірні коефіцієнти – коефіцієнти пропускання:

– для прихідної до посіву радіації:

$$a_S(L', h_o) = \frac{S'(L', h_o)}{S'(h_o)}; \quad (1.19)$$

$$a_D(L', h_o) = \frac{D(L', h_o)}{D(h_o)}; \quad (1.20)$$

– для низхідної розсіяної фітоелементами радіації:

$$a_{lS}(L', h_o) = \frac{S_l'(L', h_o)}{S'(h_o)}; \quad (1.21)$$

$$a_{lD}(L', h_o) = \frac{D_l(L', h_o)}{D(h_o)}; \quad (1.22)$$

– для альbedo:

$$A_S(L', h_o) = \frac{R_S(L', h_o)}{Q(h_o)}; \quad (1.23)$$

$$A_D(L', h_o) = \frac{R_D(L', h_o)}{Q(h_o)}. \quad (1.24)$$

Формули (1.13) – (1.24) визначають взаємодію потоків сонячної радіації з рослинним покривом.

1.3. Режим довгохвильової радіації

Крім короткохвильової радіації до посіву з навколишнього середовища надходять потоки довгохвильової (теплової) радіації. Вони поглинаються елементами посіву, пропускаються або розсіюються ними. Відповідно до закону Стефана-Больцмана чорне тіло випромінює зі своєї поверхні теплову радіацію пропорційно четвертому ступеню абсолютної температури $J = \sigma T_{abs}^4$.

Дві необмежені пластини, розташовані паралельно одна одній, обмінюються променистою енергією, потік якої дорівнює

$$J_{1,2} = \sigma\delta(T_{1abs}^4 - T_{2abs}^4), \quad (1.25)$$

де δ – коефіцієнт сірості.

При цьому потік тепла спрямовано від пластини з більшою температурою до пластини з меншою температурою. Для діапазону температур у межах від 0 до 30 °С, співвідношення (1.25) можна лінеаризувати і перейти до шкали Цельсія.

Дійсно, оскільки

$$\frac{1}{\sigma\delta} J_{1,2} = T_{1abs}^4 - T_{2abs}^4 = (T_{1abs}^3 + T_{1abs}^2 T_{2abs} + T_{1abs} T_{2abs}^2 + T_{2abs}^3)(T_{1abs} - T_{2abs}) \quad (1.26)$$

в силу того, що $T_{i,abs} = 273 + T_i$, отримаємо

$$J_{1,2} = \sigma\delta a(T_1 - T_2), \quad (1.27)$$

де

$$a = T_{1abs}^3 + T_{1abs}^2 T_{2abs} + T_{1abs} T_{2abs}^2 + T_{2abs}^3 \approx 4 \left(\frac{T_{1abs} + T_{2abs}}{2} \right)^2 \approx 9,6 \cdot 10^7. \quad (1.28)$$

Коефіцієнт a при зміні температури пластин у межах від 0 до 30 °С змінюється не більше ніж на 15 %. Якщо потрібна більш висока точність, то коефіцієнт a можна розраховувати щоразу, припускаючи, що

$$a = 4 \left(273 + \frac{T_1 + T_2}{2} \right)^2 \approx 4T_m^3, \quad (1.29)$$

де через T_m позначена півсума двох абсолютних температур.

З дуже високою точністю вираз (1.29) можна замінити лінійним

$$a = 8,13[1 + 0,005(T_1 + T_2)] \cdot 10^7. \quad (1.30)$$

Представлення посіву у вигляді набору пластин, зрозуміло, було б занадто великою ідеалізацією. На підставі компартментної стилізації, його можна, скоріше, уявити собі як набір решіток. У кожному компартменті «решітка» з фітоелементів частково пропускає крізь себе прихідний до неї потік радіації, а частково поглинає його або випромінює. Але до кожної такої «решітки» через її напівпрозорість надходить потік не тільки від сусідніх компартментів, але й від усіх інших, розташованих вище або нижче даної, щоправда, в ослабленому вигляді. Таким чином, компартмент

із номером j обмінюється тепловою енергією зі своїми безпосередніми сусідами.

Крім того, в залежності від знака різниці температур, він отримує теплову енергію або віддає її компартментам з номерами $j-2, j-3, \dots, j+2, j+3, \dots$, включаючи поверхню ґрунту й атмосферу. Однак потік від більш далеких компартментів доходить до j -го, будучи ослабленим за рахунок його поглинання всіма проміжними елементами. Ця ідея була покладена І. Гоудріаном в основу отримання рівнянь балансу теплової радіації, які мають вигляд

$$J(j) = \frac{1 - \exp(-k_d L_j)}{L_j} \left[\sigma'_{0,j} \{T_{sky} - T_l(j)\} + \sum_{i=1}^{NL} \sigma'_{i,j} \{T_l(i) - T_l(j)\} + \right. \\ \left. + \sigma'_{NL+1,j} \{T_{soil} - T_l(j)\} \right], \quad (1.31)$$

де $J(j)$ – теплова радіація, яка поглинається за одиницю часу j -им ярусом листків;

k_d – коефіцієнт поглинання, а через σ' позначені величини:

$$\sigma'_{0,j} = 4\sigma T_m^3(0,j) \exp\left(-k_d \sum_{l=1}^{j-1} L_l\right); \\ \sigma'_{i,j} = 4\sigma T_m^3(i,j) \exp\left(-k_d \sum_{l=1}^{i-1} L_l\right) \cdot [1 - \exp(-k_d L_j)]; \quad (1.32) \\ \sigma'_{NL+1,j} = 4\sigma T_m^3(NL+1,j) \exp\left(-k_d \sum_{l=1}^{NL} L_l\right).$$

Нагадаємо, що позначення L_j відноситься до листкового індексу j -го компартмента, а NL – означає їхню загальну кількість. У (1.32) для зручності запису поверхні ґрунту привласнено номер $NL+1$. Крім того, у моделі (1.31) фігурує «удавана температура неба» T_{sky} , яка відповідно до досліджень Монтейса може бути прийнята рівною $1,2T_a-21$ для ясного неба і T_a-2 для похмурого неба, де T_a – температура повітря на рівні метеорологічної будки.

Відзначимо, що в денні години довгохвильова частина радіації складає дуже малу частку в загальному балансі посіву. В той же час вночі вона часто є визначальною. Крім того, виявляється, що включення у загальну модель рівнянь (1.32), необхідно для забезпечення стійкості чисельних схем при розрахунку температури листків і поверхні ґрунту.

Розділ 2

ПРОПУСКАННЯ РАДІАЦІЇ РОСЛИННИМ ПОКРИВОМ

2.1. Пропускання прямої сонячної радіації у рослинному покриві

З потоків сонячної радіації всередині рослинного покриву в енергетичному відношенні найбільш істотне значення має потік прямої радіації Сонця $S'(L, h_{\odot})$. Пропускання його рослинним покривом залежить, насамперед, від напрямку сонячних променів: $r_{\odot} = (\theta_{\odot}, \varphi_{\odot})$, де θ_{\odot} – зенітна відстань Сонця і φ_{\odot} – азимут Сонця. Вплив геометричної структури РП на пропускання прямої радіації значний і він визначається запропонованою Ю. Россом і Т.А. Нільсоном функцією

$$G_L(z, r_{\odot}) = \int_{2\pi} g_L(z, r_{\odot}) |\cos \overset{\wedge}{r_{\odot} r_L}| d\Omega. \quad (2.1)$$

Ця функція є проекцією одиниці площі листків, що знаходяться в одиниці об'єму на висоті z , на поверхню, перпендикулярну сонячним променям. Якщо помножимо величину $u(z)$ на $G_L(z, r_{\odot})$, одержимо проекцію всієї площі листя в одиниці об'єму РП на поверхню, перпендикулярну напрямку променів r_{\odot} . У формулі (2.1) $\cos \overset{\wedge}{r_{\odot} r_L}$, має вигляд

$$\cos \overset{\wedge}{r_{\odot} r_L} = \cos \theta_{\odot} \cos \theta_L + \sin \theta_L \sin \theta_{\odot} \cos(\varphi_{\odot} - \varphi_L). \quad (2.2)$$

Аналогічний вираз можна записати і для стебел

$$G_S(z, r_{\odot}) = \int_{2\pi} g_S(z, r_{\odot}) |\cos \overset{\wedge}{r_{\odot} r_S}| d\Omega. \quad (2.3)$$

Можна показати, що

$$G_S(z, r_{\odot}) = \frac{1}{\pi} \sin \theta_{\odot}. \quad (2.4)$$

Функція пропускання прямої радіації всередині рослинного покриву виражається формулою

$$a_s(z, r_{\odot}) = \exp[-k_l(z, r_{\odot}) - k_s(z, \theta_{\odot})], \quad (2.5)$$

де

$$k_L(z, r_0) = \sec \theta_0 \int_0^z u_L(z') G_L(z', r_0) dz' \quad (2.6)$$

i

$$k_s(z, \theta_0) = \frac{1}{\pi} \operatorname{tg} \theta_0 \int_0^z u_s(z') dz' = \frac{1}{\pi} L_s(z) \operatorname{tg} \theta_0. \quad (2.7)$$

У формулі (2.7) L_s – відносна площа стебел.

Якщо просторова орієнтація листя однакова у всіх горизонтальних шарах рослинного покриву, то $g_L(z, r_L) = g_L(r_L)$ і $G_L(z, r_0) = G_L(h_0)$.

З огляду на формули (2.4) і (2.5), отримаємо

$$k'_L(z, r_0) = L(z) G_L(r_0) \sec \theta_0 = L(z) G_L(r_0) / \sin h_0, \quad (2.8)$$

$$k_s(z, \theta_0) = L_s(z) \frac{\operatorname{tg} \theta_0}{\pi} = L_s \frac{\operatorname{ctg} h_0}{\pi}. \quad (2.9)$$

Пропускання радіації вертикальними стеблами залежить тільки від площі стебел і зенітної відстані Сонця. Розходження в пропусканні радіації фітоценозами викликані розходженнями в просторовій орієнтації листків, тобто визначаються функцією $G_L(r_0)$.

Розглянемо функцію $G_L(r_0)$ в деяких окремих випадках. При цьому для зручності надалі замінимо θ_0 висотою Сонця h_0 , тому що $h_0 = \pi/2 - \theta_0$. Крім того, припустимо, що функція $G_L(r_0)$ не залежить від азимута φ_0 , тобто $G_L(r_0) = G_L(h_0)$.

1. Усе листя у РП розташоване горизонтально. Тоді

$$G_L(h_0) = \sin h_0. \quad (2.10)$$

2. Листя розташоване рівномірно в усіх напрямках (рівномірна орієнтація)

$$G_L(h_0) = 0,5. \quad (2.11)$$

3. Листя розташоване вертикально і рівномірно розподілене за азимутом

$$G_L(h_0) = 2/\pi \cos h_0. \quad (2.12)$$

4. Листя розташоване під кутом α_L до горизонту і рівномірно розподілене по азимуту. Для цього випадку запропоновані такі формули:

$$G_L(\alpha_L, h_\odot) = \cos \alpha_L \sin h_\odot, \quad \text{якщо } \alpha_L \leq h_\odot \quad (2.13)$$

і

$$G_L(\alpha_L, h_\odot) = \frac{2}{\pi} \sin h_\odot \left[\cos \alpha_L \arcsin(\operatorname{ctg} \alpha_L \operatorname{tg} h_\odot) + \sin \alpha_L \operatorname{ctg} h_\odot \sqrt{1 - \operatorname{ctg}^2 \alpha_L \operatorname{tg}^2 h_\odot} \right] \quad \text{якщо } \alpha_L > h_\odot. \quad (2.14)$$

Розрахунок функції пропускання спрощується, оскільки є табл. 2.1 значень $G_L(\alpha_L, h_\odot)$ в залежності від α_L і h_\odot .

Таблиця 2.1 – Значення функції $G_L(\alpha_L, h_\odot)$ за даними Рива (Х. Гоомінг, 1977)

h_\odot°	α_L°									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
0	0,000	0,111	0,218	0,318	0,409	0,488	0,551	0,598	0,627	0,637
10	0,174	0,171	0,240	0,328	0,412	0,486	0,546	0,590	0,618	0,627
20	0,342	0,337	0,321	0,361	0,421	0,480	0,530	0,567	0,590	0,598
30	0,500	0,492	0,470	0,433	0,442	0,473	0,504	0,530	0,546	0,551
40	0,643	0,633	0,604	0,557	0,492	0,471	0,473	0,480	0,486	0,488
50	0,766	0,754	0,720	0,663	0,587	0,492	0,442	0,421	0,412	0,409
60	0,866	0,853	0,814	0,750	0,663	0,557	0,433	0,361	0,328	0,318
70	0,940	0,925	0,883	0,814	0,720	0,604	0,470	0,321	0,240	0,218
80	0,985	0,970	0,925	0,853	0,754	0,633	0,492	0,337	0,171	0,111
90	1,000	0,985	0,940	0,866	0,766	0,643	0,500	0,342	0,174	0,000

Пропускання прямої радіації досить добре описується з врахуванням тільки площі листя $L(z)$ відповідно до формули

$$\alpha_s(L, h_\odot) = \exp[-G_L(h_\odot)L/\sin h_\odot]. \quad (2.15)$$

При цьому виявляються наступні закономірності (рис. 2.1):

1) найбільш істотна залежність функції пропускання від висоти Сонця спостерігається у тому випадку, коли все листя у РП розташоване вертикально ($\alpha_L = 90^\circ$);

2) зі зменшенням нахилу листя аж до горизонтального залежність функції пропускання від висоти Сонця зменшується;

3) у РП, де все листя горизонтальне, функція пропускання прямої радіації не залежить від висоти Сонця;

4) у РП, де листя розташовані до горизонту під кутом менше 40° , значна залежність функції пропускання прямої радіації від висоти Сонця спостерігається лише при низьких висотах Сонця;

5) у зоні висот Сонця $30\text{--}40^\circ$ функції пропускання прямої радіації при будь-якій орієнтації листя у РП приблизно однакові.

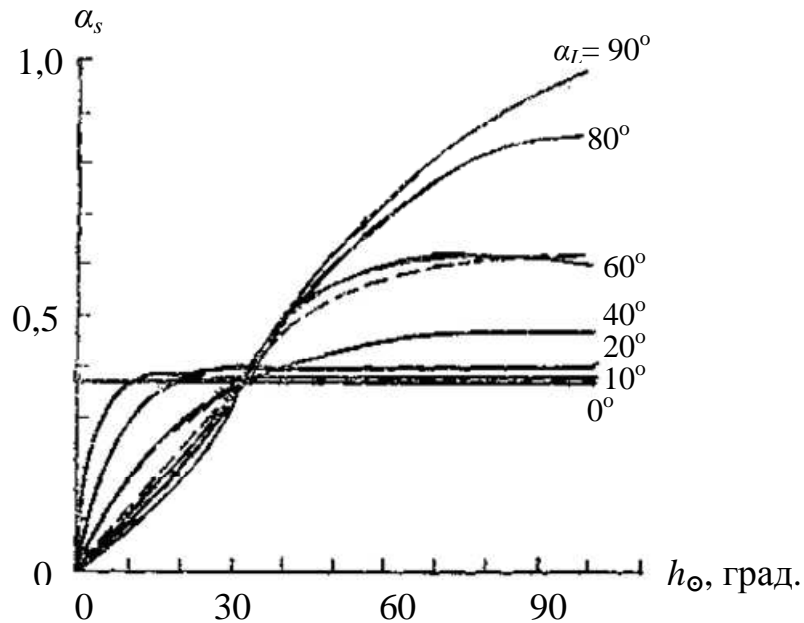


Рис. 2.1 – Залежність функції пропускання прямої ФАР α_s від висоти Сонця h_\odot при різному куті нахилу (від горизонталі) листя (Х. Тоомінг, 1977).

Пунктирна лінія – рівномірне розподілення листя; площа листя складає $1 \text{ м}^2/\text{м}^2$.

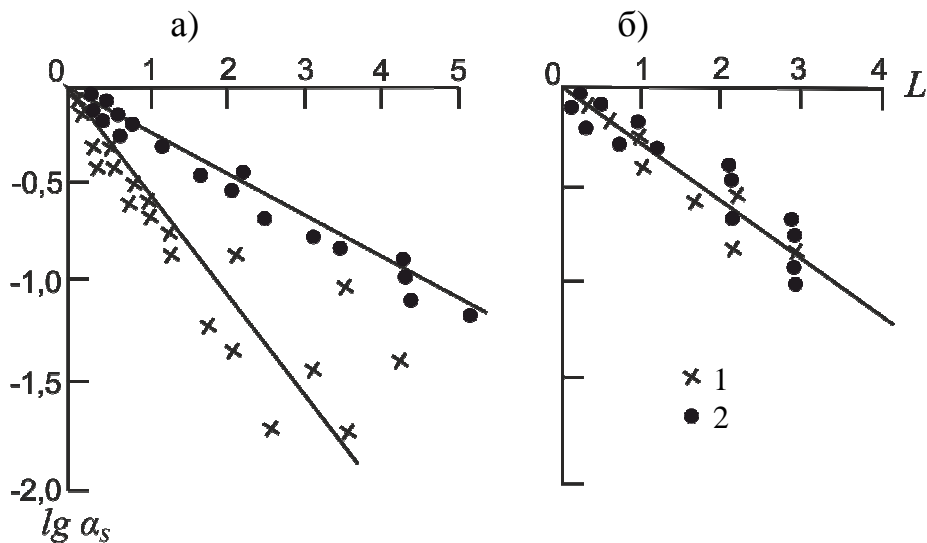


Рис. 2.2 – Залежність логарифма функції пропускання прямої радіації $\lg \alpha_s$ від відносної площі листя L (Ю. Росс, Х. Тоомінг, 1968)

а) сорго: 1 – $h_\odot = 20^\circ$; 2 – $h_\odot = 60^\circ$; б) бавовник: 1 – $h_\odot = 25\text{...}45^\circ$; 2 – $h_\odot = 45\text{...}65^\circ$.

При $h_{\odot} > 35^{\circ}$ пропускання прямої радіації найбільше в РП із вертикальними листками і найменше в РП із горизонтальними листками, а при $h_{\odot} < 35^{\circ}$, навпаки, функція пропускання прямої радіації при хаотичному розташуванні листків має проміжне значення, що приблизно відповідає значенню функції пропускання у РП, в якому листки розташовані під кутом $\alpha_L = 60^{\circ}$.

Згідно з експериментальними даними, експоненціальний закон для пропускання прямої радіації обґрунтований (рис. 2.2). Залежність $\lg a_s$ від відносної площі листа L для посівів сорго і бавовнику лінійна: для сорго середнє значення $G_L(h_{\odot})=0,42$ з достатньою точністю при усіх висотах Сонця, для посіву бавовнику отримане $G_L(h_{\odot})=c_{1s}\sinh_{\odot}$. Отже, функція пропускання не залежить від висоти Сонця. За експериментальними даними $c_{1s} = 0,54 \pm 0,1$ в межах $25^{\circ} < h_{\odot} < 65^{\circ}$.

2.2. Пропускання розсіяної радіації неба рослинним покривом

Інтенсивність низхідного потоку короткохвильової радіації (КХР) всередині посіву визначається ослабленням прямої радіації Сонця S' і зміною розсіяної радіації. Зміна $S'(z)$ всередині РП вивчена досить детально і в першому наближенні описується експонентою. Складніше виглядає процес пропускання розсіяної радіації $D(z)$. У цьому випадку потік $D(z)$ всередині посіву складається з трьох частин: неослабленої радіації небосхилу D_n , розсіяної елементами рослинності прямої сонячної радіації D_s^* і радіації небозводу D_n^* . В зв'язку з цим зміна $D(z)$ всередині РП буде в значній мірі залежати від співвідношення між величинами S' і D над посівом.

На рис. 2.3 наведено вертикальний розподіл відносного потоку розсіяної радіації $D(z)/D_0$ при різних значеннях відношення S'/D_0 . При $S'/D_0 \leq 1,0$ спостерігається значне зменшення потоку $D(z)$ в порівнянні з D_0 . Це свідчить про те, що ослаблення D_0 елементами фітомаси більше його розсіювання, тобто $D_n^* + D_s^* \ll D_0 - D_n$.

Зі збільшенням відношення S'/D_0 частка D_s^* зростає. Це зумовить збільшення відносного потоку $D(z)/D_0$ всередині посіву. При $3,0 < S'/D_0 < 4,0$ значення $D(z)$ по вертикалі всередині посіву майже не міняється, що свідчить про компенсацію $D_0 - D$, потоком D_s^* . При великих значеннях S'/D_0 у верхній частині РП спостерігається вже зростання $D(z)$, у нижній половині РП має місце деяке його ослаблення. Однак, при $S'/D_0 = 7,0$, що спостерігається в умовах чистої і прозорої атмосфери, $D(z)$ безупинно зростає всередині РП, значення $D(z)$ під РП у 1,5 рази перевищує D_0 .

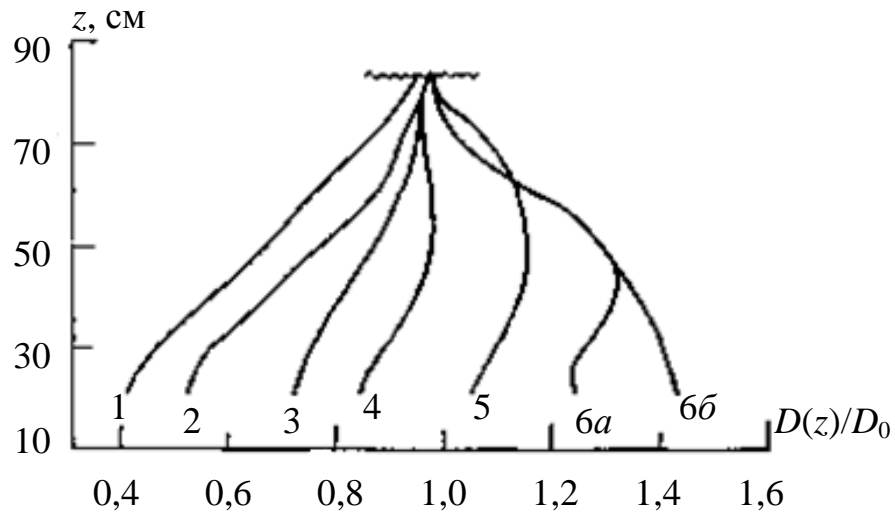


Рис. 2.3 – Вертикальний розподіл відносних потоків розсіяної радіації $D(z)/D_0$ у РП озимої пшениці при різних значеннях відношення S'/D_0 .
 1 – $S'/D_0 \leq 1$; 2 – $1,1 \leq S'/D_0 \leq 1,5$; 3 – $2,0 \leq S'/D_0 \leq 3,0$; 4 – $3,0 \leq S'/D_0 \leq 4,0$;
 5 – $4,5 \leq S'/D_0 \leq 5,3$; 6a – $S'/D_0 = 6,0$; 6б – $S'/D_0 = 7,0$.

Останнє, свідчить про те, наскільки істотна роль розсіювання прямої сонячної радіації елементами фітомаси у формуванні режиму розсіяної радіації всередині посіву.

При безхмарному небі роль розсіяної радіації невелика. При закритому хмарами диску Сонця вона стає визначальною. Функція пропускання РП розсіяної радіації визначається інтегралом

$$a_D(L, h_0) = \frac{1}{D} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} D_0(\theta_0, \theta, \varphi) \exp[-G_L(\theta_0)L / \cos \theta_0] \sin \theta \cos \theta d\theta d\varphi, \quad (2.16)$$

де $D_0(\theta, \theta_0, \varphi)$ – радіація від неба в напрямку θ і φ .

Звичайно передбачається, що небо рівномірно яскраве і D_0 не залежить від θ_0, θ і φ . Тоді для функції пропускання одержимо такі вирази:

1) при горизонтальному розташуванні листя

$$a_D = \exp(-L); \quad (2.17)$$

2) при хаотичному розташуванні листя

$$a_D = 2E_3(0,5L), \quad (2.18)$$

де $E_3(0,5L)$ представляє собою так звану інтегрально-експоненціальну функцію Гольда, задану у вигляді таблиці (табл. 2.2).

3) при вертикальному розташуванні листя

$$a_D = 2 \int_0^1 \exp\left(-\frac{2}{\pi} L \frac{\sqrt{1-x^2}}{x}\right) x dx, \quad (2.19)$$

де $x = \cos \theta_0$.

Значення a_D в останньому випадку визначають шляхом чисельного інтегрування (табл. 2.3).

Таблиця 2.2 – Значення інтегрально-експоненціальних функцій $E_2(0,5L)$ і $E_3(0,5L)$

L	$E_2(0,5L)$	$E_3(0,5L)$	L	$E_2(0,5L)$	$E_3(0,5L)$
0,2	0,723	0,416	2,5	0,103	0,079
0,4	0,574	0,352	3,0	0,073	0,057
0,6	0,469	0,300	3,5	0,052	0,041
0,8	0,389	0,257	4,0	0,038	0,030
1,0	0,327	0,222	4,5	0,027	0,022
1,2	0,276	0,192	5,0	0,020	0,016
1,4	0,235	0,166	5,5	0,014	0,012
1,6	0,201	0,144	6,0	0,011	0,009
1,8	0,172	0,126	6,5	0,008	0,007
2,0	0,148	0,110	7,0	0,006	0,005

Функція пропускання розсіяної радіації a_D з урахуванням реального розподілу розсіяної радіації по небозводу наведена в табл. 2.3.

Як видно з даних, пропускання розсіяної радіації максимальне при висоті Сонця близько 60° . При зменшенні, а також і при збільшенні висоти Сонця пропускання розсіяної радіації зменшується: при $h_0 = 15^\circ$ функція пропускання складає 70–90 % величини при $h_0 = 60^\circ$, а при $h_0 = 90^\circ$ – близько 70 %. Пропускання розсіяної радіації при похмурому небі приблизно таке ж, як і при рівномірно ясному небі.

Таблиця 2.3 – Значення функції пропускання α_D потоку розсіяної радіації неба рослинним покривом (Ю. Росс, 1975)

L	Горизонтальна орієнтація	Рівномірна орієнтація						Вертикальна орієнтація				
		ізотропне небо	Похмуре небо	ясне небо, h_0 град.				ізотропне небо	ясне небо, h_0 град.			
				15	30	60	90		15	30	60	90
0	1,000	1,000	1,00	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
0,1	0,905	0,909	0,91	0,873	0,886	0,905	0,894	0,911	0,861	0,878	0,906	0,891
0,2	0,819	0,833	0,82	0,773	0,793	0,825	0,808	0,841	0,764	0,788	0,835	0,812
0,4	0,670	0,704	0,68	0,623	0,648	0,695	0,672	0,725	0,617	0,646	0,718	0,686
0,6	0,549	0,600	0,56	0,513	0,538	0,592	0,567	0,696	0,518	0,546	0,631	0,596
1,0	0,368	0,443	0,42	0,360	0,381	0,438	0,414	0,504	0,384	0,407	0,502	0,467
1,5	0,223	0,308	0,30	0,240	0,254	0,307	0,286	0,393	0,282	0,298	0,393	0,359
2,0	0,135	0,219	0,21	0,164	0,174	0,218	0,202	0,314	0,216	0,227	0,316	0,286
3,0	0,050	0,113	0,10	0,080	0,085	0,113	0,103	0,213	0,119	0,144	0,218	0,193
5,0	0,007	0,033	0,03	0,022	0,023	0,033	0,029	0,117	0,073	0,074	0,123	0,106

2.3. Пропускання сумарної радіації рослинним покривом

Пропускання сумарної радіації a_Q рослинним покривом визначається закономірностями функцій пропускання прямої $a_S(L, h_\odot)$ і розсіяної $a_D(L, h_\odot)$ радіації, низхідних потоків $a_S^H(L, h_\odot)$ і $a_D^H(L, h_\odot)$ додаткового радіаційного поля, а також структурою опромінюваного потоку, який характеризується відношенням прямої радіації до розсіяної S'_0/D_0 .

Функція пропускання потоку сумарної радіації виражається формулою

$$a_Q(L) = \frac{Q(L)}{Q_0} = \frac{(a_S + a_S^H)S'_0/D_0 + (a_D + a_D^H)}{1 + S'_0/D}. \quad (2.20)$$

Залежність $a_Q(L)$ від висоти Сонця трохи слабкіше, ніж залежність функції пропускання прямої радіації, тому що $a_Q(L)$ визначається як середньозважена величина $(a_S + a_S^H)$ і $(a_D + a_D^H)$. Частки прямої і розсіяної радіації a_S^H , a_D^H , що розсіюються вниз елементами РП, мають значення при розрахунку функції пропускання сумарної радіації в близькій інфрачервоній області спектра. В області ФАР значення a_S^H і a_D^H несуттєві.

Аналіз формули (2.20) показує, що залежність $a_Q(L)$ від співвідношення S'_0/D_0 дуже істотна (рис. 2.4). При мінливій хмарності S'_0/D_0 міняється в широких межах, що позначається на значенні $a_Q(L)$. При великих висотах Сонця функція пропускання сумарної радіації збільшується зі зростанням S'_0/D_0 , при малих висотах Сонця спостерігається зворотна залежність. При визначеній висоті Сонця $a_Q(L)$ не залежить від S'_0/D_0 . Цю висоту можна назвати нейтральною висотою Сонця. Якщо висота Сонця перевищує нейтральну, то $a_S > a_D$, якщо ж нижче, то $a_S < a_D$.

Для рослинного покриву із хаотичним розташуванням листя нейтральна висота Сонця складає $35-40^\circ$ (рис. 2.4 а). Для рослинного покриву із вертикальною орієнтацією листя нейтральна висота Сонця трохи більше, ніж $40-50^\circ$.

Істотна залежність $a_Q(L)$ від S'_0/D_0 спостерігається в рослинному покриві з вертикальним листям (див. рис. 2.4 б).

Так, наприклад, при закритому хмарами Сонці ($S'_0/D_0 = 0$) на глибину $L = 2$ проникає лише 30 % сумарної радіації. Але як тільки «з'являється» Сонце, функція пропускання збільшується, і при цілком ясному небі до рівня $L = 2$ проникає вже 90 % падаючої на РП радіації.

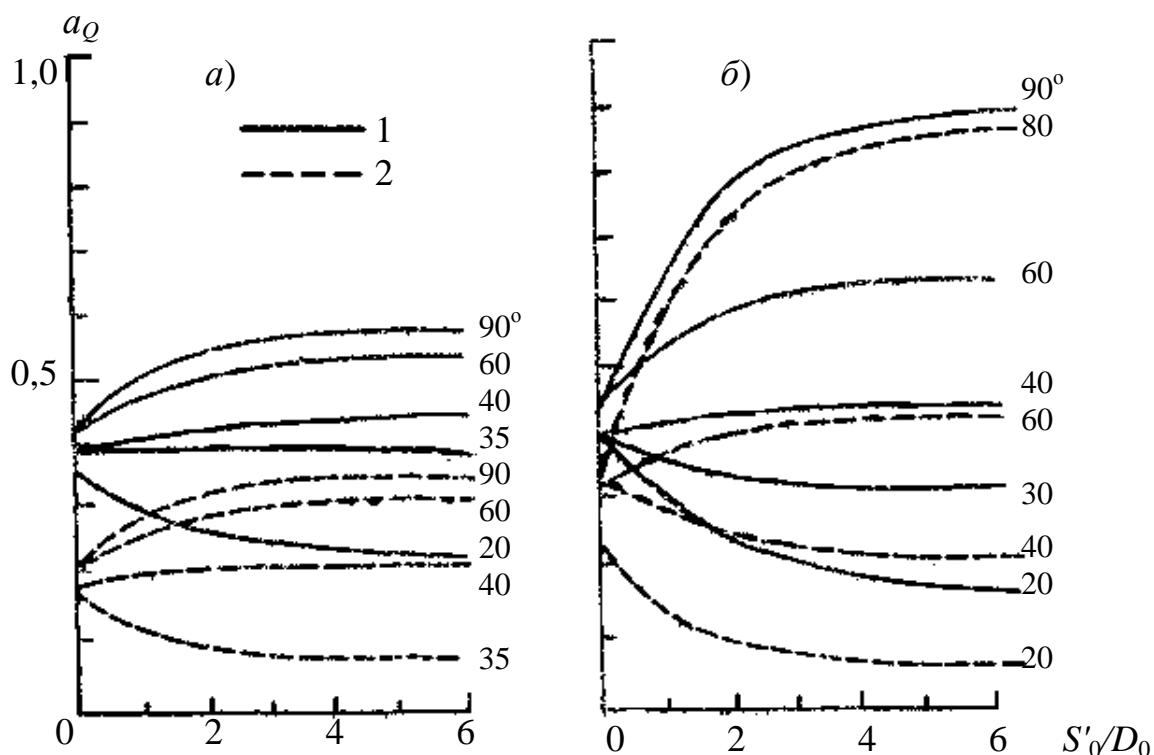


Рис. 2.4 – Залежність функції пропускання сумарної радіації a_Q від співвідношення S'_0/D_0 і висоти Сонця h_0 при хаотичному (а) і вертикальному (б) розташуванні листя (Х. Тоомінг, 1977).
1 – $L_0=1$; 2 – $L_0=2$

На основі аналізу виразу (2.20) для функції пропускання сумарної радіації, а також узагальнення експериментальних даних за ослабленням радіації в посівах різних сільськогосподарських культур Х. Тоомінг і Ю. Росс одержали напівемпіричні формули, які описують пропускання сумарної КХР у РП. При цьому у виразі (2.20) для функцій пропускання прямої сонячної радіації a_S , розсіяної радіації неба a_D , потоку додаткової радіації a_S^H і a_D^H були використані напівемпіричні формули.

Для функції пропускання сумарної КХР у рослинному покриві формула Тоомінга – Росса має вигляд:

а) при ясному небі

$$a_Q^c = \frac{S'_0/D_0 \exp(-k_S L/\sin h_0) + a_D(L, h_0)}{1 + S'_0/D_0} + c_2 [\exp(-c_3 k_S L/\sin h_0) - \exp(-k_S L/\sin h_0)] ; \quad (2.21)$$

б) при похмурому небі

$$a_Q^n = a_D(L, h_0) + c_2 [\exp(-c_3 k_S L/\sin 40^\circ) - \exp(-k_S L/\sin 40^\circ)] ; \quad (2.22)$$

в) в інтервалі h_{\odot} від 20 до 50°

$$a_Q = (1 - c_2) \exp(-k_S L / \sin h_{\odot}) + c_2 \exp(-c_3 k_S L / \sin h_{\odot}). \quad (2.23)$$

Тут k_S , c_2 і c_3 – емпіричні коефіцієнти, визначені з експерименту ($k_S=0,5$; $c_2=0,3$; $c_3=0,15$); $a_D(L, h_{\odot})$ – функція пропускання розсіяної радіації, значення якої з достатнім наближенням визначається за даними табл. 2.3.

Зупинимося на цих формулах і їхніх параметрах більш докладно. Емпіричний коефіцієнт k_S характеризує вплив геометричної структури РП на пропускання радіації, він заміняє важко визначувану функцію $G(h_{\odot})$. Емпірична постійна c_2 визначає частку розсіяної у РП радіації в сумарному потоці, а c_3 характеризує інтенсивність розсіювання фітоелементами і зв'язана з їх оптичними властивостями. Формула (2.23) наочно розкриває фізичну основу напівемпіричної формули. Сумарну радіацію всередині РП можна розглядати як складову з двох частин, різних за характером ослаблення, причому частка $(1 - c_2)$ від сумарної радіації послабляється за одним експонентним законом, а c_2 – за іншим. Перший член характеризує частку сумарної радіації, яка проникає до глибини L без взаємодії з РП, другий член – радіацію, яка виникає у вище розташованих шарах в процесі розсіювання сумарної радіації на фітоелементах. Зміна функції пропускання сумарної КХР з глибиною в РП, розрахованої за формулами (2.22) і (2.23), наведена на рис. 2.5 а.

Формула, що описує ослаблення сумарної радіації в РП, вперше була запропонована Монсі і Саєкі. Вона має такий вигляд

$$Q(L) = Q_0 \exp(-kL). \quad (2.24)$$

У цій формулі k визначається експериментально.

А.І. Будаговським для функції пропускання сумарної КХР запропонована така формула

$$Q(L) = \frac{Q_0}{1 + k_Q L}, \quad (2.25)$$

Причому коефіцієнт k_Q залежить від висоти Сонця і його значення становлять:

h_{\odot}	20°	40°	60°
k_Q	0,50	0,69	0,63.

У першому наближенні коефіцієнт k_Q можна вважати рівним 0,65.

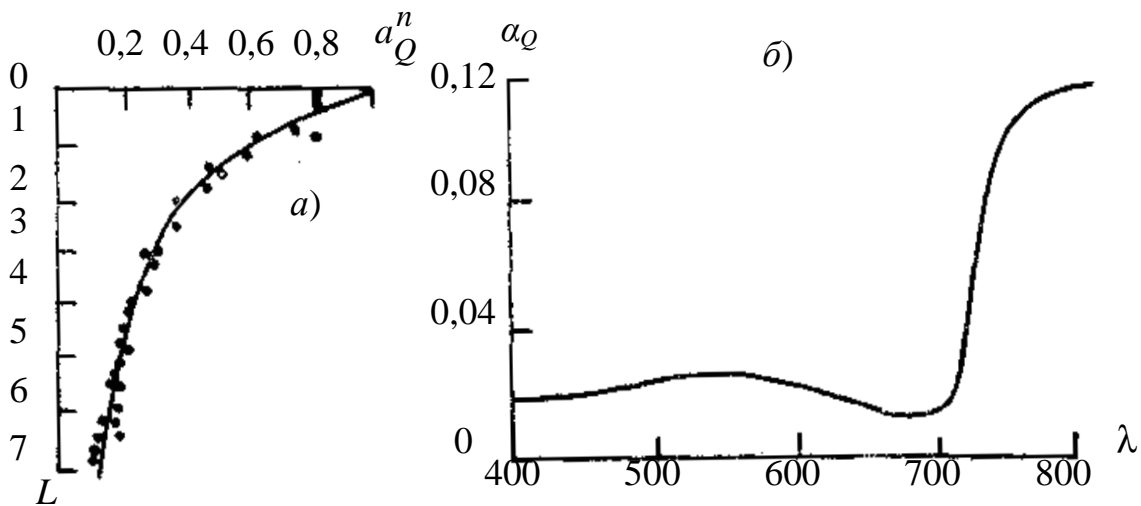


Рис. 2.5 – а) Зміна функції пропускання сумарної короткохвильової радіації a_Q з глибиною: посів кукурудзи, похмуре небо, висота посіву 100–160 см (Ю. Росс, 1975).
 б) Залежність функції пропускання сумарної короткохвильової радіації a_Q від довжини хвилі λ : посів кукурудзи при $L_0=5 \text{ м}^2/\text{м}^2$ (Х. Нійліск, Ю. Росс, 1968).

В результаті багаторазового розсіювання всередині РП спектральний склад радіації поступово міняється. У спектрі радіації всередині РП (рис. 2.5б) переважають темно-червоні й інфрачервоні промені. Чим більше глибина РП, тим більше фільтрується область ФАР і тим більше частка близької інфрачервоної радіації. На основі врахування особливостей зміни спектрального складу радіації з глибиною РП Х. Тоомінгом розроблений метод розкладання потоку сумарної радіації в посіві на ФАР і БІЧР. Запропоновано перехідні коефіцієнти (табл. 2.4), що дозволяють одержати величину пропускання визначених потоків за коефіцієнтами пропускання інтегрального потоку сумарної радіації, які можна одержати експериментально або розрахунковим шляхом.

Таблиця 2.4 – Коефіцієнти пропускання інтегральної сумарної радіації a_Q і відповідні їм коефіцієнти пропускання для ФАР $a_{QФ}$ і ближньої інфрачервоної радіації $a_{Qб}$ (Х. Тоомінг, 1977)

	Коефіцієнти										
a_Q	0,90	0,80	0,70	0,60	0,50	0,40	0,30	0,20	0,15	0,10	0,05
$a_{QФ}$	0,86	0,73	0,60	0,48	0,36	0,24	0,15	0,06	0,03	0,01	0,002
$a_{Qб}$	0,91	0,89	0,82	0,75	0,67	0,58	0,47	0,34	0,28	0,19	0,10

Х. Тоомінгом досліджено питання про застосування формули (2.21) в областях ФАР і БЧР та отримано емпіричні коефіцієнти в різних спектральних областях (табл. 2.5).

Таблиця 2.5 – Значення коефіцієнтів k_S , c_2 , c_3 у формулі (2.21)

Вид радіації	k_S	c_2	c_3
КХР	0,5	0,30	0,15
ФАР	0,5	0,04	0,15
БЧР	0,5	0,60	0,15

Як видно з даних табл. 2.5, в області ФАР коефіцієнт c_2 незначний, тому у формулі (2.21) можна знехтувати членом, який описує розсіювання ФАР на фітоелементах. Х. Тоомінгом одержана формула для функції a_Q

$$a_Q = \frac{S'_0 / D_0 \exp(-k_S L / \sin h_o) + a_D(L, h_o)}{1 + S'_0 / D_0}. \quad (2.26)$$

При проведенні актинометричних спостережень, вимірювання щільності потоку ФАР не проводиться. Перехід від КХР до ФАР виконується за допомогою перехідних коефіцієнтів, які визначаються розрахунковим або експериментальним шляхом.

Оскільки сумарна радіація складається з прямої і розсіяної, то коефіцієнт переходу від сумарної радіації до сумарної ФАР c_Q можна представити формулою

$$c_Q = \frac{c_D + c_S S'_0 / D_0}{1 + S'_0 / D_0}, \quad (2.27)$$

де c_S і c_D – відповідно коефіцієнти переходу до ФАР для прямої і розсіяної радіації.

Для прямої сонячної радіації встановлена тісна залежність коефіцієнта ФАР c_S від висоти Сонця в інтервалі від 10° до 75° (рис. 2.6).

Зі збільшенням висоти Сонця до 30° величина c_S швидко росте. При $h_o > 30^\circ$ коефіцієнт c_S змінюється незначно, його середнє значення складає 0,43. Установлено, що c_S мало залежить від географічної широти.

Коефіцієнти переходу для розсіяної радіації c_D перевищують значення c_S для прямої радіації. Зі збільшенням висоти Сонця коефіцієнт c_D зростає. Величина c_D коливається між значеннями 0,55 і 0,80.

У фітоактинокліматологічних розрахунках коефіцієнт c_D можна прийняти постійним і рівним 0,57.

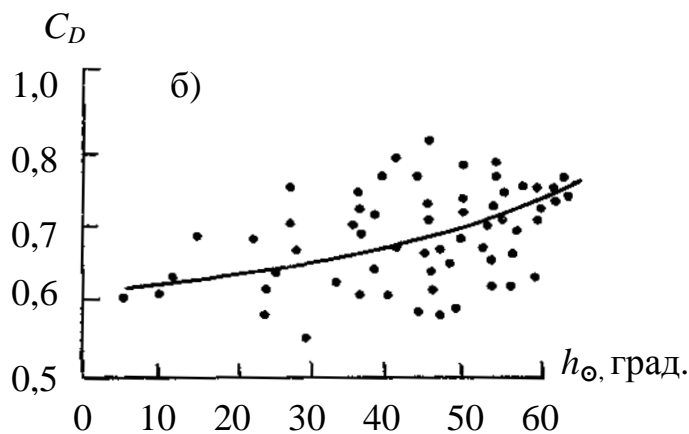
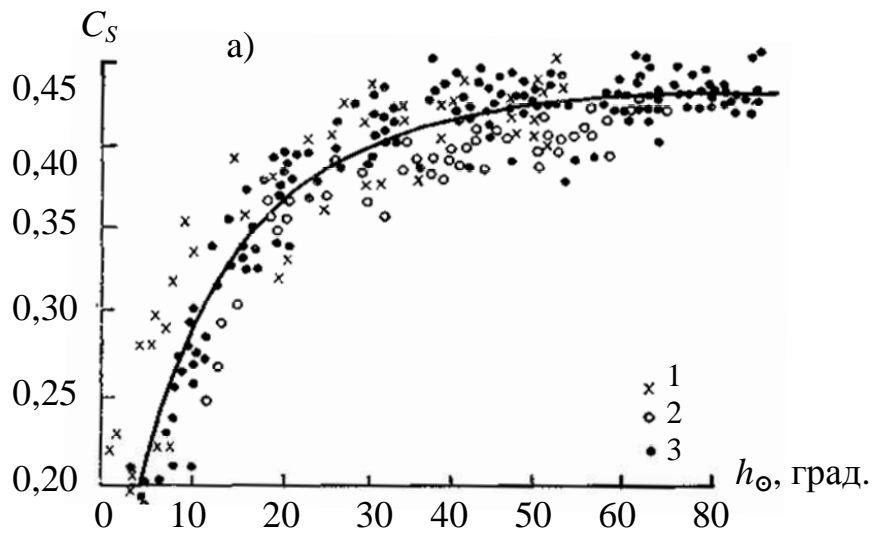


Рис. 2.6 – Залежність перехідних коефіцієнтів ФАР від висоти Сонця:
 а) прямої сонячної радіації (Х. Тоомінг, 1977)
 1 – Йигева, 1963; 2 – Молдова, 1964; 3 – Гісарська долина, 1965.
 б) розсіяної радіації безхмарного неба (Н.А. Перельот, 1970).

Суми сумарної ФАР приблизно можна визначити за формулою

$$\sum Q_{\Phi} = 0,43 \sum S'_0 + 0,57 \sum D_0 . \quad (2.28)$$

Для наближеного розрахунку сумарної ФАР можна прийняти $c_Q = 0,52$.

2.4. Альbedo рослинного покриву

Альbedo РП є важливою радіаційною характеристикою, від якої залежить величина короткохвильового і повного радіаційного балансу. Ю. Россом отримані такі формули, які дозволяють визначити альbedo РП з

урахуванням потужності РП, альbedo ґрунту A_2 та інтегральної характеристики листка – коефіцієнта відбиття R_L . Так, альbedo РП для сильно поглинаючого листя (наприклад, при ФАР) з урахуванням однократного розсіювання буде визначатися виразом

$$A = \frac{R_L}{2} [1 - \exp(-2L_0)] + A_2 \exp(-2L_0). \quad (2.29)$$

Перший член у виразі (2.29) враховує відбиття від самого листя, другий – радіацію, яка досягає поверхні ґрунту, а потім відбивається від неї і виходить назад вгору без взаємодії з листям на всьому шляху.

Одна з перших формул альbedo РП була запропонована К.С. Шифріним. При цьому рослини розглядалися як абсолютно чорні циліндри висотою H , радіусом r , рівномірно розподілені на поверхні ґрунту густиною n . Формула Шифріна має наступний вигляд

$$A(h_0) = A_2(h_0) \exp(-2rnH \operatorname{ctg}(-2L_0)). \quad (2.30)$$

Залежність альbedo РП від різних факторів за розрахунковими даними. У випадку негустого рослинного покриву альbedo системи формується за рахунок відбиття від листя і відбиття від ґрунту під РП. Вплив останнього тим більше, чим менше товщина шару листя над ґрунтом і чим більше альbedo самого ґрунту.

На рис. 2.7а показано альbedo системи для розсіяної КХР неба в залежності від L_0 . Різні криві відповідають різним значенням альbedo ґрунту A_2 . Найбільші зміни в альbedo системи відбуваються при збільшенні товщини L_0 від 0 до 2, тобто саме при рідкому РП. Напрямок зміни визначається контрастом між листям і ґрунтом. Якщо ґрунт темніше листя, наприклад, як у випадку вологого ґрунту з $A_2 = 0,15$, то альbedo A_D росте зі збільшенням товщини L_0 . Якщо A_2 близько до альbedo листя, то альbedo РП не залежить від L_0 . У природі найбільший контраст виникає тоді, коли під зеленими рослинами знаходиться сніжний покрив ($A_2 = 0,70$). В цьому випадку (рис. 2.7а) альbedo зменшується в два рази, якщо L_0 росте від 0 до 1,5.

На рис. 2.7 б наведена залежність альbedo від висоти Сонця й орієнтації листя. Як видно з даних рисунка в області ФАР залежність альbedo від орієнтації листя несуттєва і нею можна знехтувати. Залежність альbedo від висоти Сонця слабо виражена, і в наближених розрахунках нею також можна знехтувати.

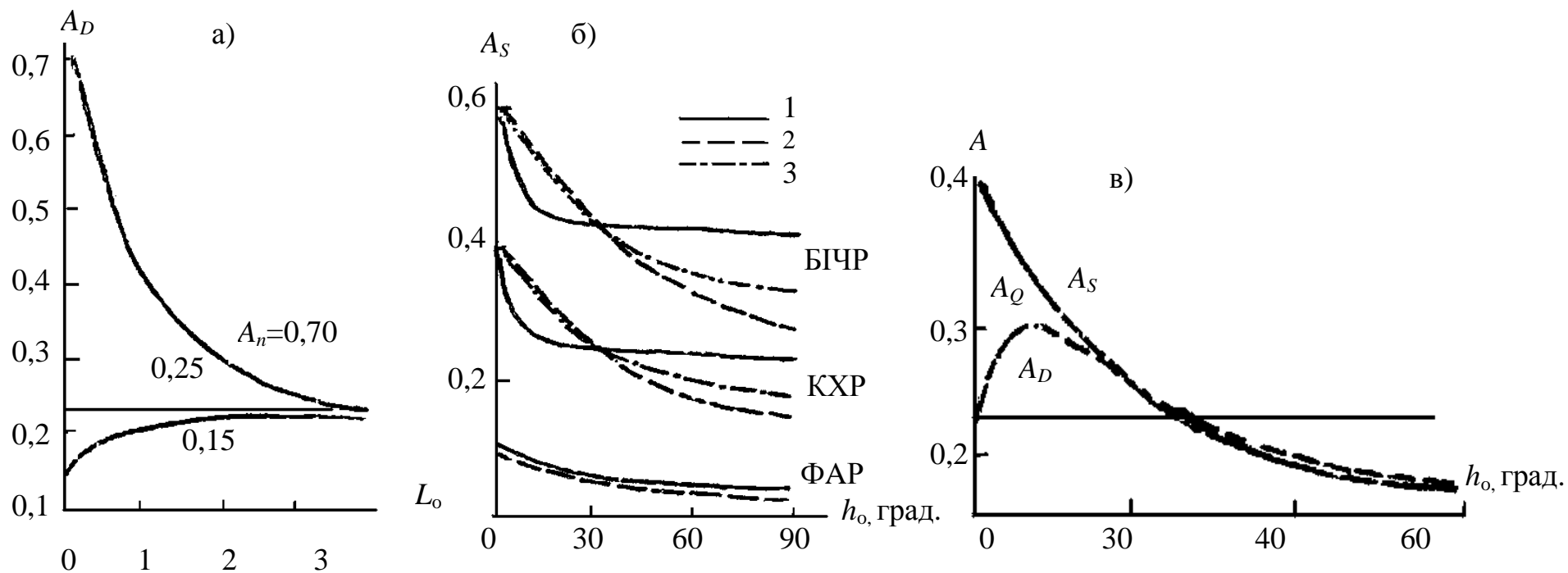


Рис. 2.7 – Залежність альbedo: а) для розсіяної КХР від товщини РП L при різних значеннях альbedo підстильної поверхні A_z : $A_z = 0,15$ відповідає оголеному ґрунту, $A_z = 0,25$ – трав'яному покриву, $A_z = 0,70$ – сніговому покриву; б) при прямій сонячній радіації від висоти Сонця для областей ФАР, БІЧР і КХР: 1 – горизонтальна орієнтація листа, 2 – вертикальна орієнтація, 3 – рівномірна орієнтація; в) від висоти Сонця при сумарній A_0 , прямій A_S і розсіяній A_D КХР, при рівномірній орієнтації листа для густого рослинного покриву.

В областях БЧР і КХР (рис. 2.7б) вплив орієнтації листа значний при великих і малих висотах Сонця. При великих висотах Сонця альbedo густого РП A'_S зростає зі збільшенням горизонтальності листа і зменшується зі збільшенням їхньої вертикальності. При малих висотах Сонця положення зворотне. У діапазоні висот Сонця $h_{\odot} = 20 \div 40^\circ$ альbedo A'_S практично не залежить від орієнтації листа.

Як показано на рис. 2.7б, залежність альbedo A'_S від висоти Сонця стає менш вираженим зі збільшення горизонтальності листа. Область між кривими 1 і 2 на рис. 2.7б характеризує максимальні варіації альbedo A'_S , обумовлені варіаціями геометричної структури реальних типів РП. Ці варіації найбільші в області БЧР і найменші в області ФАР.

Альbedo РП при сумарній радіації також залежить від висоти Сонця. Ця залежність наведена на рис. 2.7в. Як видно з даних рис. 2.7в, при великих висотах Сонця альbedo для густого РП при сумарній радіації мало відрізняється від альbedo при прямій сонячній радіації. Розходження проявляється лише при $h_{\odot} < 20^\circ$. Альbedo густого РП при сумарній радіації має максимум біля $h_{\odot} = 10^\circ$.

Середні значення альbedo різних типів РП трав'яних рослин і посівів сільськогосподарських культур $A_k(L)$ розрізняються незначно. Середнє альbedo зімкнутих посівів сільськогосподарських культур варіює від 0,16 до 0,26. Альbedo в області ФАР складає в середньому 0,02–0,07. Альbedo різних трав і сільськогосподарських культур збільшується зі зменшенням висоти Сонця (рис. 2.8).

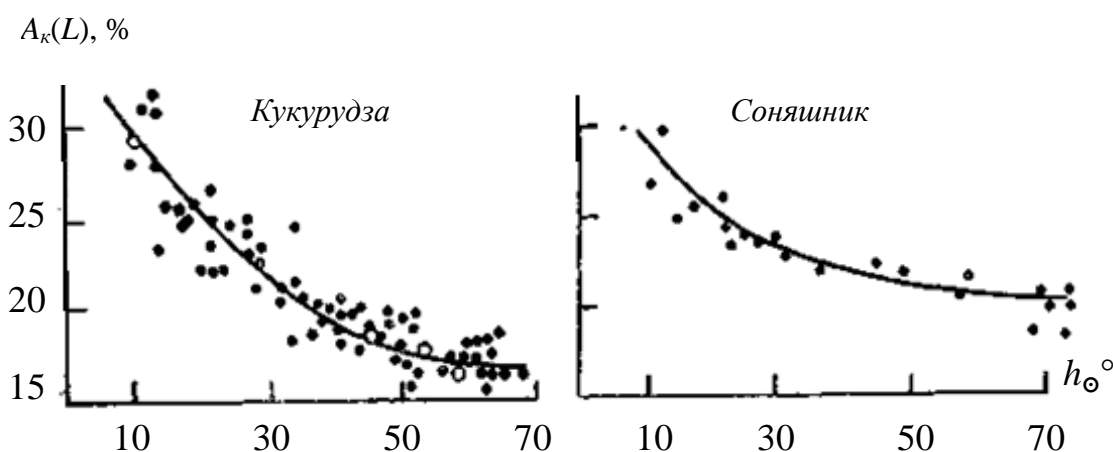


Рис. 2.8 – Залежність альbedo посівів кукурудзи і соняшника від $A_k(L)$ висоти Сонця h_{\odot} (Х. Тоомінг, 1977).

Х. Тоомінгом встановлено, що в більшості випадків максимум альbedo спостерігається при висоті Сонця близько $8-10^\circ$. Причина збільшення альbedo РП при малій висоті Сонця полягає в тому, що більш

похилі сонячні промені майже не проникають всередину РП і відбита від верхньої частини рослин радіація майже вся йде вгору. При піднятті Сонця над горизонтом пряма радіація все глибше проникає всередину РП, висвітлюючи розташовані нижче частини рослин і тим самим зменшуючи потік відбитої радіації.

Найбільші денні амплітуди альbedo спостерігаються при добре розвиненому зімкнутому рослинному покриві зернових культур, кукурудзи і бавовнику. На полях картоплі, томатів та інших культур, що мають зріджений рослинний покрив з кущистою структурою, денний хід альbedo майже не виражений.

Х. Тоомінгом уперше встановлено, що в денному ході альbedo РП спостерігається асиметрія щодо полудня. Після полудня альbedo на 5-20 % більше дополуденних значень при одній і тій же висоті Сонця. Ймовірною причиною асиметрії значень альbedo щодо полудня є зміна оптичних властивостей листя внаслідок добової динаміки концентрації хлорофілу в хлоропластах і їхній орієнтації, а також тургору листя. Денний хід альbedo істотно залежить від співвідношення S'_o/D_o . Якщо висота Сонця менше так званої нейтральної висоти і мало міняється, то альbedo РП збільшується зі зростанням відношення S'_o/D_o . Така картина має місце вранці, коли $A_S(L) > A_D(L)$. При нейтральній висоті Сонця залежність альbedo від S'_o/D_o відсутня. При висотах Сонця більше нейтральних зі зростанням відношення S'_o/D_o альbedo РП зменшується, це спостерігається в полуденні години, коли $A_S(L) < A_D(L)$.

Зміни альbedo сільськогосподарських культур протягом вегетаційного періоду визначаються змінами оптичних властивостей елементів рослин і структури РП у циклі розвитку рослин. У початковій фазі розвитку рослин основний внесок у формуванні відбитої радіації вносить ґрунт, цьому відповідають мінімальні значення альbedo, які істотно залежать від типу ґрунту і ступеня його зволоження. По мірі росту і розвитку рослин ґрунт усе більш затіняється, а після змикання травостою подальший ріст рослин не викликає помітного збільшення альbedo. Як видно з рис. 2.9, зі збільшенням зеленої маси рослин альbedo РП зростає, наприклад, в посівах ярої пшениці. Якщо у фазу кущіння альbedo яриці складає 11 %, то в період колосіння вона відбиває вже 18–19 % падаючої сумарної радіації, а під час дозрівання (в зв'язку зі зміною оптичних властивостей листя) – до 25 %. Після збирання хлібів альbedo цих полів зменшується до 12–17 % і наближається до альbedo ґрунту.

Найбільші значення альbedo рослинного покриву сільськогосподарських культур спостерігаються, як правило, в період колосіння, цвітіння і дозрівання.

Альbedo посівів кукурудзи досягає максимуму в період максимального розвитку листової поверхні: за даними М.І. Гойси (0,19–0,22) – південь України, за даними Х. Тоомінга (0,24–0,26) – Естонія.

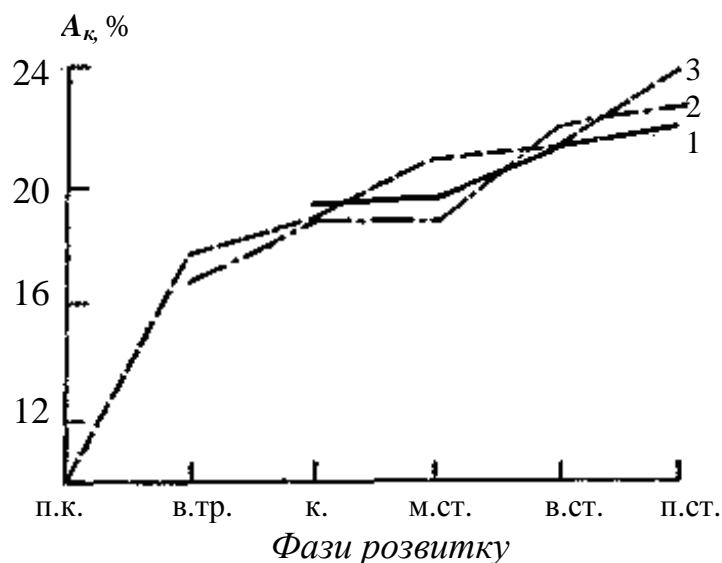


Рис. 2.9 – Залежність альбеда A_k сільськогосподарських культур від фази їхнього розвитку (Б.М. Гальперін, 1938)

Фази розвитку: п.к. – початок кушіння, в.тр. – вихід у трубку, к. – колосіння, м.ст. – молочна стиглість, в.ст. – воскова стиглість, п.ст. – повна стиглість; 1 – озиме жито, 2 – озима пшениця, 3 – яра пшениця.

Найбільші значення альбеда картопляного поля (0,23–0,26) за даними Ф.А. Мумінова відзначаються в період інтенсивного бульбоутворення.

Спектральна відбивна здатність РП визначається відбивними властивостями ґрунту й оптичними властивостями фітоелементів рослинного покриву.

На основі двопараметрового уявлення взаємодії променистої енергії з рослинним покривом, вперше використаного М.М. Гуревичем, В.І. Рачкуликом і М.В. Ситніковою отримана формула, яка дозволяє визначити спектральні коефіцієнти яскравості РП

$$R_{np} = \frac{R_n + (R_n - R_p) \cdot [\exp(-\alpha E m)] - R_p^2 R_n}{1 - R_p R_n + R_p (R_n - R_p) [\exp(-\alpha E m)]}, \quad (2.31)$$

де R_{np} – спектральний коефіцієнт яскравості (СКЯ) РП;

R_p – СКЯ гранично щільного РП;

R_n – СКЯ ґрунту;

α – константа, яка залежить від архітекtonіки РП;

$E = (1 - R_p^2) / R_p$,

m – маса РП.

З формули (2.31) видно, що СКЯ рослинного покриву залежать від СКЯ ґрунту і рослин, архітекtonіки РП і маси РП.

Вид і положення кривих СКЯ РП змінюється в залежності від розвиненості РП. Як видно з даних рис. 2.10, криві СКЯ для різних значень проективного покриття значно змінюються.

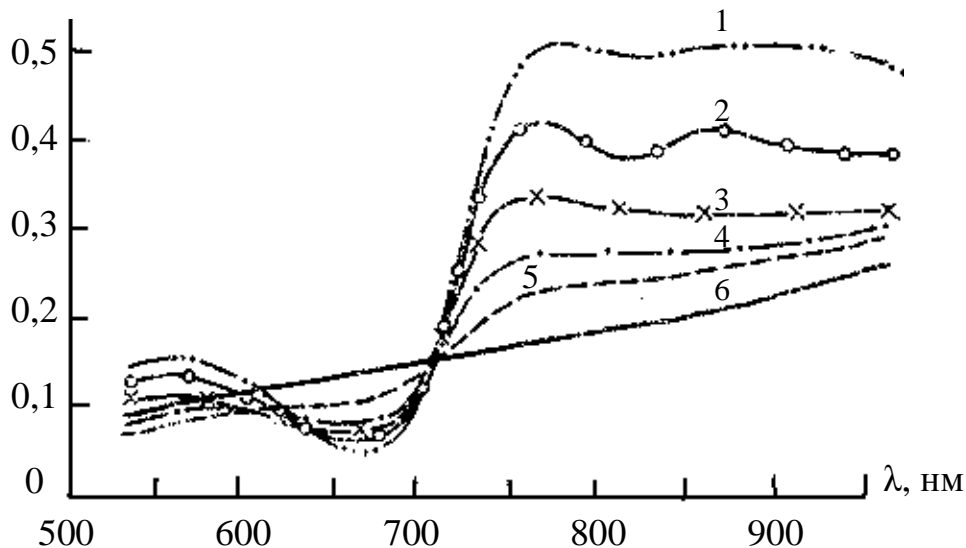


Рис. 2.10 – Криві спектральних коефіцієнтів яскравості посіву озимої пшениці на фазу колосіння за різними значеннями проективного покриття. Звичайний чорнозем. (О.Д. Клещенко, 1983).

Проективного покриття, %: 1 – 100, 2 – 80; 3 – 60, 4 – 40, 5 – 20, 6 – грунт.

При цьому найбільші зміни СКЯ відбуваються у ближній інфрачервоній області, де вони істотно збільшуються зі збільшенням площі листової поверхні, біомаси і проективного покриття. При відносно невеликій кількості біомаси (проективне покриття 20 %) розходження в ході кривих СКЯ РП і ґрунту незначні. Низькі рослини не мають значної маси й площі листя і не затінюють великих ділянок ґрунту. При цьому відбиття від ґрунту є основним чинником, який визначає СКЯ РП.

Зміна СКЯ зі зміною рослинної маси неоднакова для різних ділянок спектра. Якщо при довжині хвилі 670 нм залежність між СКЯ і надземною біомасою просліджується слабо, то при довжині хвилі 780 нм ця залежність чітко виражена. Зі збільшенням кількості надземної біомаси значення СКЯ зростають.

Залежність між СКЯ РП і надземною біомасою не є універсальною. Для кожного виду рослинності її характер визначається величиною α і коефіцієнтами яскравості гранично щільного РП R_p .

Параметр α у формулі (2.31), який характеризує відбивні властивості і структуру РП, мало залежить від коефіцієнта яскравості ґрунту і для даного виду рослинності визначається коефіцієнтом яскравості гранично

щільного РП. Значення α рослинного покриву для даної ділянки спектра залишається практично незмінним, поки не змінюються структура і відбивні властивості рослин. У пшениці значення R_p і α складають для області спектра 400–700 нм відповідно 0,020 – 0,096 і 0,0036 – 0,0148, для області спектра 750–800 нм відповідно 0,300 – 0,335 і 0,0342 – 0,0345.

Для таких культур, як кукурудза, бавовник і картопля значення α помітно не змінюються від початкових фаз розвитку рослин до початку масового пожовтіння листа. Для зернових колосових α змінюється при переході від фази кушіння до фази вихід у трубку і надалі практично не змінюється до початку цвітіння.

2.5. Формули для поглиненої у рослинному покриві ФАР

Радіаційні характеристики РП істотно залежать від висоти Сонця, що є причиною їхнього добового ходу. Максимальні коефіцієнти поглинання сонячної радіації у зернових колосових культур спостерігаються в період колосіння і на початку цвітіння, коли площа асимілюючої поверхні досягає максимуму.

Поглинена в рослинному покриві фотосинтетично-активна радіація розраховується за формулою

$$П(L, h_o) = \frac{\partial Q(L, h_o)}{\partial L} - \frac{\partial R_k(L, h_o)}{\partial L} . \quad (2.32)$$

Враховуючи формулу (2.32), нехтуючи часткою радіації, що розсіюється елементами РП і припускаючи, що $A_S(L) = A_D(L) = A_K(L)$, можна записати

$$П(L, h_o) = (1 - A_K) \left(S'_0 \frac{\partial a_S}{\partial L} + D_0 \frac{\partial a_D}{\partial L} \right) - \frac{\partial A_K}{\partial L} (a_S S'_0 + a_D D_0) . \quad (2.33)$$

В області ФАР $\partial A_K / \partial L \rightarrow 0$ і

$$П(L, h_o) = (1 - A_K) \left(S'_0 \frac{\partial a_S}{\partial L} + D_0 \frac{\partial a_D}{\partial L} \right) . \quad (2.34)$$

Для теоретичного розрахунку $П(L)$ необхідно знати величини $\partial a_S / \partial L$ і $\partial a_D / \partial L$, які приймають різні значення в залежності від орієнтації листа:

1) при горизонтальній орієнтації

$$\frac{\partial a_S}{\partial L} = \frac{\partial a_D}{\partial L} = \exp(-L) ; \quad (2.35)$$

2) при рівномірній орієнтації:

$$\frac{\partial a_S}{\partial L} = \frac{0,5}{\sin h_0} \exp(-0,5L/\sin h_0); \quad (2.36)$$

$$\frac{\partial a_D}{\partial L} = E_2(0,5L), \quad (2.37)$$

значення $E_2 = 0,5L$ наведені в табл. 2.2;

3) при вертикальній орієнтації листя

$$\frac{\partial a_S}{\partial L} = \frac{2}{\pi} \operatorname{ctgh} h_0 \exp\left(-\frac{2}{\pi} L \operatorname{ctgh} h_0\right) \quad (2.38)$$

і

$$\frac{\partial a_D}{\partial L} = \frac{4}{\pi} \int_0^1 \left[\exp\left(-\frac{2}{\pi} L \frac{\sqrt{1-x^2}}{x}\right) \right] \sqrt{1-x^2} dx, \quad (2.39)$$

причому $x = \sin h_0$. Останню величину варто визначати шляхом чисельного інтегрування.

При дослідженні вертикальної структури радіаційного поля у посівах важлива оцінка ролі різних шарів РП в поглинанні і засвоєнні ІЧР і ФАР. У табл. 2.6 наведені дані про добовий і вегетаційний хід (від цвітіння до молочної стиглості) внеску окремих шарів посіву озимої пшениці в загальне поглинання ФАР.

На відміну від кукурудзи у пшениці роль шару з найбільшою площею листя, виражена менш чітко. Це виявляється, насамперед, у тім, що шари з максимальним поглинанням ФАР не завжди співпадають із шарами L_{\max} (див. рис. 1.3). Якщо на початку цвітіння (20–25 травня) максимум L розташований на рівні $Z_H = 0,3$, то шар з максимальним поглинанням (24 травня) знаходився на рівні $Z_H = 0,62$. У більш пізні фази розвитку (кінець цвітіння – утворення зерна) з'являються два максимуми поглинання ФАР ($Z_{H1} = 0,75$, $Z_{H2} = 0,38$), що відповідає двом максимумам у розподілі L : верхнього ($Z_{H1} = 0,8$) – за рахунок розвитку колосся і нижнього ($Z_{H2} = 0,4$) – за рахунок стебел і зелених листків.

Дані табл. 2.6 ілюструють денну міграцію шарів з максимальним поглинанням ФАР («геліоактивних» шарів). О 6 год 30 хв і 18 год 30 хв при низькому положенні Сонця максимум поглинання ФАР спостерігається в самому верхньому шарі; їхня частка складає 26–37 % загального поглинання. Головною причиною цього є вертикальне розташування колосся і стебел у цій частині посіву. Така орієнтація при малих висотах Сонця забезпечує сильне поглинання. З ростом ця орієнтація стає причиною різкого зменшення поглинання ФАР у цьому шарі.

Таблиця 2.6 – Пошаровий розподіл часток поглинання кожного шару (% загального поглинання ФАР) посівом озимої пшениці в різні фази розвитку. Сорт Безоста 1 (М.І. Гойса, 1970).

Шар, см	Z_H	Середій за день			Строк спостережень і фази розвитку											
					6 год 30 хв			9 год 30 хв			12 год 30 хв			18 год 30 хв		
		1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
65–80	0,91	10	11	11	29	31	28	6	6	10	5	6	6	37	31	26
55–65	0,75	19	19	16	14	10	14	25	27	22	17	14	10	8	18	14
45–55	0,62	21	18	17	15	8	14	20	18	17	23	25	19	15	13	11
35–45	0,50	19	19	17	16	18	10	19	17	17	22	18	23	10	21	9
25–35	0,38	16	20	18	12	18	15	16	20	15	14	22	19	17	11	20
0–25	0,25	15	13	21	14	15	19	14	12	19	19	15	23	13	6	20

Примітка: Фази розвитку: 1 – цвітіння 24 травня; 2 – утворення зерна 30 травня; 3 – молочна стиглість, 8 червня; Z_H – нормована висота.

Так, в полуденні години на долю цього шару приходиться 3–6 % загального поглинання. З підвищенням Сонця над обрієм геліоактивний шар зміщується в глибину РП. Так, 24 травня о 9 год 30 хв він розташовувався на рівні $Z_H = 0,75$, а о 12 год 30 хв – на рівні $Z_H = 0,62$. З появою двох геліоактивних шарів у результаті інтенсивного росту колосся їхня денна міграція виражена трохи слабкіше, однак відносна їхня частка в загальному поглинанні зі зміною h_0 міняється істотно і цілком закономірно: при збільшенні h_0 зростає внесок нижнього геліоактивного шару. Слід зазначити, що поглинена ФАР всередині посіву озимої пшениці розподіляється значно рівномірніше, ніж у посівах кукурудзи. Це означає, що посіви злакових культур мають геометричну структуру, яка дозволяє більш раціонально використовувати сонячну радіацію окремими шарами.

2.6. Особливості радіаційного балансу рослинного покриву

Радіаційний баланс РП $R(L)$ дорівнює різниці поглиненої в РП сонячної радіації і довгохвильового ефективного випромінювання

$$R(L) = P(L, h_0) - I(L) , \quad (2.40)$$

де $P(L, h_0)$ – кількість поглиненої у рослинному покриві сонячної радіації; $I(L)$ – ефективне випромінювання, тобто різниця випромінювання підстильної поверхні (поверхні ґрунту), фітоелементів РП і протиопромінення атмосфери, поглиненого діяльним шаром.

Розглянемо на підставі експериментальних досліджень особливості радіаційного балансу рослинного покриву. Денний хід радіаційного балансу і його складових – сумарної, відбитої радіації й ефективного випромінювання – паралельний зміні висоти Сонця протягом дня, при цьому найбільші значення складових радіаційного балансу спостерігаються в полуденні години. Максимальні значення інтенсивності радіаційних потоків збільшуються зі зменшенням широти місця відповідно до збільшення полуденної висоти Сонця.

Так, при безхмарному небі інтенсивність радіаційного балансу в полуденні години складає 0,52–0,59 кВт/м² у Ленінградській області й Естонії, збільшуючись до 0,63–0,70 кВт/м² на півдні Європейської території Росії та в Середній Азії. У табл. 2.7 наведені значення відношення радіаційного балансу $R(L)/Q_0$, відбитої радіації $R_k(L)/Q_0$ і ефективного випромінювання $I(L)/Q_0$ до сумарної радіації за денні строки і за весь денний період (7–17 г) в цілому.

Таблиця 2.7 – Відношення складових радіаційного балансу рослинного покриву до падаючої на рослинний покрив сумарної радіації (Н.А. Єфімова, 1953)

Культура і фаза розвитку	Характеристика	Година спостережень (середній сонячний час)							
		7	9	11	12	13	15	17	7-17
Ленінградська обл.: 11, 15, 17 червня									
Озиме жито, колосіння – цвітіння	$R_k(L)/Q_0$	0,23	0,22	0,21	0,20	0,20	0,22	0,23	0,21
	$I(L)/Q_0$	0,18	0,10	0,10	0,09	0,11	0,23	0,30	0,16
	$R(L)/Q_0$	0,59	0,68	0,69	0,71	0,69	0,55	0,47	0,63
Кам'яний Степ: 26 червня									
Овес, цвітіння	$R_k(L)/Q_0$	0,22	0,17	0,17	0,16	0,16	0,18	0,21	0,17
	$I(L)/Q_0$	0,19	0,16	0,18	0,18	0,18	0,19	0,25	0,20
	$R(L)/Q_0$	0,59	0,67	0,65	0,66	0,66	0,63	0,54	0,63
Тирасполь: 22 – 23 липня									
Кукурудза, викидання волоті	$R_k(L)/Q_0$	0,27	0,19	0,16	0,17	0,17	0,19	0,20	0,18
	$I(L)/Q_0$	0,29	0,19	0,13	0,13	0,16	0,16	0,29	0,18
	$R(L)/Q_0$	0,44	0,62	0,70	0,70	0,67	0,65	0,51	0,64

Як видно з даних табл. 2.7 денний хід відношення відбитої радіації й ефективного випромінювання до сумарної радіації зворотний денному ходу абсолютних величин цих потоків радіації. У ранкові й вечірні години відносні величини відбитої радіації й ефективного випромінювання збільшуються, а в полуденні години вони мінімальні; абсолютні потоки відбитої радіації й ефективного випромінювання зменшуються в ранкові й вечірні години.

Відношення радіаційного балансу до сумарної радіації $R(L)/Q_0$ збільшується в полуденні години і зменшується вранці і ввечері.

Максимальні значення $R(L)/Q_0$ складають 0,66 – 0,71. Відношення денних сум радіаційного балансу до сумарної радіації змінюється у вузьких межах (0,63 – 0,64). Значення відношення денних величин $R_k(L)/Q_0$ і $I(L)/Q_0$ більш мінливі.

За даними Н.А. Єфімової, відношення денних сум радіаційного балансу до сумарної радіації $R(L)/Q_0$ для різних видів сільськогосподарських культур у період їхньої найбільш активної життєдіяльності і при ясній, і при похмурій погоді є стійкою величиною, рівною 0,64. Для зернових культур у перші фази розвитку, коли при достатньому зволоженні ґрунту величини альbedo й ефективного випромінювання менше (табл. 2.8), ніж у наступні періоди розвитку, значення $R(L)/Q_0$ будуть більше (0,71), ніж у період максимального розвитку вегетативної маси (0,64).

Як видно з даних табл. 2.8, в останню фазу розвитку (фазу стиглості) внаслідок великих величин альbedo й ефективного випромінювання при малих витратах тепла на транспірацію, пов'язаних зі старінням рослин, зменшенням листкової поверхні та виснаженням запасів вологи у ґрунті, значення $R(L)/Q_0$ буде менше (0,58), ніж у попередній період активної життєдіяльності рослин.

Таблиця 2.8 – Денні (7–17 год) суми радіаційного балансу $R(L)$, відбитої радіації $R_k(L)$, ефективного випромінювання $I(L)$ та їх відношення до сумарної радіації Q_0 в різні фази вегетації ярої пшениці за малохмарної погоди (Н.А. Єфімова, Н.П. Русин, 1953)

Фази вегетації	Дж/(см ² ·день)				$\frac{R(L)}{Q_0}$	$\frac{R_k(L)}{Q_0}$	$\frac{I(L)}{Q_0}$
	Q_0	$R(L)$	$R_k(L)$	$I(L)$			
Сходи (6–10.V)	$2,6 \cdot 10^3$	$1,9 \cdot 10^3$	$0,3 \cdot 10^3$	$0,4 \cdot 10^3$	0,71	0,13	0,16
Кущіння (16–20.V)	$2,7 \cdot 10^3$	$1,8 \cdot 10^3$	$0,4 \cdot 10^3$	$0,4 \cdot 10^3$	0,68	0,17	0,15
Вихід у трубку – колосіння (21.V – 10.VI)	$2,8 \cdot 10^3$	$1,8 \cdot 10^3$	$0,5 \cdot 10^3$	$0,5 \cdot 10^3$	0,64	0,19	0,17
Цвітіння (11–15.V)	$2,9 \cdot 10^3$	$1,7 \cdot 10^3$	$0,5 \cdot 10^3$	$0,6 \cdot 10^3$	0,60	0,19	0,21
Молочна, початок воскової стиглості (16–22.VI)	$2,2 \cdot 10^3$	$1,3 \cdot 10^3$	$0,4 \cdot 10^3$	$0,6 \cdot 10^3$	0,58	0,17	0,25

Пряма радіація Сонця протягом більшої частини дня відіграє визначальну роль у радіаційному балансі РП. Зміна величини $R(L)$ по висоті в РП аналогічна вертикальному розподілу $S'(L)$, що відповідає експонентному закону.

Залежність радіаційного балансу РП від відносної площі листя, що характеризує його розподіл у РП, описується формулою А.І. Будаговського

$$R(L_z) = R_0 \exp[n(L_z - L_0)] , \quad (2.41)$$

де $R(L_z)$ і R_0 – значення радіаційного балансу на рівні z і над РП;
 L_0 і L_z – відповідно площа всіх листків РП і листків, які знаходяться нижче рівня z ;

n – коефіцієнт, який характеризує швидкість спадання радіаційного балансу всередині РП.

Коефіцієнт n однаковий для різних сільськогосподарських культур і змінюється в залежності від висоти Сонця:

h_{\odot}	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°
n	0,97	0,54	0,40	0,34	0,30	0,29	0,29.

На нижній границі листя, тобто при $L_z = 0$, $R(L_z) = R_0 \exp(-nL_0)$, а на поверхні рослинного покриву при $L_z=L_0$, $R(L_z) = R_0$.

Як видно з рис. 2.11, з глибиною рослинного покриву значення радіаційного балансу зменшується і воно більш значне при менших висотах Сонця ($h_{\odot} \leq 15^\circ$).

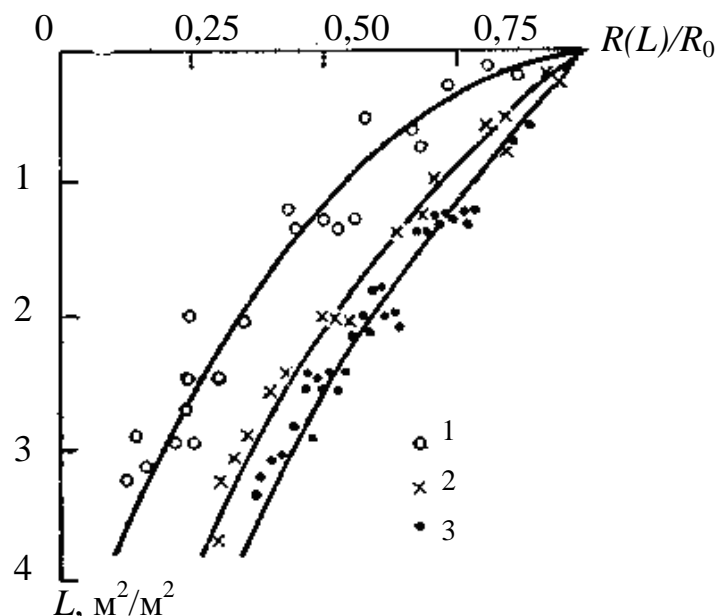


Рис. 2.11 – Залежність відносних величин радіаційного балансу РП $R(L)/R_0$ від площі листя L за різної висоти Сонця (М.І. Гойса, 1983).

1 – $h_{\odot} \leq 15^\circ$, 2 – $h_{\odot} = 45^\circ$, 3 – $h_{\odot} = 60^\circ$.

За даними М.І. Гойси, перехід радіаційного балансу через нуль на всіх рівнях РП відбувається практично в той саме час, відповідно $h_{\odot} \approx 11 \dots 12$.

У формуванні термічного режиму рослинного покриву важливу роль відіграє баланс довгохвильової радіації (ДХР) B_d . Величина B_d визначалася як залишковий член рівняння радіаційного балансу

$$B_{\partial} = B - B_k, \quad (2.42)$$

де B – повний радіаційний баланс;

B_k – баланс короткохвильової радіації.

Для характеристики режиму B_{∂} всередині посіву використовувалося відношення $\varepsilon_z = B_d(z)/B_{до}$. Тут $B_d(z)$ і $B_{до}$ – значення балансу ДХР на рівні z всередині посіву і над ним відповідно. Дослідження вертикального розподілу ε_z всередині посіву озимої пшениці в різні години дня показали наступне. У ранкові (6 год 30 хв) і вечірні (18 год 30 хв) години відзначається рівномірне убунання ε_z зі збільшенням площі фітомаси L над даним рівнем z . Ця залежність описується формулою

$$\varepsilon_z = \exp(-0,60L). \quad (2.43)$$

Всередині дня внаслідок збільшення приходу сонячної радіації ґрунт під РП сильно прогрівається в порівнянні з повітрям і елементами фітомаси. В результаті монотонне спадання ε_z у конкретних випадках порушується і нерідко замість спадання, спостерігається зростання ε_z при наближенні до поверхні ґрунту. Це свідчить про те, що опис закономірностей розподілу ε_z за допомогою звичайної експоненти в цих випадках втрачає сенс.

Вертикальні профілі радіаційного балансу $B(z)$ всередині посіву озимої пшениці описуються експонентною функцією

$$B(z) = B_0 \exp(-nL), \quad (2.44)$$

де B_0 – радіаційний баланс над РП;

n – коефіцієнт, який в залежності від висоти Сонця набуває таких значень:

h_{\odot}	20°	30°	40°	50°	60°
n	0,59	0,48	0,38	0,29	0,21.

Ці значення n близькі відповідно значенням для інших рослинних покривів, що вказує на відому універсальність закономірностей вертикального розподілу $B(z)$.

Частина II

ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ РОСЛИННОГО ПОКРИВУ

Розділ 3

ТЕПЛОВИЙ БАЛАНС РОСЛИННОГО ПОКРИВУ

3.1. Тепловий баланс рослинного покриву та його складові

Тепловий режим РП формується під впливом результуючого приходу тепла, обчислюваного за допомогою рівняння теплового балансу. Будемо розглядати характеристики РП, осередненні по горизонталі, і вважати процеси тепло- і вологообміну в РП квазістаціонарними. Відповідно до цього рівняння теплового балансу в РП можна записати у вигляді

$$\frac{dR(L)}{dz} = l \frac{dE(L)}{dz} + \frac{dP(L)}{dz}, \quad (3.1)$$

де $R(L)$ – радіаційний баланс РП;

l – прихована теплота пароутворення;

$P(L)$ і $E(L)$ – турбулентні потоки відповідно тепла і вологи у міжлистяковому просторі РП.

Інтегруючи формулу (3.1) по z від $z=0$ (поверхня ґрунту), одержимо таке рівняння

$$R(L) = lE(L) + P(L) + R_2 - P_2 - lE_2, \quad (3.2)$$

де R_2 – радіаційний баланс;

P_2 – турбулентний теплообмін;

E_2 – вологообмін біля поверхні ґрунту в РП при $z=0$.

Порівняння трьох останніх членів рівняння (3.2) з відомим рівнянням теплового балансу поверхні суші показує, що

$$R_2 - P_2 - lE_2 = B_2. \quad (3.3)$$

Таким чином, рівняння (3.3) характеризує потік тепла у ґрунт під РП. Отже, рівняння (3.2) можна записати у вигляді

$$R(L) = lE(L) + P(L) + B_2. \quad (3.4)$$

Рівняння (3.4) представляє собою записане в загальному вигляді рівняння теплового балансу РП. При цьому радіаційний баланс РП $R(L)$

вважається позитивним, якщо він характеризує прихід тепла до РП, а інші складові (потоки) вважаються позитивними, якщо вони характеризують витрату тепла. У РП якась кількість тепла може бути витрачена або виділена в результаті біохімічних процесів, які відбуваються у рослині або ґрунті. Але ця складова теплового балансу дуже мала. При біохімічних процесах найбільша кількість енергії витрачається на фотосинтез, однак, при цьому витрата енергії не перевищує 2 % від радіаційного балансу, що лежить у межах точності вимірів усіх складових теплового балансу. Тому витрата тепла на біохімічні процеси при вивченні теплового балансу РП не розглядається.

3.2. Добовий і вегетаційний хід складових теплового балансу РП за експериментальними даними

Добовий хід радіаційного балансу і потоку тепла в ґрунт РП визначається в основному умовами хмарності; в залежності від зміни цих складових змінюються витрати тепла на випаровування і потік тепла в повітря. На рис. 3.1 представлено добовий хід складових теплового балансу РП, отриманий в умовах теплої малохмарної погоди (рис. 3.1 а) і жаркої погоди з мінливою хмарністю (рис. 3.1 б).

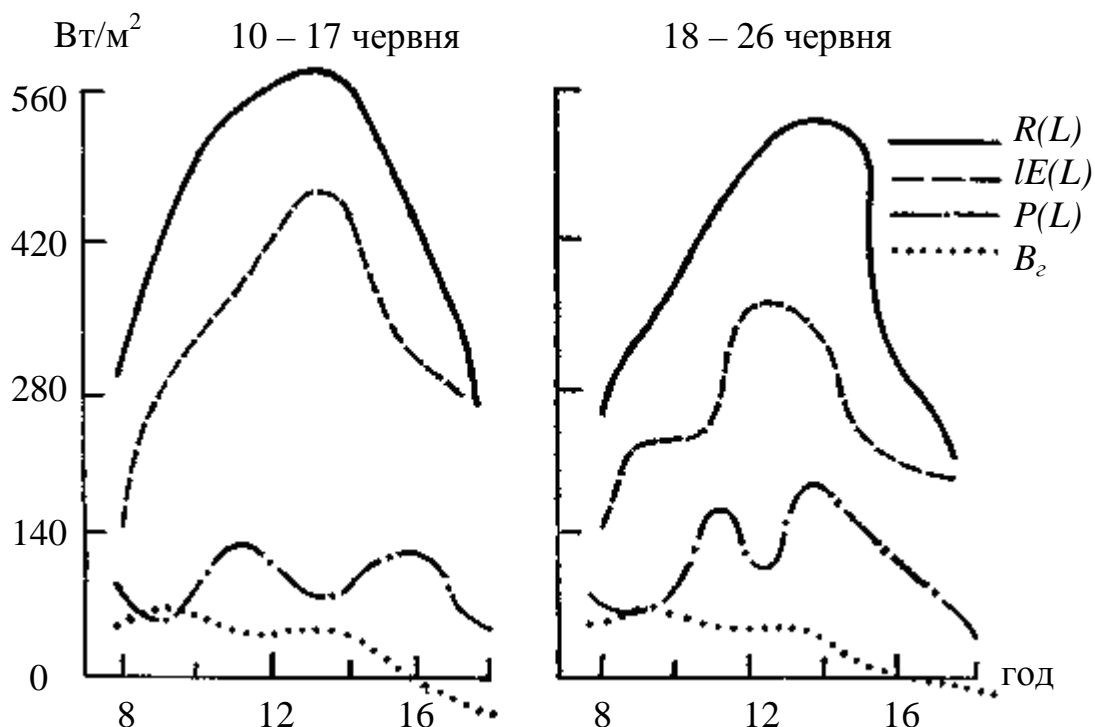


Рис. 3.1 – Добовий хід складових теплового балансу РП при різних типах погодних умов. Озиме жито. (Н.В. Єфімова):

а) тепла малохмарна погода; б) жарка погода з мінливою хмарністю;

$R(L)$ – радіаційний баланс; $IE(L)$ – витрати тепла на випаровування;

$P(L)$ – турбулентний теплообмін; B_2 – потік тепла через поверхню ґрунту.

Як видно з рис. 3.1, хід кривої витрат тепла на випаровування наслідуює хід радіаційного балансу РП; відмінність ходу кривої турбулентного теплообміну для зазначених погодних умов полягає в наявності полуденної депресії в зв'язку з різким зростанням величин $IE(L)$. Тепловий потік через поверхню ґрунту має добовий хід з максимумом у передполудневі години. Післяполудневий перехід через нуль настає о 16–17 год, у ранкові години теплообмін у ґрунті змінює знак о 4–5 год.

Під впливом зрошення істотно міняється динаміка складових теплового балансу. Найбільшій зміні піддаються турбулентний потік теплоти $P(L)$ і витрати тепла на випаровування $IE(L)$. Потік теплоти в ґрунт B_2 під РП міняється мало. Цей потік складає 3–5 % радіаційного балансу.

На рис. 3.2 наведено приклад осередненого добового ходу величин $P(L)$ і $IE(L)$ для зрошуваних по борознах і дощуванням та для незрошуваних полів. З даних рисунка видно, що до поливу добовий хід потоків $P(L)$ і $IE(L)$ практично однаковий на всіх трьох полях.

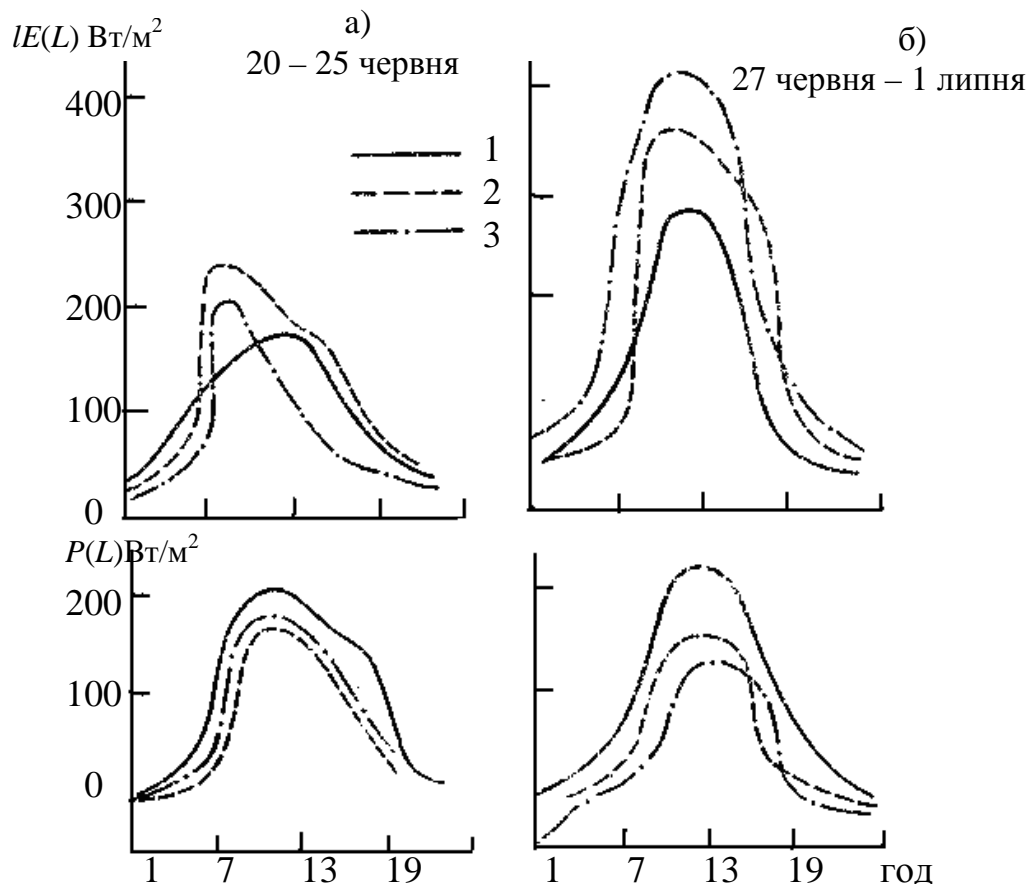


Рис. 3.2 – Добовий хід витрат тепла на випаровування $IE(L)$ і турбулентний теплообмін $P(L)$ перед поливом (а) і після поливу (б); кукурудза: Фаза 10-12-й листок, висота рослин 40 см. (М.І. Гойса, Р.М. Олійник, А.Д. Рогаченко, 1965).
1– незрошуване поле; 2– поле зрошуване по борознах;
3– поле, зрошуване дощуванням.

Оскільки в наведених випадках гострого дефіциту ґрунтової вологи не спостерігалось, добовий хід $P(L)$ і $IE(L)$ слідує за температурою повітря. Після поливів на зрошуваних полях різко збільшуються витрати тепла на випаровування $IE(L)$ і одночасно знижується турбулентний теплообмін $P(L)$. При цьому чітко просліджується відмінність у потоках на зрошуваних і незрошуваних полях. Важливим є й та обставина, що після поливів істотно збільшується проміжок часу (вночі, вранці і ввечері), протягом якого потік $P(L)$ стає негативним. Це призводить до того, що добове значення $P(L)$ наближається до нуля.

Витрата тепла на випаровування (транспірацію) залежить не тільки від енергетичних ресурсів і запасів вологи у ґрунті, але і від фази розвитку рослин. За даними Н.І. Єфімової, у фази колосіння і цвітіння витрати тепла на випаровування складають 70 – 80 % радіаційного балансу. В наступні періоди при переході рослин озимої пшениці й озимого жита у фази наливу зерна та молочної стиглості площа фотосинтезуючої поверхні листя різко зменшується і при тривалому дефіциті вологи у ґрунті витрати тепла на випаровування складають 50 – 60 % радіаційного балансу.

Трохи інше співвідношення складових теплового балансу спостерігається у просапних культур. За даними Ф.А. Мумінова, добові суми складових теплового балансу картопляного поля міняються від фази до фази також цілком закономірно відповідно до наявності критичного періоду в цієї культури під час репродуктивного розвитку (табл. 3.1).

Таблиця 3.1 – Добові суми складових теплового балансу в % від $R(L)$, транспірації E_T і випаровування з поверхні ґрунту (в % від сумарного випаровування E) на картопляному полі в середньому за періоди вегетації

Складові теплового балансу	Весіння посадка			Літня посадка			
	16–14. V сходи – початок росту бульб	20.V–20.VI накопичення вегетативної маси, урожай бульб	28–30.VI ріст бульб, закінчення приросту вегетативної маси	11–6.VII посадка – сходи	21.VII–6.VIII сходи – ріст вегетативної маси і бульб	30.VIII-5.IX продовження накопичення вегетативної маси і росту бульб	8–15.X від заморозків до збирання картоплі
$P(L)/R(L)$	48	4	-16	42	18	- 4	16
$IE(L)/R(L)$	36	79	107	37	66	88	67
$B_T/R(L)$	16	17	9	21	16	16	17
E_T/E	39	42	68	5	12	63	54
E_T/E	61	58	32	95	88	37	46

Витрата води на транспірацію картоплі в початковий період розвитку невелика і різко збільшується в репродуктивний період, перевищуючи в

1,5 – 2 рази випаровування з поверхні ґрунту. При достатній вологості ґрунту це викликає ріст сумарного випаровування і відповідне йому розподілення складових теплового балансу на фази розвитку, а саме різке збільшення витрат тепла на сумарне випаровування в період формування урожаю. Деяке зниження транспірації і витрат тепла на сумарне випаровування для картоплі літньої посадки в період після першого заморозку пояснюється ушкодженням деяких частин рослини заморозком і частковим відмиранням бадилля. Потік тепла в ґрунт при весняній і літній посадці протягом вегетаційного періоду міняється мало. Деяке зменшення потоку тепла в ґрунт до кінця вегетації пов'язано зі зменшенням градієнтів температури ґрунту, внаслідок значного затінення його поверхні в зв'язку з ростом зеленої маси рослин. Аналогічна картина зміни характеристик складових теплового балансу за період вегетації спостерігається й в інших просапних культур.

Як характеристику структури теплового балансу РП використовують співвідношення між окремими складовими: $R(L)$, $IE(L)$, $P(L)$, B_2 . Частка турбулентного теплообміну $P(L)$ у радіаційному балансі рослинного покриву (відношення $P(L)/R(L)$ тим більше, чим нижче запаси води в ґрунті) при заданих радіаційних умовах і чим вище прихід сонячної радіації при незмінних запасах води у ґрунті.

Основними параметрами, що визначають мінливість $P(L)/IE(L)$ (відношення Боуена), є стан РП і умови вологозабезпеченості. На рис. 3.3 наведена залежність $P(L)/IE(L)$ від відносної площі листа L при різних значеннях W .

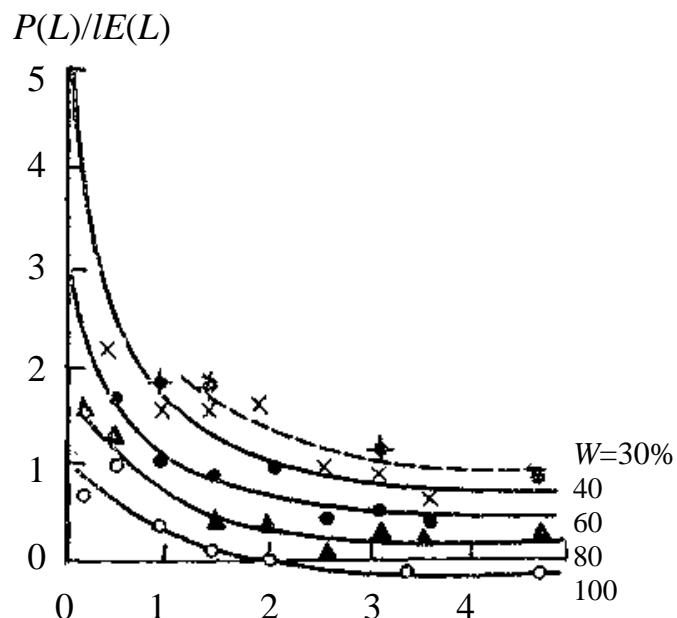


Рис. 3.3 – Залежність відношення $P(L)/IE(L)$ від відносної площі листа і запасів продуктивної води W (% ПВ) у метровому шарі ґрунту. (В.В. Бібік, 1979).

Як видно з рис. 3.3, найбільш істотний вплив площі листа на $P(L)/IE(L)$ спостерігається в початкові періоди розвитку РП при зростанні L до 1,5. Подальше збільшення L помітного впливу на відношення $P(L)/IE(L)$ не має.

Відмічений характер РП на $P(L)/IE(L)$ визначається не тільки збільшенням площі поверхні, яка випаровує, але і тим, що рослини в міру росту і розвитку кореневої системи включають у вологообмін усе більш глибокі шари ґрунту. З ростом L діапазон зміни $P(L)/IE(L)$ за будь-якого зволоження зменшується.

Так, при $L \leq 0,2$ збільшення W від 40 до 100 % супроводжується зменшенням $P(L)/IE(L)$ від 4,4 до 0,9; при $L \geq 1,0$ і такій же зміні W відношення $P(L)/IE(L)$ зменшується від 1,5 до 0,2, а при $L \geq 3,0$ – від 0,6 до 0,05. При високому зволоженні ($W = 80$ %) спостерігаються близькі до нуля і негативні значення $P(L)/IE(L)$. Це означає, що має місце негативний турбулентний притік тепла до підстильної поверхні. Такі умови («оазисний ефект») на зволоженому полі можуть виникати на фоні високих температур, збільшення дефіциту насичення повітря та швидкості вітру. При відсутності або слабкому розвитку РП ($L < 1,0$) незалежно від ступеня зволоження ґрунту турбулентний теплообмін позитивний.

Зв'язок P/IE з відносною площею листової поверхні і вологозапасами ґрунту криволінійний і достовірний з імовірністю $\beta = 0,99$. Він апроксимований рівнянням

$$\frac{P}{IE} = \frac{(P/IE)_0 - (P/IE)_\infty}{1 + aL^k} + \left(\frac{P}{IE}\right)_\infty, \quad (3.5)$$

де $\left(\frac{P}{IE}\right)_0$ і $\left(\frac{P}{IE}\right)_\infty$ – значення P/IE при відсутності РП і за як завгодно великому зростанні L ; a і k – коефіцієнти.

Коефіцієнт k мало міняється при зміні W (від 1,21 до 1,47) і його можна прийняти постійним і рівним 1,32. Інші параметри рівняння (3.5) істотно залежать від W :

$$\left(\frac{P}{IE}\right)_0 = \frac{320}{W} - 2,2; \quad (3.6)$$

$$(P/IW)_\infty = 0,767 - 0,885 \cdot 10^{-2} W; \quad (3.7)$$

$$a = 14,4 - 5,751 \lg W. \quad (3.8)$$

Рівняння (3.5) – (3.8) можуть бути використані для розрахунків P/IE за значеннями L і W і турбулентного теплообміну P , якщо є дані про сумарне випаровування.

3.3. Теплообмін у ґрунті

У ґрунті природного складу першопричиною процесу теплообміну є присутній завжди і повсюдно вертикальний температурний перепад, який змінює знак з дня до ночі. Завдяки цьому виникає процес теплопровідності, який обумовлює обмін теплом всередині ґрунту між різними глибинами.

Ґрунт представляє собою двофазну (суху) або трьохфазну (вологу) систему, яка складається із кістяка, що представляє собою сукупність величезної кількості твердих часток ґрунту, розділених між собою проміжками, які заповнені газом, вологою або тим та іншим одночасно.

Теплообмін у ґрунті здійснюється наступними механізмами: теплопровідністю уздовж окремої частки – елемента твердого кістяка матеріалу; передачею тепла завдяки теплопровідності від однієї частки до сусідньої в місцях їхнього безпосереднього контакту; молекулярною теплопровідністю в середовищі, що заповнює проміжки між частками; теплопередачею на границі твердих часток із середовищем; випромінюванням від частки до частки; конвекцією газу і вологи, яка містяться між частками.

Потік тепла в ґрунт B_z через одиницю поперечного перерізу його в одиницю часу описується відомим рівнянням

$$B_z = -\lambda \frac{\partial T_z}{\partial z}, \quad (3.9)$$

де λ – коефіцієнт теплопровідності, Вт/(м·К);

T_z – температура ґрунту, °С;

z – вертикальна координата, спрямована вниз.

Оскільки перенесення тепла під впливом температурного градієнта пов'язано не тільки з теплопровідністю, але, як зазначено вище, й з іншими механізмами, величину λ також називають *коефіцієнтом ефективної теплопровідності*,

Рівняння (3.9) можна використовувати для розрахунків у тих випадках, коли відомий розподіл температури ґрунту по глибині. Якщо ж температурне поле невідоме, то необхідне залучення додаткових залежностей. Для такої залежності використовується рівняння, яке виражає умови балансу тепла в нескінченно малому об'ємі ґрунту, так назване *рівняння нерозривності*

$$\rho_z c_z \frac{\partial T_z}{\partial t} = -\frac{\partial B_z}{\partial z}, \quad (3.10)$$

де ρ_z – щільність ґрунту, кг/м³;

c_z – питома теплоємність ґрунту, кДж/(кг·К).

Ліва частина рівняння (3.10) виражає зміну тепловмісту ґрунту в часі, а права – збільшення потоку тепла на глибині.

Підставляємо дані (3.9) у рівняння (3.10) та одержимо відоме *рівняння теплопровідності ґрунту*

$$\rho_z c_z \frac{\partial T_z}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T_z}{\partial z} \right). \quad (3.11)$$

Добуток $\rho_z c_z$ представляє собою *об'ємну теплоємність ґрунту* c^* кДж/(м³·К). При сталих на глибинах значеннях λ , ρ_z і c_z рівняння (3.11) зручніше записувати у вигляді

$$k_T \frac{\partial^2 T_z}{\partial z^2} = \frac{\partial T_z}{\partial t}. \quad (3.12)$$

Тут k_T – *коефіцієнт температуропровідності ґрунту*; $k_T = \lambda / c^*$, м²/с.

Величина зазначених вище теплофізичних характеристик залежать від властивостей і стану ґрунту – вологості, щільності і механічного складу, які змінюються по глибині (табл. 3.2).

Теплопровідність ґрунтових мінералів складає 2,9 Вт/(м·К), органічної речовини ґрунту – 0,25 Вт/(м·К), ґрунтового повітря – 0,025 Вт/(м·К), води – 0,6 Вт/(м·К). Вологі ґрунти мають більшу теплопровідність, ніж сухі.

Таблиця 3.2 – Теплофізичні характеристики основних компонентів ґрунтів (де Фріз, 1968)

Компонент	Питома теплоємність, кДж/(кг·К)	Щільність, кг/м ³	Об'ємна теплоємність, кДж/(м ³ ·К)	Теплопровідність, Вт/(м·К)	Температуропровідність, м ² /с
Кварц	0,74	2,65·10 ³	2,0·10 ³	8,8	4,4·10 ³
Більшість ґрунтових мінералів	0,80	2,65·10 ³	2,1·10 ³	2,9	1,4·10 ³
Органічні речовини ґрунту	2,50	1,1·10 ³	2,7·10 ³	0,25	0,08·10 ³
Вода	4,20	1,0·10 ³	4,2·10 ³	0,6	0,16·10 ³
Повітря, 20°С	1	1,2	1,2	0,025	21·10 ³

В міру зволоження ґрунту, тобто заміщення повітря водою, теплопровідність ґрунту λ збільшується, однак не пропорційно вологості. При збільшенні вологості ґрунту від 2 до 8 % теплопровідність різко

підвищується (рис. 3.4 а), при наступному ж збільшенні вологості ґрунту ріст теплопровідності сповільнюється. Це пояснюється тим, що при малій вологості розходження між теплопровідністю води і ґрунтових частинок великі; при значному зволоженні ґрунту теплопровідність його поступово наближається до теплопровідності води. Зі збільшенням пористості теплопровідність ґрунту зменшується (рис. 3.4 б).

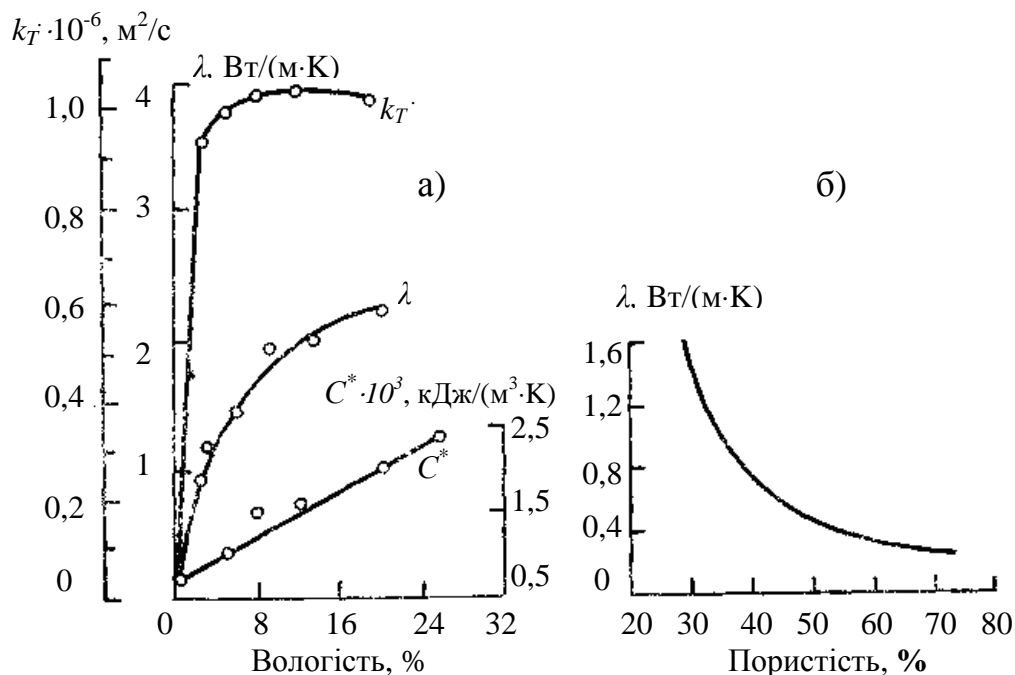


Рис. 3.4 – Залежність теплофізичних характеристик від вологості (а) і пористості (б) ґрунту (А.Ф. Чудновський, В.З. Богомолів).

Об'ємна теплоємність ґрунту (для органічної речовини вона дорівнює $2,7 \cdot 10^3$ кДж/($\text{м}^3 \cdot \text{К}$)) залежить від його вологості, вмісту в ньому повітря і від пористості. Так як теплоємність води ($4,2 \cdot 10^3$ кДж/($\text{м}^3 \cdot \text{К}$)) у 2 рази більше теплоємності твердих мінеральних частин ґрунту ($2,1 \cdot 10^3$ кДж/($\text{м}^3 \cdot \text{К}$)), то об'ємна теплоємність ґрунту c^* збільшується з підвищенням його вологості (рис. 3.4а), причому, чим більша пористість, тим більше ця різниця. Збільшення вмісту повітря у ґрунті зменшує його теплоємність.

Коефіцієнт температуропровідності залежить від вологості ґрунту і вмісту в ньому повітря. Температуропровідність повітря значно більше, ніж води (для порівняння $21 \cdot 10^{-3}$ $\text{м}^2/\text{с}$ і $0,16 \cdot 10^{-3}$ $\text{м}^2/\text{с}$). При малих значеннях вологості ґрунту коефіцієнт температуропровідності k_T росте (рис. 3.4 а), потім при збільшенні вологості ріст сповільнюється. Це пов'язано з тим, що зміна температуропровідності є результатом спільної зміни теплопровідності та теплоємності. Об'ємна теплоємність зростає одночасно зі збільшенням вологості. Теплопровідність при малій вологості росте; при сильному зволоженні її ріст сповільнюється. Унаслідок цього на

перших етапах зволоження ріст теплопровідності ґрунту відбувається більш інтенсивно, чим ріст теплоємності, а, отже, температуропровідність зростає. При подальшому збільшенні вологості ґрунту ріст теплопровідності відносно сповільнюється, у результаті чого температуропровідність його зменшується (табл. 3.3).

Таблиця 3.3 – Об'ємна теплоємність c^* , коефіцієнт теплопровідності λ і коефіцієнт температуропровідності k_T генетичних шарів лучного чорнозему при різному ступені зволоження (А.Д. Воронін, 1968)

Теплофізична характеристика	Абсолютно сухий ґрунт	Максимальна гігроскопічна вологість	Вологість стійкого в'янення	Вологість розриву капілярного зв'язку	Найменша вологомісткість	Повна вологомісткість
Горизонт $A_{орн.}$						
$C^* \cdot 10^6$	0,904	1,210	1,343	1,741	2,083	3,420
λ	0,352	0,585	0,714	1,259	1,294	1,306
$K_T \cdot 10^{-6}$	0,390	0,484	0,532	0,723	0,621	0,382
Горизонт В						
$C^* \cdot 10^6$	1,300	1,552	1,627	1,983	2,252	4,281
λ	0,473	0,282	0,664	1,055	1,331	1,336
$K_T \cdot 10^{-6}$	0,364	0,375	0,408	0,532	0,591	0,312
Горизонт С						
$c^* \cdot 10^6$	1,582	1,834	1,928	2,326	2,655	4,810
λ	0,500	0,708	0,812	1,233	1,423	1,438
$K_T \cdot 10^{-6}$	0,316	0,386	0,421	0,530	0,536	0,299

На основі експериментальних даних для більшості типів ґрунтів А.Ф. Чудновським і Д.А. Куртєнером встановлені емпіричні залежності для розрахунку теплофізичних характеристик:

$$\lambda = k_T c^* ; \quad (3.13)$$

$$k_T = \left[m_1 (W - m_4)^2 + 10^{-3} m_2 \rho_2 + m_3 \right] \cdot 10^{-7} ; \quad (3.14)$$

$$c^* = (c_2 + c_8 0,01W) \rho_2 , \quad (3.15)$$

де W – вологість ґрунту, %;

c_2 – питома теплоємність абсолютно сухого ґрунту, кДж/(кг·К) (табл. 3.4);

c_8 – теплоємність води, яка дорівнює 4,19 кДж/(кг·К).

Одиниці вимірювання теплофізичних характеристик, визначених за формулами (3.14) і (3.15): t – м²/с, λ – Вт/(м·К), c^* – кДж/(м³·К). Коефіцієнти m_i ($i = 1, \dots, 4$) залежать від типу ґрунтів. Для різних типів ґрунтів їхні значення наведені в табл. 3.5.

Таблиця 3.4 – Значення питомої теплоємності абсолютно сухого ґрунту при позитивній температурі (Д.А. Куртнер, А.Ф. Чудновський, 1979)

Ґрунт	Питома теплоємність, кДж/(кг·К)	Ґрунт	Питома теплоємність, кДж/(кг·К)
Звичайний чорнозем	1,05	Суглинок	0,96
Супісок	0,84	Торф	2,18
Пісок	0,75	Каштановий	0,84

Таблиця 3.5 – Емпіричні коефіцієнти у формулі (3.15) для різних типів ґрунтів (О.А. Іконніков)

Тип ґрунту	M_1	m_2	m_3	m_4
Звичайний чорнозем	-0,013	3,1	1,21	20
Темно-каштановий	-0,017	2,2	1,90	18
Сірозем	-0,0062	2,7	-0,20	18
Південний чорнозем	-0,0104	2,4	0,68	20
Дерново-глейовий, підзолистий	-0,020	3,1	1,40	20

Таблиця 3.6 – Добовий хід потоку тепла у ґрунт, Вт/м² (І.С. Гаприндашвілі, 1970)

Тип ділянки	Години						
	7	9	11	13	15	17	19
Оголена	0	55,76	97,58	111,52	111,52	83,64	13,94
З рослинами, виноград	-6,27	28,58	64,82	75,97	45,31	-4,88	-3,97
Тип ділянки	Години						
	21	23	1	3	5	7	
Оголена	-27,88	-27,88	-27,88	-27,88	-27,88	0	
З рослинами, виноград	-24,40	-29,97	-29,97	-29,97	24,40	-6,27	

Теплові потоки в ґрунті змінюються під впливом рослин. Дані розрахунку добового ходу теплового потоку в ґрунт (табл. 3.6) показують, що теплообмінні процеси на ділянці із сільськогосподарською культурою протікають менш інтенсивно, чим на оголеній ділянці. При цьому одним з головних факторів є густота посадки рослин, яка визначає ступінь розвитку рослинного покриву. Добова амплітуда скорочується, весь тепловий режим на ґрунті з рослинами стає більш згладженим, хоча всі особливості добового ходу зберігаються такими ж, як і на оголеному ґрунті: максимум у денні години, перехід через нуль двічі на добу – зранку і ввечері.

Дані про кількість тепла, яке одержує (+) або віддає (-) ґрунт через його поверхню за різних метеорологічних умов наведені в табл. 3.7.

Таблиця 3.7 – Залежність потоку тепла у ґрунт, Дж/(д·см²) під травостоем висотою 100 см від його щільності і середніх добових метеорологічних характеристик повітря

№ п/п	Відносна вологість повітря, %	Середньо-добова температура повітря над РП, °С	Середньо-добова швидкість вітру, м/с	Питома щільність РП, см ² /см ³		
				0,01	0,05	0,1
1	30	20	3,5	7,07	2,46	0,91
2	50	15	3,5	6,69	1,74	0,1
3	50	15	5,5	6,59	1,62	-0,1
4	50	15	7,5	6,54	4,19	-1,43
5	50	20	3,5	8,29	3,46	0,1
6	50	20	5,5		3,37	
7	50	20	7,5		3,30	
8	50	25	3,5	9,98	5,25	3,82
9	50	25	5,5	9,98	5,14	3,68
10	50	25	7,5	9,84	5,06	3,63
11	70	20	3,5	9,36	4,42	2,94
12	90	20	3,5	12,35	5,33	5,42

Примітка. Знак «мінус» (-) означає напрям потоку тепла з ґрунту.

Зниження температури повітря та зростання швидкості вітру призводить до зниження потоку тепла в ґрунт, а при високій щільності рослинного покриву змінює напрямок потоку тепла на протилежний.

3.4. Температурне поле у ґрунті

Основними факторами у формуванні термічного режиму ґрунту і приземного шару повітря при наявності РП є радіаційний режим РП, стан РП, теплофізичних характеристики ґрунту й повітря.

Температура ґрунту має добову і річну періодичність. Добовий хід температури поверхні ґрунту характеризується одним максимумом (близько 13 год.) і одним мінімумом (перед сходом Сонця). Вдень найбільш нагріта поверхня ґрунту, із глибиною нагрівання його зменшується. Вночі, навпаки, поверхня ґрунту найбільш холодна, із глибиною охолодження зменшується. В результаті найбільша добова амплітуда температури ґрунту спостерігається на його поверхні, із глибиною ж вона зменшується.

Розглянемо добові коливання температури ґрунту. Припустимо, на всіх глибинах температура коливається навколо середньої величини, як чисто гармонійна функція часу. Період добових коливань складає 24 годин або 86400 с.

Припустимо, що середня температура ґрунту \bar{T}_2 за цей період однакова для всіх глибин. Початок відліку виберемо так, щоб на момент $t = 0$ температура поверхні ґрунту була рівна середній. У цьому випадку температуру поверхні ґрунту $T(0, t)$ можна записати у вигляді

$$T(0, t) = \bar{T}_2 + A_{T_0} \sin \omega t \quad (3.16)$$

де A_{T_0} – амплітуда на поверхні;

ω – кутова частота, рівна частоті коливань температури, помноженої на 2π . Таким чином, для добових коливань $\omega = 2\pi/86400 = 7,27 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$.

Рівняння (3.16) є гранична умова для $z = 0$. Далі припустимо, що на нескінченній глибині ($z = \infty$) температура постійна і дорівнює \bar{T}_2 . Завдяки прийнятому нами допущенню про те, що температура поверхні ґрунту є періодична функція часу для будь-яких t , початкову умову вводити не потрібно.

За цих умов температура на довільній глибині z також є синусоїдальною функцією часу t

$$T_2(z, t) = \bar{T}_2 + A_{T_z} \sin[\omega t + \varphi(z)] , \quad (3.17)$$

де A_{T_z} і $\varphi(z)$ – величина фазового зсуву піка температурної хвилі функції z , але не t .

Їх можна визначити підставивши рішення (3.17) у диференціальне рівняння (3.12) і прирівняти коефіцієнти при $\sin \omega t$ і $\cos \omega t$.

В результаті одержуємо рішення

$$T_z(z, t) = \bar{T}_z + A_{T_0} \exp(-z/D) \sin(\omega t - z/D). \quad (3.18)$$

Постійна D називається глибиною загасання. Вона пов'язана з теплофізичними властивостями ґрунту і частотою коливань таким співвідношенням

$$D = (2\lambda / c^* \omega)^{1/2} = (2k_T / \omega)^{1/2}, \quad (3.19)$$

з якого видно, що $T_z(z, t)$ задовольняє граничним умовам при $z = 0$ і $z = \infty$.

Порівняння (3.16) і (3.18) показує, що на глибині z амплітуда A_{T_z} в $\exp(-z/D)$ раз менше A_{T_0} і спостерігається зсув по фазі $(-z/D)$. Зменшення амплітуди з глибиною і зростаюче запізнювання по фазі характерно для поширення періодичних коливань у ґрунті. Ці явища спостерігаються і в тих випадках, коли λ і c^* міняються з глибиною, хоча, звичайно, у цих випадках амплітуда і зсув по фазі будуть трохи іншими.

Фізичне пояснення загасання і запізнювання температурних коливань з глибиною полягає в акумуляції або витраті деякої кількості тепла шаром, коли температура цього шару зростає або зменшується. Глибина загасання залежить від періоду температурних коливань. Вона в 19 разів більше для річних коливань у даному ґрунті, чим для добових.

На глибині $z = D$ амплітуда дорівнює $1/l=0,37$ амплітуди на поверхні; на глибині $z = 3D$ вона складає вже $0,05 A_{T_0}$. У розповсюджених типах ґрунтів добові коливання температури проникають на глибину 50 см, а річні – не глибше 10 см. Це важливе узагальнення впливає з рівняння (3.19) і даних про теплофізичні властивості ґрунтів, наведених у табл. 3.8. Ці дані наочно ілюструють вплив складу твердої фази і вологості на теплові властивості ґрунтів.

Глинисті ґрунти у весняний період холодні, а піщані теплі, восени ж глинисті ґрунти тепліше піщаних. Різниця температур піщаного і глинистого ґрунтів досягає $1...1,5$ °С. Значні розходження спостерігаються також між мінеральним і торф'яним ґрунтами. Торф'яний ґрунт навесні холодніше мінерального на $2,5... 4,0$ °С.

Параметри РП визначають ступінь затінення ґрунту, інтенсивність транспірації і турбулентного теплообміну в приземному шарі, в остаточному підсумку термічний режим ґрунту і міжлистяного простору.

Вдень рослинний покрив зменшує кількість теплоти, що надходить у ґрунт, завдяки меншому проникненню сонячних променів до поверхні ґрунту. Температура ґрунту, яка покрита рослинністю, нижче, ніж температура оголеного ґрунту.

Таблиця 3.8 – Осередненні теплофізичні властивості ґрунтів і снігу (за даними В.Р. Ван Війка, 1968)

Тип ґрунту	Об'ємна вологість	Теплопровідність, Вт/(м·°С)	Об'ємна теплоємність, кДж/(м ³ ·°С)	Глибина загасання <i>D</i> , см
Пісок	0,0	0,81	1,26·10 ³	8,0
	0,2	4,87	2,10·10 ³	15,2
	0,4	6,09	2,93·10 ³	14,3
Глина	0,0	0,70	1,26·10 ³	7,4
	0,2	3,25	2,10·10 ³	12,4
	0,4	4,41	2,93·10 ³	12,4
Торф	0,0	0,16	1,47·10 ³	3,3
	0,4	0,81	3,14·10 ³	5,1
	0,8	1,39	4,82·10 ³	5,4
Сніг	–	0,17	0,21·10 ³	9,1

Температура ґрунту має характерну добову і сезонну варіабельність. Протягом кожної доби температура поверхні ґрунту досягає мінімуму приблизно на момент сходу Сонця. При відсутності роси і сухій поверхні ґрунту температура її верхніх шарів починає збільшуватися відразу ж після сходу Сонця і досягає максимуму приблизно о 14 год., після чого знову зменшується. При високій вологості ґрунту і при наявності роси підвищення температури у ранкові години сповільнюється, тому що значна частина прихідної сонячної енергії витрачається на випаровування.

Максимальне значення температури поверхні ґрунту залежить як від її вологості, так і від щільності травостою. Досить густий рослинний покрив (при листовому індексі 4–5) екранує ґрунт від прихідної радіації, а посів витрачає велику частину прихідної радіації на транспірацію. Тим самим ґрунт охороняється від перегріву, що сприятливо позначається на життєдіяльності ґрунтової біоти. Приклад добового ходу температури ґрунту на його поверхні і на глибинах 10 і 20 см наведено на рис. 3.5.

Завдяки тому, що коливання температури у добовому ході запізнюються при збільшенні глибини, існують моменти часу, коли максимум профілю температури знаходиться у ґрунті на деякій глибині: верхні шари ґрунту починають прохолоджуватися, в той час як температура більш глибоких шарів продовжує підвищуватись. Профілі температури в літній день на 2, 6, 10, 14, 18 і 22 год, наведені на рис. 3.6.

З даних рис. 3.6 видно, що вже на глибині 40–50 см амплітуда коливань температури не перевищує 2...3 °С. Температура ґрунту на глибині 100–150 см не змінюється протягом доби, але має явно виражений сезонний хід.

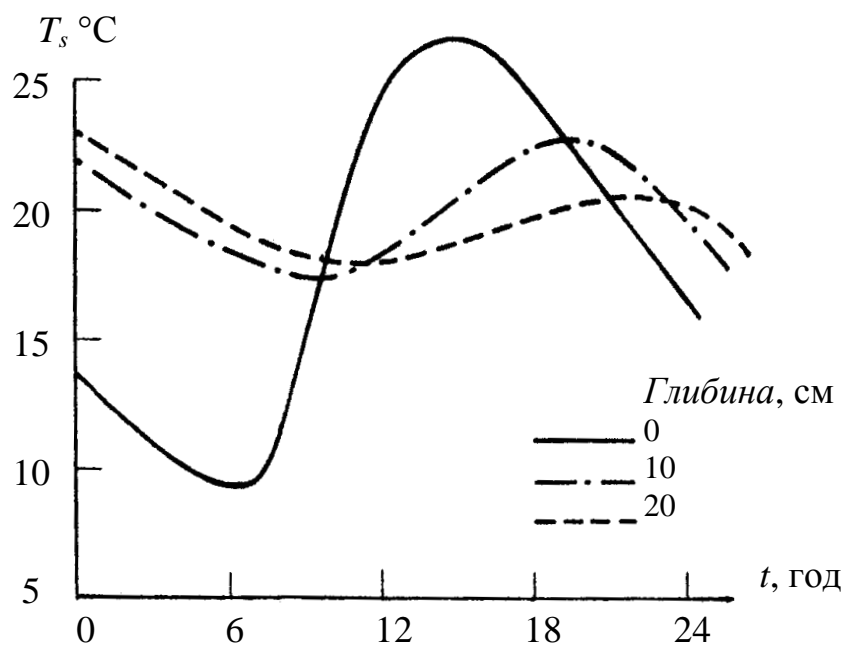


Рис. 3.5 – Добовий хід температури ґрунту.

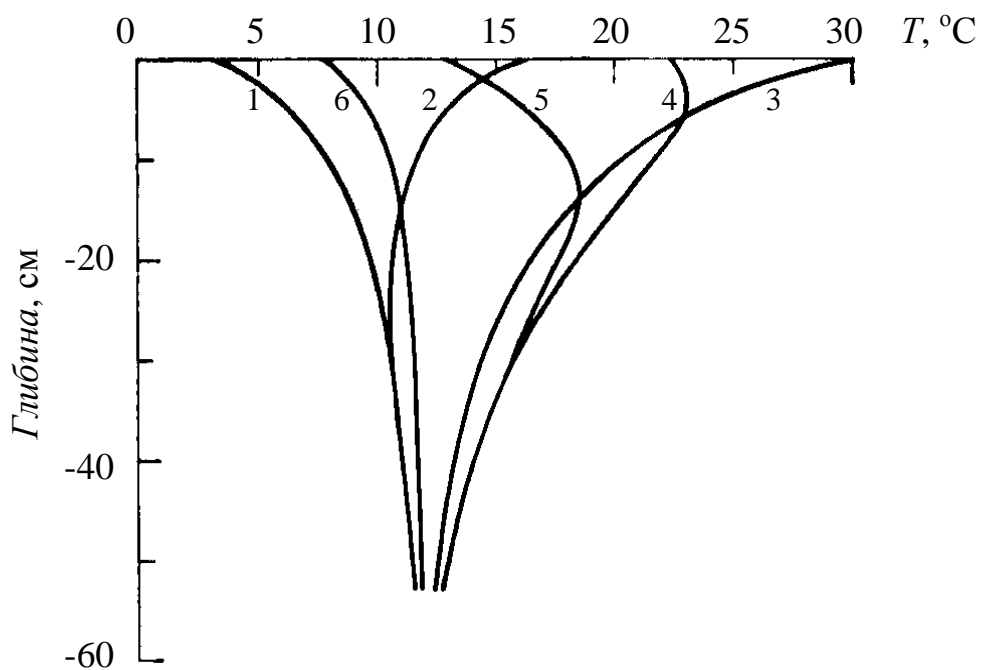


Рис. 3.6 – Добовий хід вертикального профілю температури ґрунту.
(Р.О. Полукетов, 1991).

1 – 6 год.; 2 – 10 год.; 3 – 14 год.; 4 – 18 год.; 5 – 22 год.; 6 – 2 год.
4 – 18 год.; 5 – 22 год.; 6 – 2 год.

У середніх широтах Північної Півкулі мінімум температури на цій глибині настає приблизно наприкінці березня, а максимум – у третій декаді серпня кожного року. З точністю до ± 1 °С можна прийняти, що на цій глибині температура протягом усього сезону вегетації має стандартний хід, який відповідає середнім багаторічним (кліматичним) даним. Характерні профілі температури для травня – серпня зображені на рис. 3.7.

На рис. 3.8 зображено добовий хід температури ґрунту під травостоєм з $L_0 = 5$ ($H = 100$ см і $s = 0,5$ см²/см³) для двох рівнів вологості повітря $v = 50\%$ і $v = 90\%$ на глибинах 5, 10, 15 см і на поверхні ґрунту. Чітко просліджується падіння амплітуди з глибиною і зсув по фазі – пізніше настання максимуму температури по мірі просування в глибину ґрунту. Обидва ці факти добре відомі із досліджень.

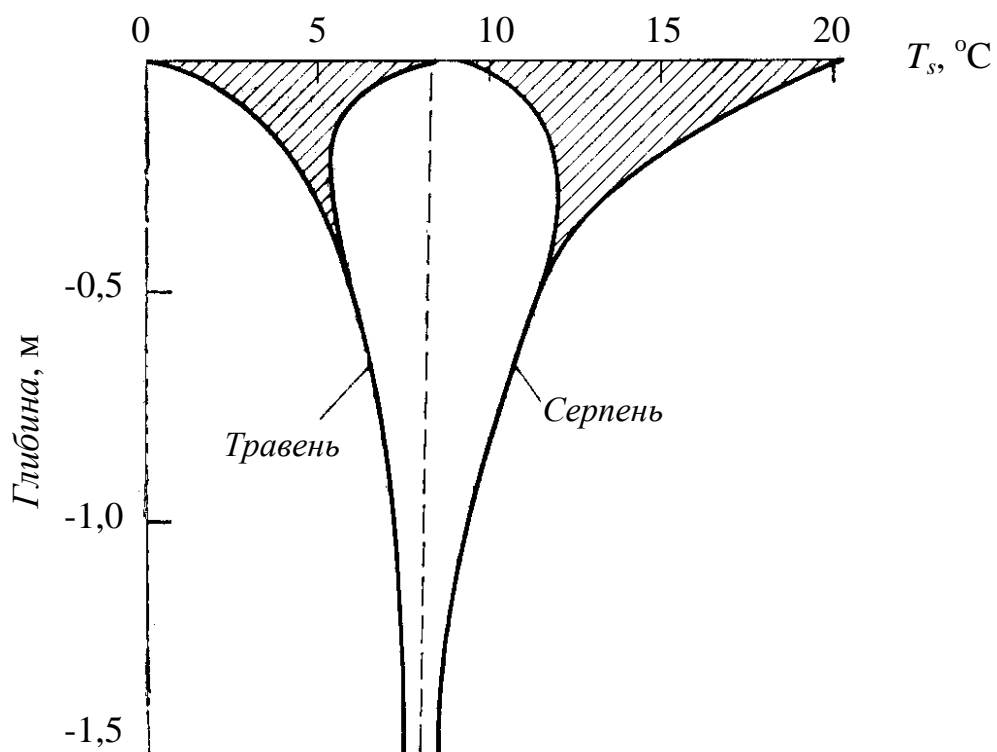


Рис. 3.7 – Профілі температури ґрунту в різні періоди сезону вегетації (Р.О. Полуєтков, 1991).

На рис. 3.9 представлені ізоплети добового ходу температури ґрунту під травостоєм з $L_0 = 1$ і $L_0 = 10$, а на рис. 3.10 – під баклажанами після поливу.

Незважаючи на відмінності в деталях рис. 3.8 і 3.9 мають і багато спільного: нічні мінімуми і денні максимуми, напрямок улоговин і гребенів (через зсув максимумів з глибиною), досить великі градієнти та їхній ріст при наближенні знизу до поверхні ґрунту.

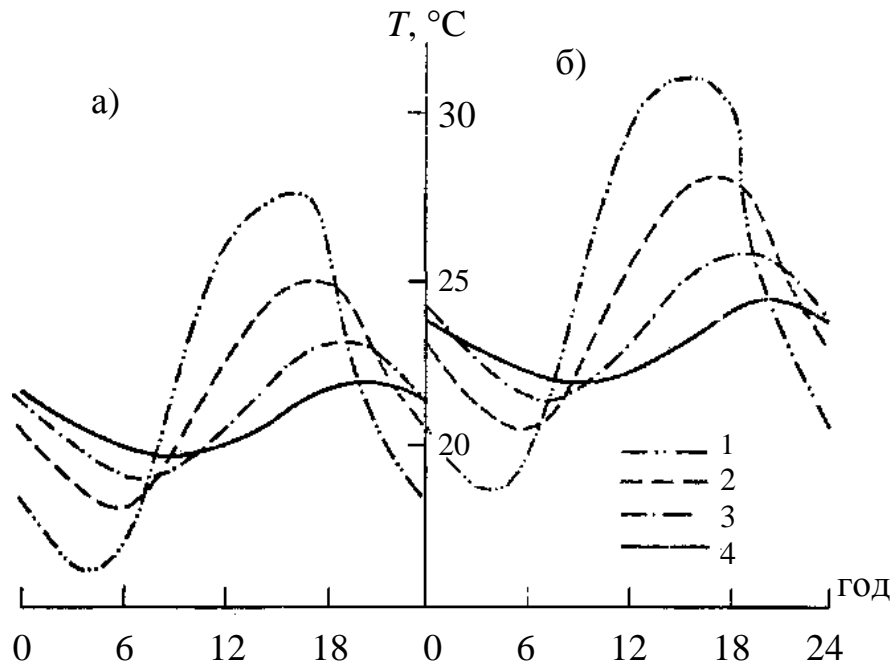


Рис. 3.8 – Добовий хід температури мінерального ґрунту під травостоєм висотою 100 см, $s = 0,05 \text{ см}^2/\text{см}^3$ при $\nu = 50 \%$ (а) і 90% (б) на поверхні ґрунту (1) і на глибинах 5 см (2), 10 см (3) і 15 см (4). $T_p = 20 \text{ }^\circ\text{C}$; $\bar{u}_p = 3,5 \text{ м/с}$. (А.П. Бойко).

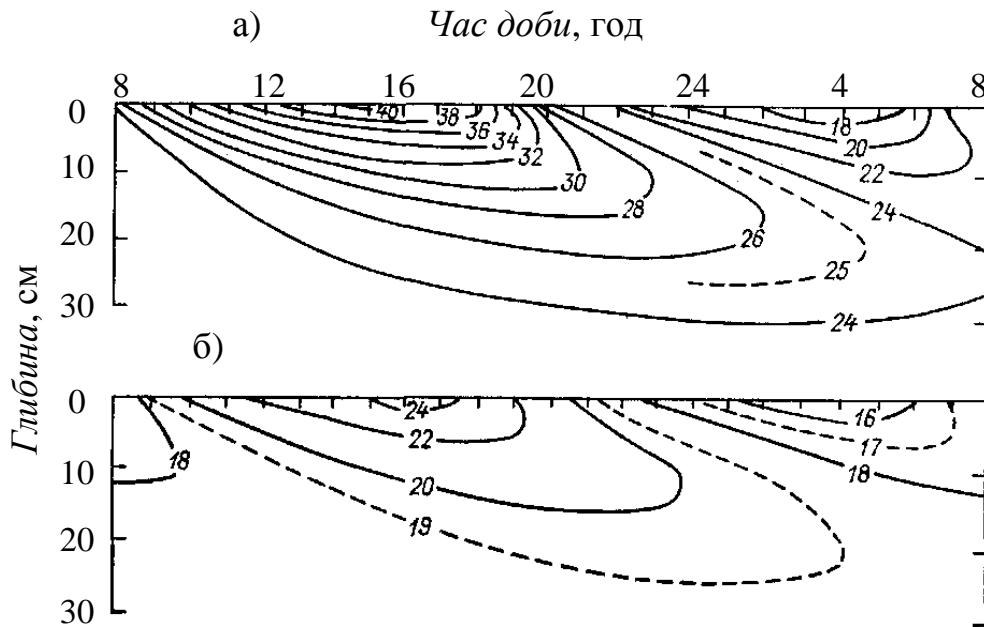


Рис. 3.9 – Динаміка температури мінерального ґрунту під травостоєм висотою 100 см при $s = 0,01 \text{ см}^2/\text{см}^3$ (а) і $s = 0,1 \text{ см}^2/\text{см}^3$ (б). $T_p = 20 \text{ }^\circ\text{C}$, $\bar{u}_p = 3,5 \text{ м/с}$, $\nu = 50$ (А.П. Бойко, 1993).

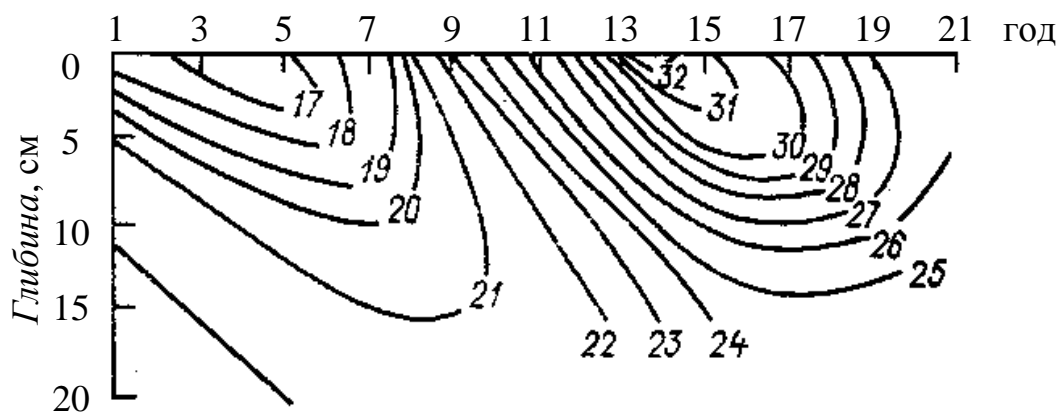


Рис. 3.10 – Ізоплети добового ходу температури ґрунту після поливу. Баклажанне поле, Тирасполь, 26 липня 1963 р. (А.П. Бойко, 1993).

Ці рисунки і табличні дані свідчать про те, що ґрунтові термічні процеси в добовому ході зосереджені у верхньому 20–30 см шарі. У більш нижніх шарах зміни невеликі, у добовому ході незначні. Їхній ефект відчувається лише згодом за літнього прогрівання ґрунту.

Взимку на температуру ґрунту впливають два основних фактори – температура повітря і сніжний покрив. Поверхня сніжного покриву має велику відбивну і випромінювальну здатність. Радіаційний баланс поверхні снігу негативний.

Термоізоляційні властивості сніжного покриву пов'язані з його щільністю, потужністю і відбивною здатністю і пояснюються його малою теплопровідністю. Температура поверхні сніжного покриву звичайно нижче температури приземного шару повітря, а також температури поверхні оголеного ґрунту. Температура ґрунту під снігом завжди вище температури ґрунту, непокритого снігом.

Розділ 4

ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ У ПРИЗЕМНОМУ ШАРІ ПОВІТРЯ

4.1. Теплообмін у рослинному покриві

Розглянемо теплообмін для елементарного шару dz всередині рослинного покриву. При цьому будемо виходити з таких передумов:

– рослинний покрив складається з однорідного в горизонтальному напрямку рослинного ансамблю, характеристики якого з висотою змінюються за неперервними обмеженими залежностями;

– основним механізмом теплопередачі у міжлистковому просторі є турбулентна дифузія;

– теплопровідністю уздовж стебел, коренів і листків рослин знехтуємо як величиною другого порядку малості;

– рослинний ансамбль розглядається як система, що складається з ізольованих елементів, вертикальний розподіл яких відповідає розподілу біомаси.

Запишемо рівняння теплового балансу за час dt для елементарного шару dz всередині рослинного покриву

$$dq_{\text{дж}} + dq_{\lambda} - dq_n - dq_{\omega} = 0, \quad (4.1)$$

де dq_n – зміна тепломісткості повітря в міжлистковому просторі за час dt ;

dq_{ω} – зміна тепломісткості біомаси за час dt ;

$dq_{\text{дж}}$ – тепловиділення джерел тепла (стоків) за час dt ;

dq_{λ} – теплопостачання за рахунок турбулентної дифузії за час dt .

В залежності від часу доби й умов ці складові можуть мати і зворотний знак.

Складові цього рівняння dq_n , dq_{ω} і dq_{λ} можна представити у вигляді:

$$dq_n = c_n \frac{\partial T_n}{\partial t} dz dt; \quad (4.2)$$

$$dq_{\omega} = c_{\omega} M(z, t) \frac{\partial T_{\omega}}{\partial t} dz dt; \quad (4.3)$$

$$dq_{\lambda} = c_n \frac{\partial}{\partial z} \left[k_T(z, t) \frac{\partial T_n}{\partial z} \right] dz dt, \quad (4.4)$$

де M – розподіл біомаси по висоті рослинного покриву;

c_n – об'ємна теплоємність повітря;
 c_ω – об'ємна теплоємність біомаси;
 k_T – коефіцієнт турбулентного обміну теплом у міжлистяковому просторі;
 T_n – температура повітря;
 T_ω – температура біомаси.

Потужність джерел (стоків) тепла q_{uc} можна оцінити як

$$dq_{\partial\omega c} = [II(z,t) - I(z,t) - lE_L(z,t)]dz dt, \quad (4.5)$$

де II – функція, що описує розподіл поглиненої в РП сонячній радіації;
 I – функція, що описує розподіл потоку теплової радіації всередині рослинного покриву;
 E_L – функція, що описує інтенсивність транспірації всередині рослинного покриву.

Підставляючи (4.2) – (4.5) у (4.1), неважко одержати

$$c_n \frac{\partial T_n}{\partial t} + c_\omega M(z,t) \frac{\partial T_\omega}{\partial t} = c_n \frac{\partial}{\partial z} k_T(z,t) \frac{\partial T_n}{\partial z} + II(z,t) - I(z,t) - lE(z,t). \quad (4.6)$$

Рівняння (4.6) описує теплообмін всередині рослинного покриву.

При $z > h_0$ (h_0 – висота рослинного покриву) функції II , I , M , E – дорівнюють нулю і (4.6) переходить у відоме рівняння турбулентної дифузії

$$\frac{\partial T_n}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k_T(z,t) \frac{\partial T_n}{\partial z}. \quad (4.7)$$

Об'єднаємо рівняння (4.6) і (4.7) і запишемо їх у вигляді одного диференціального рівняння. Позначимо $\theta = T_\omega - T_n$ і підставимо в (4.6) замість T_ω суму $T_n + \theta$. Тоді з врахуванням (4.7) можна одержати рівняння турбулентної дифузії у рослинному покриві

$$c(z,t) \frac{\partial T_n}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k_T(z,t) \frac{\partial T_n}{\partial z} \pm F(z,t), \quad (4.8)$$

де

$$F(z,t) = \begin{cases} [II(z,t) - I(z,t) - lE_L(z,t) - \gamma(z,t)]c_b^{-1}, & z_0 < z < h_0; \\ 0, & h_0 < z \leq H_1 \end{cases} \quad (4.9)$$

$$c(z,t) = \begin{cases} 1 + \frac{c_\omega}{c_n} M(z,t), & z_0 < z < h_0; \\ 1, & h_0 < z \leq H_1 \end{cases} \quad (4.10)$$

$$\gamma(z,t) = c_{\omega} M(z,t) \frac{\partial \theta(z,t)}{\partial t}, \quad (4.11)$$

де H_1 – границя переходу від буферної зони до зовнішнього середовища системи ґрунт – рослина – атмосфера.

Зупинимося коротко на характері функції $\gamma(z, t)$. В загальному вигляді різниця між температурою біомаси і повітря θ залежить від характеру рослинного покриву і метеорологічних умов. Аналіз експериментальних даних показує, що швидкість зміни величини θ у часі, як правило, невелика. Це дозволяє при розрахунку розглядати $d\theta/dt$ як малий параметр, величина якого попередньо оцінюється за характером рослинного покриву і метеорологічного режиму.

Рішення рівняння (4.8) при належному виборі крайових умов і правильному описі функцій $k_T(z, t)$, $P(z, t)$, $I(z, t)$, $IE_L(z, t)$, $\gamma(z, t)$ служить універсальним способом опису теплового режиму РП. Для ідентифікації цих функцій необхідно дати кількісну характеристику радіаційного, водного і турбулентного режимів РП, а для коректного завдання крайових умов на нижній границі РП потрібно, крім того, вирішувати спільну задачу теплового і водного режимів ґрунту.

4.2. Температура повітря у рослинному покриві

Складність впливу рослин на термічний режим приземного шару повітря полягає в його багатосторонності. Так, нерівномірне затінення ґрунту рослинами створює неоднорідне радіаційне і термічне поле під посівами. Транспірація рослин і її мінливість у часі значною мірою визначають температуру повітря у міжлистковому просторі. Крім того, процес формування термічного режиму посіву сильно ускладнюється інерційністю теплообміну, яка непостійна в часі і залежить як від стану навколишнього середовища, так і від архітекtonіки РП.

У нічні години в результаті радіаційного вихолодження температура фітомаси рослинного покриву і температура повітря міжлисткового простору будуть нижче температури повітря над травостоєм. У денний час листки під впливом сонячної енергії нагріваються, перегріву в основному піддаються верхні яруси листків. У денні години може наставати полуденна депресія транспірації, викликана частковим закриттям устячок. Це відбувається в основному, завдяки зневоднюванню тканин листка внаслідок недостатнього кореневого підживлення рослин водою в порівнянні з її витратою на транспірацію. На рис. 4.1 зображені вертикальні профілі температури повітря, листя і ґрунту в нічні і денні години доби.

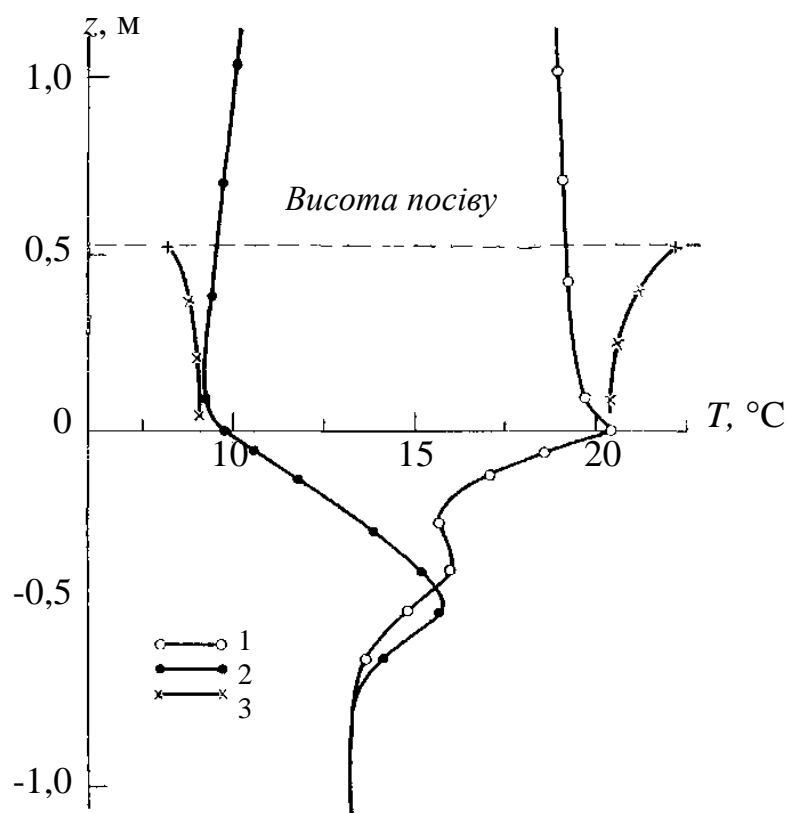


Рис. 4.1 – Вертикальні профілі температури повітря, ґрунту і листя.
 1 – температура ґрунту і повітря (день); 2 – температура ґрунту і повітря (ніч); 3 – температура листя.

Вплив РП на термічний режим повітря може оцінюватися шляхом порівняння даних про температуру повітря на полі з аналогічними даними на метеорологічному майданчику на рівні шару витиснення або другої діяльної поверхні (Б.А. Айзенштат, 1953) $\Delta T_{z\phi}$

$$\Delta T_{z\phi} = T_{z\phi,м} - T_{z\phi,п} , \quad (4.12)$$

де $T_{z\phi,м}$ і $T_{z\phi,п}$ – температура повітря на метеорологічному майданчику і на полі на рівні шару витиснення $h_{z\phi}$.

Як видно з рис. 4.2, значення $\Delta T_{z\phi}$ можуть бути як позитивними, так і негативними і визначаються ступенем розвитку посіву. При малій фітомасі температура повітря на метеомайданчику на висоті $h_{z\phi}$ нижче температури повітря на такій же висоті у посіві.

Максимального значення це розходження досягає о 13 год і складає 1,2 °С. З ростом фітомаси температура повітря на полі стає нижчою, ніж на метеомайданчику ($\Delta T_{z\phi} > 0$ °С).

На рис. 4.2 чітко видно особливості добового ходу $\Delta T_{zб}$. При цьому слід зазначити деяке розходження в залежності цього показника термічного режиму від надземної сухої фітомаси M_c і площі листа L . Якщо в період вегетаційного росту ці залежності подібні одна одній, то з настанням періоду репродуктивного росту характер зв'язку міняється.

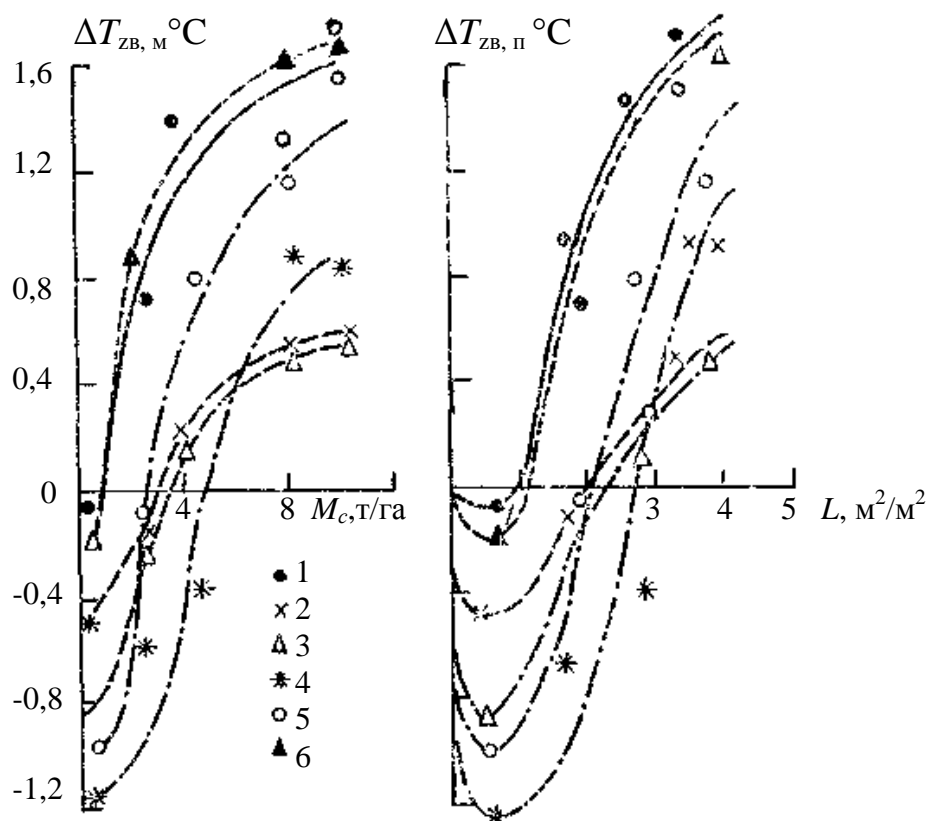


Рис. 4.2 – Залежність зміни різниці температур повітря на метеомайданчику і в полі на рівні шару витиснення $\Delta T_{zб}$ від надземної сухої фітомаси M_c та відносної площі листкової поверхні L (В.В. Бібік, 1975):

1 – 1 год; 2 – 7 год; 3 – 10 год; 4 – 13 год; 5 – 16 год; 6 – 19 год.

Так, при збільшенні M_c понад 8 т/га величина $\Delta T_{zб}$ практично не міняється, в той же час з ростом L відзначається її безупинне збільшення. Причиною цього є те, що в другу половину вегетації, тобто в період формування репродуктивних органів, порушується рівнозначність цих двох показників продуктивності кукурудзи.

Друга особливість, яка просліджується чітко на рис. 4.2, це перехід $T_{zб}$ через нуль. Для кожного терміну цей перехід залежить від величин M_c і L . Ввечері і вночі перехід настає при малій фітомасі. В денні години о 7, 10 і 16 год. перехід через нуль спостерігається при $M_c \approx 2,5 \dots 3,5$ т/га і

$L \approx 2,2...2,6 \text{ м}^2$. Близько полудня цей перехід здійснюється тільки в добре розвиненому посіві при $M_c > 4,0 \text{ т/га}$ і $L > 2,7$.

Для характеристики температурного поля приземного шару повітря часто використовується так званий *стрибок температури ґрунт – повітря* ΔT_n (М.І. Будико, 1956)

$$\Delta T_n = T_z - T_{2,0}, \quad (4.13)$$

де T_z і $T_{2,0}$ – температура поверхні ґрунту і повітря на висоті 2,0 м.

Природно, що цей показник термічного режиму є досить грубим і далеко не визначає всієї складності побудови температурного поля у приземному шарі. Однак цим показником визначається спрямованість процесів теплообміну в приземному шарі.

Залежність стрибка температури ґрунт – повітря ΔT_n від надземної сухої фітомаси M_c о 13 год. при потоках сумарної сонячної радіації $Q=0,767...0,837 \text{ кВт/м}^2$ і різної вологості ґрунту в шарі 0–20 см наведена на рис. 4.3. Як видно з даних рис. 4.3, при збільшенні сухої надземної фітомаси РП (збільшення розвиненості РП) значно знижується стрибок температури ґрунт – повітря. Це зниження тим значніше, чим більше запаси вологи в шарі ґрунту 0–20 см. Так, якщо кількість фітомаси 4 т/га то значення ΔT_n при вологості ґрунту W_{0-20} , рівній 30, 45 і 60 мм, складають відповідно 10, 5,5 і 0 °С. Дані рис. 4.3 показують, що в добре розвиненому посіві при $M_c > 4 \text{ т/га}$ спостерігаються негативні значення ΔT_n при вологості ґрунту $W_{0-20} = 60 \text{ мм}$.

Абсолютні значення різниці стрибків коливаються в слаборозвиненому посіві від $-1,2$ до $4,7$ °С, у добре розвиненому посіві від $-2,2$ до $23,2$ °С.

Особливості добового ходу температури фітомаси травостою і повітря в ньому можна простежити лише по вертикальних профілях погодинного їхнього ходу. Для травостою висотою 100 см і $s = 0,05 \text{ см}^2/\text{см}^3$ при: $\bar{T}_p = 20$ °С, $\bar{u}_p = 3,5 \text{ м/с}$ і $v = 50$ % вони зображені на рис. 4.4.

З даних рис. 4.4 видно, що добовий хід температури фітомаси більш виражений в порівнянні з температурою повітря у травостої. Вертикальні профілі температури повітря мають плавний характер, вертикальний градієнт невеликий. Чітко виражений ріст температури з висотою. Але в нижній частині травостою можливе збільшення температури й у напрямку до поверхні ґрунту. Температура повітря міжлистяного простору на усіх висотах у травостої нижче температури повітря над ним. Хід температури фітомаси протягом доби верхніх, середніх і нижніх ярусів досить чітко відрізняється між собою. Зі збільшенням щільності травостою s ці особливості виявляються сильніше.

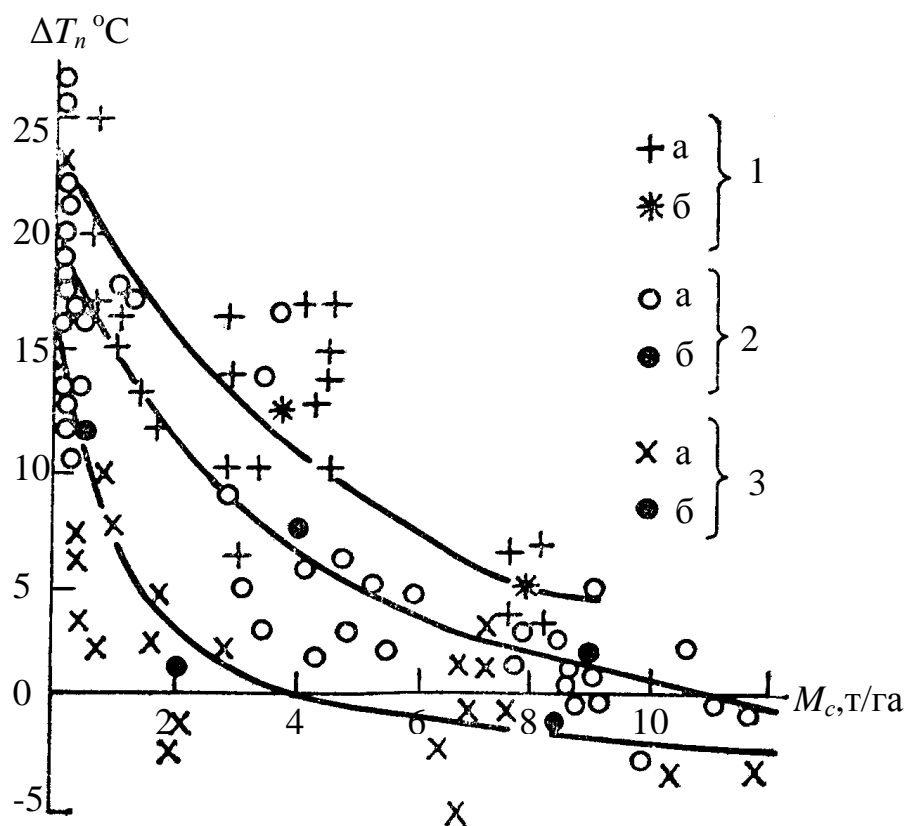


Рис. 4.3 – Залежність стрибка температури грунт – повітря ΔT_n від надземної сухої фітомаси M_c о 13 год при $Q = 767\text{--}837 \text{ Вт/м}^2$ і різній вологості ґрунту в шарі 0–20 см (М.І. Гойса, Р.М. Олійник, А. Д. Рогаченко, 1983).

1) $W = 30 \text{ мм}$, 2) $W = 45 \text{ мм}$, $W = 60 \text{ мм}$; а) результати одиничних вимірів; б) значення ΔT_n , осереднені за інтервалами фітомаси.

Розглядаючи вертикальні профілі температури повітря і тим більше температури фітомаси травостою, треба мати на увазі наступне. Температура верхньої частини рослинності в основному формується температурою повітря над травостоєм і привхідною сонячною радіацією. Температура ж частини травостою, що безпосередньо примикає до поверхні ґрунту, зв'язана з її температурою. Зв'язок взаємний, хоча ведучу роль відіграє і травостій – його висота і густота. Зокрема, під щільним травостоєм через затінення ґрунт вдень прогривається слабо, але і за ніч вихолоджується також менше.

Особливості контрастів між температурою верхівок рослин і їхніх нижніх навколосемних частин і визначають характер вертикального профілю в будь-який час доби. Вночі верхівки травостоїв холодніше, низ тепліше, а вдень, навпаки, – верх тепліше, низ – холодніше. Вночі характерним є ріст температури з зануренням у травостій, вдень – падіння.

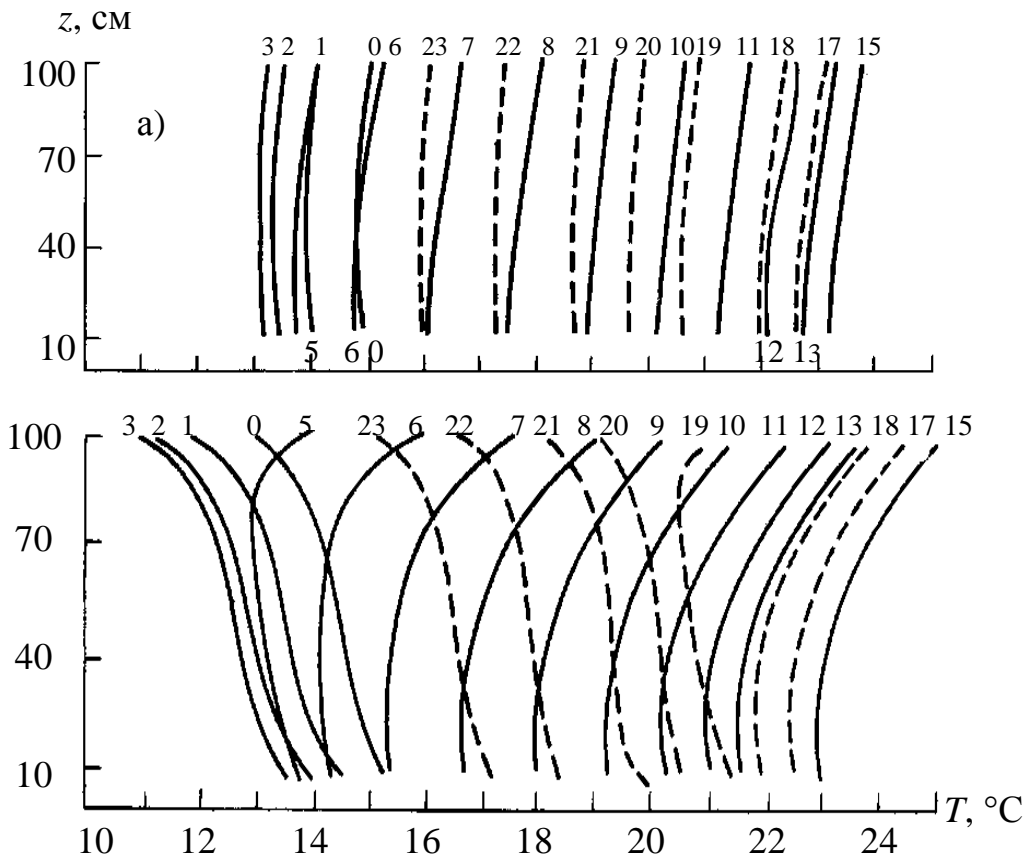


Рис. 4.4 – Вертикальні профілі температури повітря (а) і листя (б) у травостой висотою 100 см і $s = 0,05 \text{ см}^2/\text{см}^3$ ($L_0 = 5$) при $\bar{T}_p = 20 \text{ }^\circ\text{C}$; $\bar{u}_p = 3,5 \text{ м/с}$ і $v = 50 \%$. (А.П. Бойко, 1993).
Цифри біля кривих – час (год.).

Як і тепловий баланс, температурний режим всередині травостою також змінюється в міру росту і розвитку рослин.

На рис. 4.5 показано розподіл температури повітря на різних висотах опівдні й опівночі на ячмінному полі в різні періоди вегетації. На початку вегетаційного періоду при слаборозвиненому рослинному покриві розподіл температури повітря по висоті, як вдень, так і вночі майже такий же, як і на паровому полі, тобто вдень температура з висотою знижується, а вночі трохи підвищується.

За період вегетативного росту, коли рослинний покрив особливо сильно розвинутий, найбільш високі температури вдень і найбільш низькі температури вночі спостерігаються у верхній частині травостою.

Наприкінці вегетаційного періоду; коли ячмінь закінчує період дозрівання, значна частина листя висихає і сонячні промені вільно проникають до землі, розподіл температури по вертикалі стає майже таким же, як і на початку вегетації.

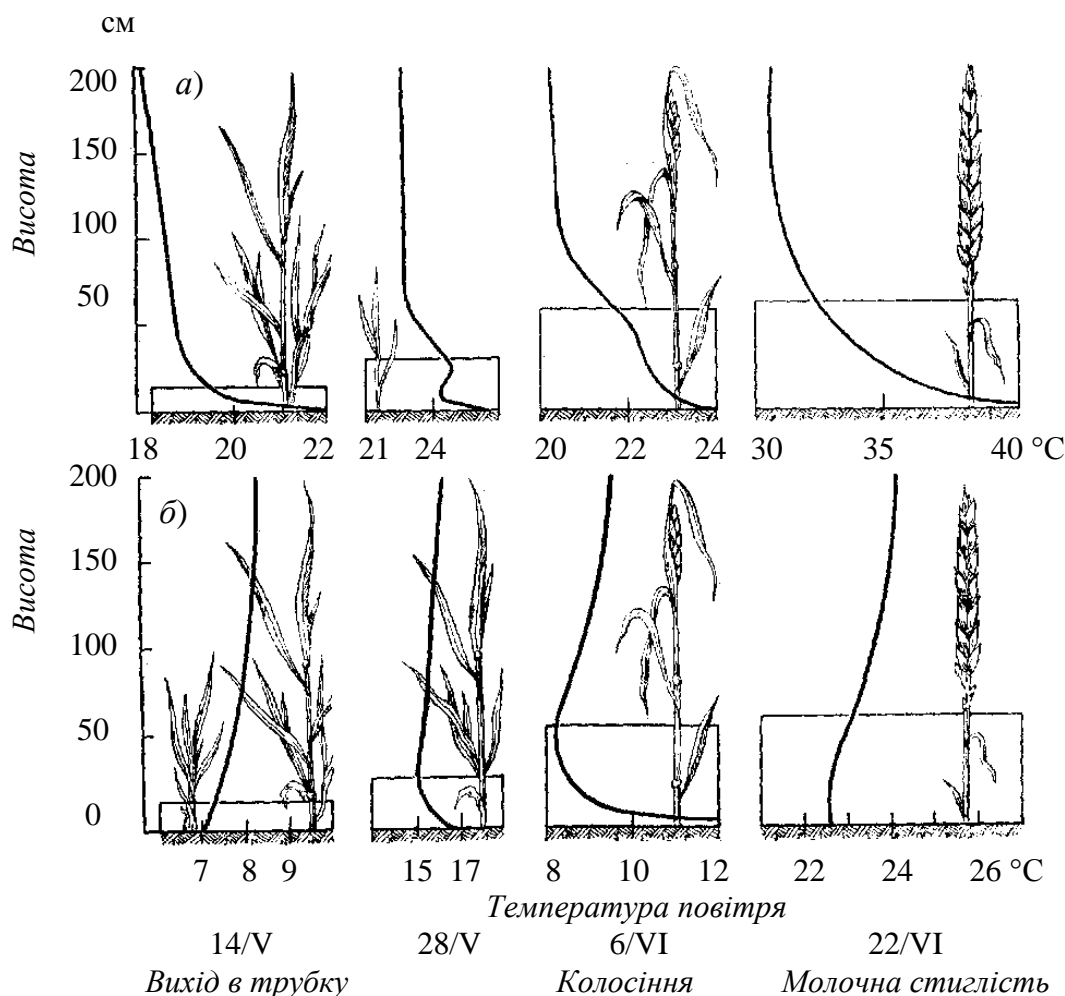


Рис. 4.5 – Температура повітря на полі з ячменем: а) вдень, б) вночі (Н.П. Русін, 1953).

Верхня лінія прямокутників показує висоту рослин.

Відзначимо особливості формування термічного режиму посівів різних сільськогосподарських культур. Як видно з рис. 4.6, температура повітря вдень на висоті 20, 50 і 150 см на орному полі (рілля) вище, а на люцерновому нижче, ніж на кукурудзяному й картопляному полях. Характер розподілу температури повітря по висоті на порівнюваних ділянках, різний.

Більш висока температура повітря на ріллі обумовлена сильним нагріванням ґрунту, більш низька температура на люцерновому полі обумовлюється інтенсивним випаровуванням із ґрунту та транспірацією рослин. Вночі спостерігається трохи інше співвідношення температур. На картопляному і люцерновому полях температура повітря приблизно на 1 °С вище, ніж на ріллі. Найбільш низька температура, як і вдень, спостерігається на люцерновому полі.

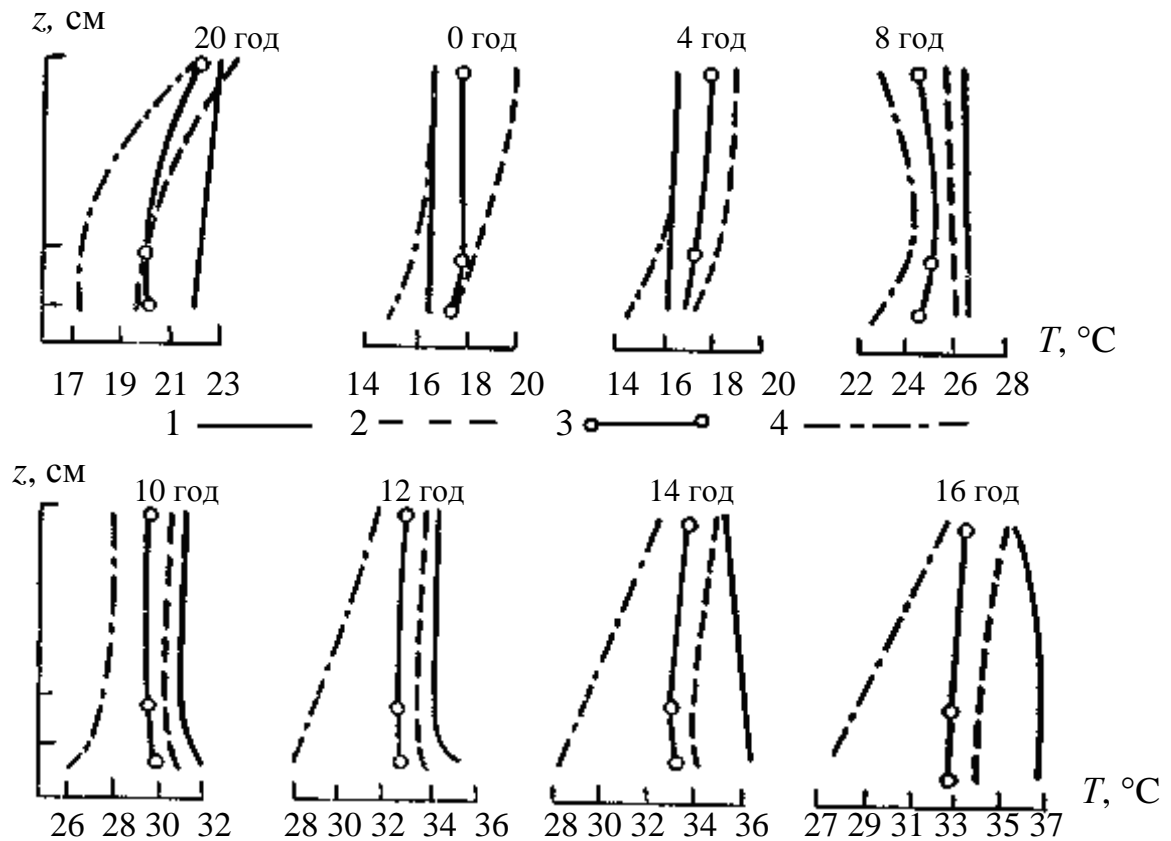


Рис. 4.6 – Розподіл температури повітря по висоті, липень.
(Ф.А. Мумінов, 1963).

1 – рілля; 2 – картопляне поле; 3 – кукурудзяне поле; 4 – люцернове поле.

Вдень на ріллі температура убуває з висотою при наявності великих зверх адіабатичних градієнтів у шарі травостою до 50 см, вночі спостерігається інверсія температур, більш виражена в шарі 20–50 см.

На картопляному полі хід температури повітря в денні години характеризується порівняно малим убуванням у шарі 20–50 см і незначним підвищенням у шарі 50–150 см. Вночі на картопляному полі спостерігається інверсія температури.

На кукурудзяному полі в денні і нічні години температура повітря змінюється з висотою незначно. На люцерновому полі температура повітря з висотою у денні й нічні години досить швидко збільшується. Над люцерновим полем формується інверсія температури, яка зберігається протягом доби. Найбільшого розвитку інверсія досягає в денний період (12–16 год), а також ввечері у шарі 50–150 см. Причина цілодобової інверсії над люцерновим полем – значні витрати тепла на випаровування і транспірацію.

Аналіз даних рис. 4.6 дозволяє зробити наступні висновки. Протягом доби температура повітря на люцерновому полі нижче, ніж на інших полях. Вдень, особливо після полудня, розходження в температурі повітря дуже великі: на висоті 20 см вони досягають 10 °С для ділянок рілля – люцернове поле. Найбільша різниця спостерігається у вечірні години на усіх висотах. Так, у шарі 20–50 см різниця досягає 8–11 °С між ріллею і люцерновим полем, 4–7°С між ріллею і кукурудзяним полем; на висоті 150 см різниця складає відповідно 3,6; 2,7 і 0,5°С.

Зсув максимальних різниць на вечірні години можна пояснити таким чином: вночі і ранком різниці температур невеликі; після сходу Сонця зі збільшенням випаровування на полях картоплі, кукурудзи і люцерни різниці безупинно зростають, це пов'язано з більш швидким ростом температури на ріллі при незначних витратах тепла на випаровування. Після полудня температура на ріллі і на інших ділянках починає убувати внаслідок зменшення приходу променистої енергії. Однак завдяки тому, що випаровування на картопляному, кукурудзяному і люцерновому полях ще досить велике, температура убуває швидше, ніж на ріллі, і різниці продовжують зростати до 16–19 год. Після 19 год. у зв'язку з різким зменшенням випаровування на картопляному, кукурудзяному і люцерновому полях різниці температур починають швидко убувати.

4.3. Добовий хід теплового балансу листка. Рівняння енергетичного балансу листка

Рівняння енергетичного балансу листка (З. Бихеле, Х. Молдау, Ю. Росс, 1980) власне кажучи виражає закон збереження енергії одиниці поверхні листка і записується у вигляді

$$\kappa_Q Q_L + I_A - I_L - H_L - IE_L = 0, \quad (4.14)$$

де κ_Q – коефіцієнт поглинання листком падаючої на листок сумарної короткохвильової радіації Q_L ;

I_A – протиопромінення атмосфери;

I_L – власне випромінювання листка.

У рівнянні (4.14) воно враховується тільки для верхньої сторони листка, оскільки випромінювання його нижньої сторони практично компенсується випромінюванням ґрунту.

Промениста енергія, поглинена листком, складається в основному з прямої і розсіяної сонячної радіації і протиопромінення атмосфери.

Енергетичні витрати листка, що враховуються в рівнянні теплового балансу (4.14), відбуваються за рахунок власного випромінювання його верхньої поверхні I_L , конвекції H_L і транспірації IE_L . Роль кожної з цих

складових не рівнозначна в різний час дня і при різному водопостачанні рослин.

За даними, наведеними у табл. 4.1, можна судити про те, як розподіляється між складовими теплового балансу листка падаюча на нього сумарна радіація Сонця в різний час дня. Насамперед, порівняння даних для 1-го і 10-го днів після зволоження показує, що цей розподіл залежить від водопостачання рослин.

Таблиця 4.1 – Розподіл % поглиненої листком сонячної радіації P_L між окремими складовими теплового балансу листка (за даними В. Бихеле, Х. Молдау, Ю. Росса, 1980)

Час доби, год.	Дні після зрошення					
	1-й день			10-й день		
	$\frac{I_L - I_A}{P_L}$	$\frac{H_L}{P_L}$	$\frac{IE_L}{P_L}$	$\frac{I_L - I_A}{P_L}$	$\frac{H_L}{P_L}$	$\frac{IE_L}{P_L}$
6–7	52	22	26	54	39	7
7–8	41	35	24	41	53	6
8–9	33	44	23	34	61	5
9–10	30	48	22	31	65	4
10–11	27	51	22	28	68	4
11–12	26	51	23	27	69	4
12–13	27	48	25	28	68	4
13–14	28	45	27	29	67	4
14–15	32	37	31	38	63	4
15–16	36	28	36	38	57	5
16–17	44	14	42	46	48	6

Так, при достатньому водопостачанні в середині 1-го після зрошення дня біля половини поглиненої листком енергії витрачається на конвективний обмін з повітрям. Інша частина розподіляється майже порівно між ефективним випромінюванням і витратами тепла на транспірацію. Ранком велика частина поглиненої енергії йде на ефективне випромінювання листка, у другій половині дня зростає роль транспірації, що в даному випадку обумовлено денним ходом температури повітря.

В умовах гострої нестачі вологи (10-й день) інтенсивність транспірації сильно подавлена і витрата тепла на неї мізерно мала. Оскільки ефективне випромінювання листка на 10-й день мало відрізняється від випромінювання в 1-й день (воно лише незначно збільшено через перегрів листка), то велика частина поглиненої листком у середині дня енергії витрачається на конвективний теплообмін. Тільки ранком і ввечері роль конвективного теплообміну H_L зменшується.

4.4 Різниця температур листка і повітря

Зміна падаючої на лист сонячної радіації викликає зміну всіх складових його теплового балансу.

Швидкість відгуку температури листків на різкі зміни в умовах освітленості добре видна на рис. 4.7. Адаптація відбувається протягом декількох хвилин.

Поглинання радіації спричиняє значно більше підвищення температури листка T_l , ніж температури повітря T_n , а це в свою чергу обумовлює збільшення теплового випромінювання листка, його конвективного теплообміну з навколишнім середовищем, а також інтенсивності транспірації. На транспірацію впливає ряд інших факторів, таких, як відносна вологість повітря h_n та зволоження ґрунту ψ_s , а конвективний теплообмін залежить від швидкості вітру. Таким чином, в результаті динамічної взаємодії всіх енергетичних потоків встановлюється деяка визначена для даних умов температура листка. Вона може бути нижче, дорівнювати або вище температури повітря в залежності від ряду зовнішніх факторів.

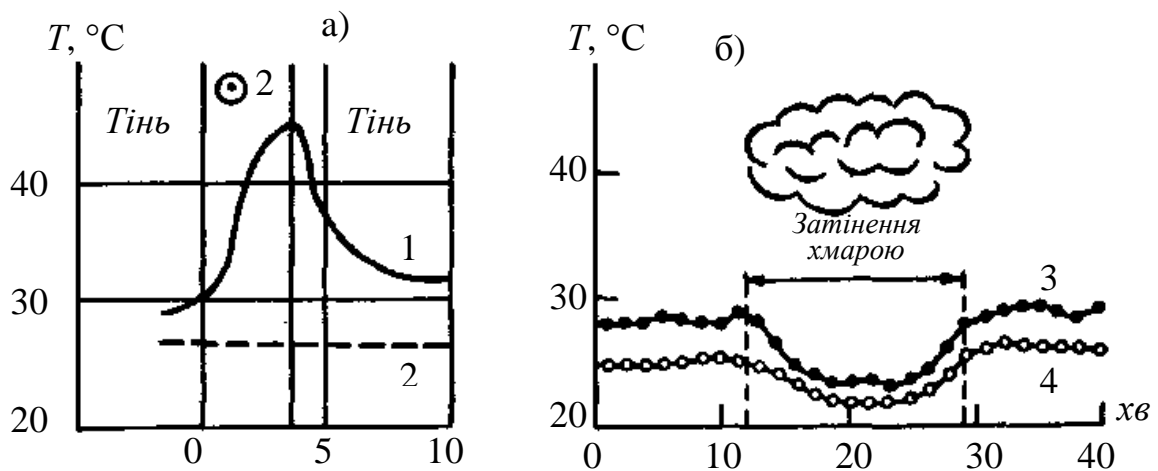


Рис. 4.7 – Зміна температури листя при раптовому освітленні їх Сонцем (а) та затіненні купчастою хмарою (б).

1 – температура листка; 2 – температура повітря; 3 – температура освітленого листка кукурудзи, 4 – температура листка кукурудзи, затіненого вище розташованими листками.

Розглянемо вплив цих факторів на різницю температур листка і повітря. Насамперед, порівняємо між собою два варіанта залежностей різниці температур листка і повітря ΔT від падаючої на лист сонячної радіації Q_L при різній швидкості вітру u (рис. 4.8 а).

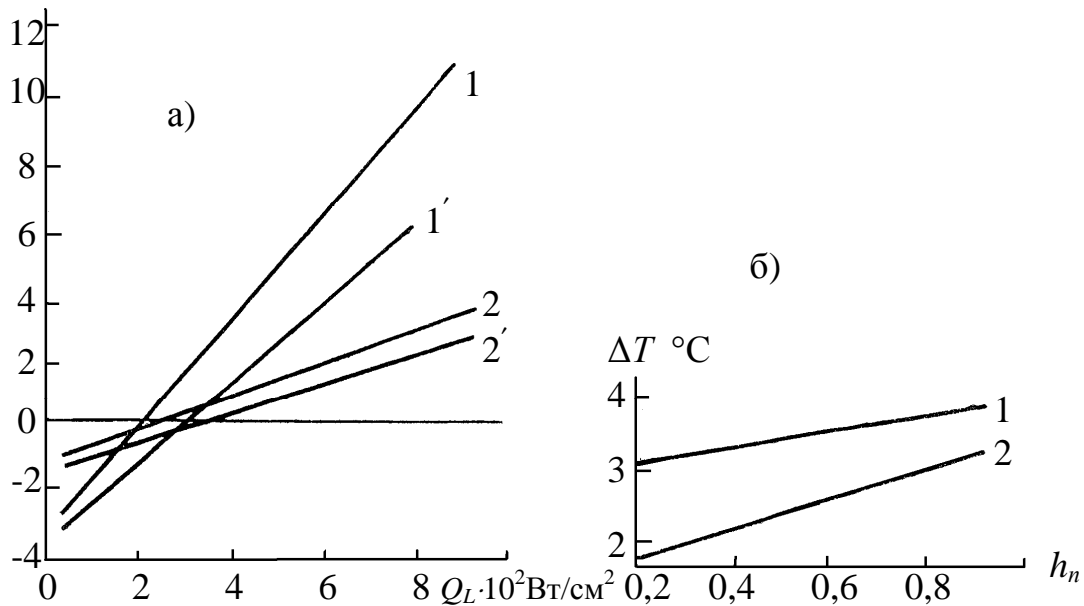


Рис. 4.8 – Залежність різниці температури листка і повітря ΔT
(З. Бихеле, Х. Молдау, Ю.Росс, 1980) від:

- а) падаючої на листок сумарної сонячної радіації Q_L :
 1, 2 – при $E_L = 0$ і $t_n = 20$ °С; 1', 2' – для першої половини стандартного
 ясного дня при $\psi_s = -0,1 \cdot 10^5$ Па;
 1 і 1' при $u = 0,5$ м/с; 2 і 2' при $u = 5$ м/с.
 б) відносної вологості повітря h_n при:
 $Q_L = 0,084$ Вт/см², $t_n = 20$ °С, $u = 5$ м/с;
 при 1 – $\psi_s = -0,1 \cdot 10^5$ Па; 2 – $\psi_s = -8,0 \cdot 10^5$ Па.

Перший варіант стосується листка з повністю закритими устячками. Тут ΔT розраховано за рівнянням теплового балансу листка при $E_L = 0$ і $T_n = 20$ °С, що дає лінійну залежність ΔT від Q_L (криві 1 і 2). Положення точки $\Delta T = 0$ на осі Q_L визначається температурою і вологістю повітря, тому воно збігається для всіх значень швидкості вітру.

У нетранспіруємого листка величина ΔT змінюється в інтервалі температур від -3 до 12 °С при $u = 0,5$ м/с (крива 1). Зі збільшенням швидкості вітру цей інтервал помітно зменшується (крива 2).

У другому випадку (криві 1' і 2') значення ΔT розраховані для транспіруємого листка в умовах реального сонячного дня при достатній вологозабезпеченості $\psi_s = -0,1 \cdot 10^5$ Па.

Зранку листок транспірує слабо і значення ΔT мало відрізняються від отриманих у першому варіанті. Однак до полудня ця різниця досягає 30–40 %. Таким чином, криві 1 і 1', 2 і 2' визначають межі, в яких можуть змінюватися різниці температур листка і повітря при різній швидкості вітру в залежності від водопостачання рослини.

Відхилення кривих 1' і 2' від лінійності обумовлено в основному зміною метеорологічних умов протягом дня. При постійній температурі й вологості $\Delta T(Q_L)$ залишається практично лінійною, за винятком тих випадків, коли значення Q_L дуже малі, тоді починає помітно позначатися реакція устячок на радіацію.

Збільшення вологості повітря супроводжує збільшення температури листка (рис. 4.8 б). Залежність ΔT від h_n дуже близька до лінійної, причому нахил кривих зменшується зі зниженням водного потенціалу ґрунту. Підвищення температури повітря T_n спричиняє і підвищення температури листка.

Вплив швидкості вітру на тепловий баланс листка здійснюється двома шляхами. По-перше, зі збільшенням швидкості вітру поліпшується конвективний теплообмін між листком і навколишнім середовищем; по-друге, змінюється інтенсивність транспірації. Вище відзначалося, що температура листка може бути або нижче, або вище температури повітря і що це залежить від падаючої на листок радіації. Звідси ясно, що характер ходу ΔT зі зміною швидкості вітру залежить від режиму сонячної радіації. При високих значеннях радіації ($Q_L = 0,084$ Вт/см²) і відсутності вітру спостерігається значний перегрів листків (близько 10...15 °С) і посилення конвективного теплообміну з повітрям; збільшення швидкості вітру спочатку сильно знижує температуру листків, а потім починаючи зі швидкості вітру $u = 2$ м/с дія вітру на ΔT слабшає.

При низьких значеннях радіації ($Q_L = 0,014$ Вт/см²) температура листя трохи нижче температури повітря при затишності, при деякому збільшенні швидкості вітру вона небагато підвищується, але починаючи зі швидкості вітру $u = 1,0...2,0$ м/с вплив швидкості вітру через транспірацію і конвективний теплообмін взаємно компенсується і величина ΔT практично перестає залежати від швидкості вітру.

На рис. 4.9 представлені профілі різниці температур повітря в травостої і його фітомаси ($T-T_l$). По різниці $T-T_l$ добре видна «миттєва» реакція верхівок травостою при сході та в час заходу Сонця і навіть в полудень. Рослинний покрив це свого роду буфер між ґрунтом і повітрям приземного шару. Просліджується розподіл травостою на дві зони «впливу»: верхня – для повітря приземного шару і нижня – для ґрунту. Вдень повітря у верхній частині помітно холодніше фітомаси, вночі – навпаки тепліше.

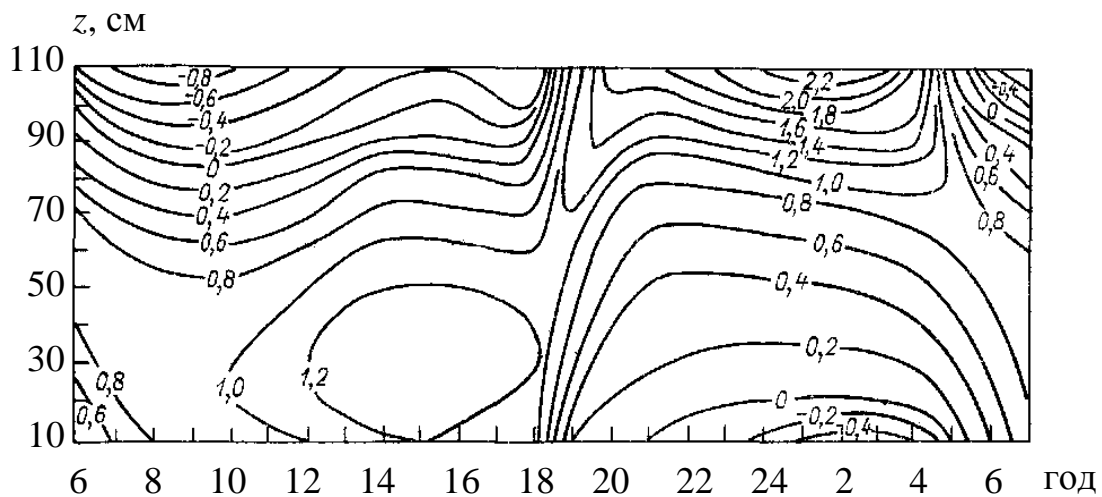


Рис. 4.9 – Добовий хід різниці температур $T - T_l$ у травостой висотою 100 см при: $s = 0,1 \text{ см}^2/\text{см}^3$, $\bar{T}_p = 20 \text{ }^\circ\text{C}$; $\bar{u}_p = 3,5 \text{ м/с}$; $v = 50\%$. (А.П. Бойко, 1993).

Згідно з експериментальними даними Ю.І. Чиркова температура освітленого листка може перевищувати температуру повітря на 5...7 °С. Настільки значна різниця звичайно спостерігається при температурі повітря вище 25...29 °С і затишності. Температура листя, що підсихають, при значному зниженні тургору може досягати 38...40 °С, на 8...10 °С перевищуючи температуру навколишнього повітря. У більшості випадків температура незатіненого листя в залежності від їхньої орієнтації на 2...4 °С вище, ніж повітря.

Частина III

ВОДНИЙ РЕЖИМ СИСТЕМИ ҐРУНТ – РОСЛИНА – АТМОСФЕРА

Розділ 5

ПЕРЕСУВАННЯ ВОЛОГИ У ҐРУНТІ

5.1. Склад і водні властивості ґрунтів

Склад ґрунтів. До складу ґрунтів входять чотири фази: тверда, рідка, газоподібна і жива.

Тверда фаза складається з наступних речовин: 1) первинні уламкові мінерали – кварц, плагіоклази, піроксени, лімоніт і ін.; 2) вторинні глинисті мінерали шаруваті – каолініт, іліт, вермикуліт, монтморилоніт і нешаруваті – гідрослюди, аргіліт і ін.; 3) гелі гідратів окислів алюмінію, заліза і кремнекислоти (у кислих ґрунтах); 4) гумусові речовини (гумінові кислоти, фульвокислоти); 5) нерозкладні відмерлі рослинні і тваринні залишки.

Рідка фаза представлена ґрунтовою водою з розчиненою у ній речовиною у формі колоїдів, молекул і іонів.

Газоподібна фаза складається з повітря, що містить кисень у кількості більше 18 %, азот – близько 79 %, вуглекислоту – до 3 %, пари води та інші компоненти.

Жива фаза містить у собі мікроорганізми, хробаків, комах, молюсків, хребетних тварин, які живуть у ґрунті (гризунів, кротів, ховрашків та ін.).

Висока дисперсність твердої фази обумовлює утворення великих поверхонь розділення між твердою, рідкою, газоподібною і живою фазами.

Питома поверхня ґрунтів. Ступінь роздробленості ґрунтової маси, або її *дисперсність*, можна характеризувати розмірами ґрунтових часток і величинами їхньої поверхні й об'єму. Розрізняють два види дисперсності ґрунтової маси: первинну і структурну. Під *первинною дисперсністю* розуміють розподіл первинних ґрунтових часток за розміром або механічний склад ґрунтів.

Первинні механічні частки за певних умов можуть зліплюватися, склеюватися, згортатися (коагулювати) і утворювати вторинні частки або агрегати. Розподіл агрегатів за їхніми розмірами називають *вторинною* або *структурною дисперсністю*, або *агрегатним складом ґрунтів*.

Мірою поверхні ґрунтових часток є величина, яка названа *питомою поверхнею*. Ця величина визначається як площа сумарної поверхні

дисперсного матеріалу, що приходить на одиницю маси або об'єму ґрунту; одиниці вимірювання – $\text{см}^2/\text{г}$, $\text{см}^2/\text{см}^3$.

При зіткненні ґрунтових часток і агрегатів утворюється система пор, у яких розміщується ґрунтова волога. *Ґрунтова пористість* представляє собою сукупність порожнеч різних форм і розмірів, які з'єднуються між собою в різних напрямках проходами, більш вузькими, ніж поперечники самих порожнеч. Вона складається з пор, що є між окремими елементарними частками ґрунту, і з пор усередині агрегатів (внутрішньоагрегатна пористість) і між ними (міжагрегатна пористість).

Співвідношення між об'ємами і масами твердої, рідкої і газоподібної фаз ґрунту визначають фізичні умови прояву *ґрунтової родючості*. Ідеальні умови складаються, коли об'єм твердої фази ґрунту складає 50 %, а рідкої і газової – по 25 %.

Співвідношення між об'ємами і масами ґрунтових складових дозволяють визначити основні параметри, які характеризують фізичні властивості ґрунту.

Маса твердої фази ґрунтів m_s в одиниця об'єму твердої фази V_s характеризує *щільність твердої фази ґрунту* ρ_s

$$\rho_s = \frac{m_s}{V_s}. \quad (5.1)$$

Одиниці вимірювання щільності в системі СІ – кілограм на кубічний метр ($\text{кг}/\text{м}^3$) або грам на кубічний сантиметр ($\text{г}/\text{см}^3$).

Подібно щільності твердої фази ґрунту визначають щільність рідкої фази ρ_l і щільність газової фази ρ_a .

Маса твердої фази ґрунту m_s в одиниці загального об'єму ґрунту, тобто об'єму твердої частини і пор разом V_t , характеризує *щільність складання сухого ґрунту* ρ_b

$$\rho_b = \frac{m_s}{V_t}. \quad (5.2)$$

Іноді щільність складання сухого ґрунту невдало називають «об'ємною масою». Цей термін виник в результаті автоматичної заміни поняття «вага» на поняття «маса». Раніше щільність складання сухого ґрунту називали *об'ємною вагою* або *питомою вагою кістяка ґрунту*.

Очевидно, що ρ_b завжди менше, ніж ρ_s , і якщо пори складають половину об'єму, то і ρ_b складе половину від ρ_s .

Щільність складання сухого ґрунту залежить від структури ґрунту, тобто його пухкості або ущільненості, від процесів набрякання і стиснення пов'язаних з вологістю ґрунту. Однак навіть у дуже ущільнених ґрунтах щільність складання сухого ґрунту залишається помітно нижче щільності

твердої фази ґрунту, тому що частки ніколи не упаковуються зовсім щільно і завжди залишаються пори.

Загальна маса сирого ґрунту m_t в одиниці загального об'єму ґрунту V_t характеризує *загальну щільність ґрунту* ρ_t або щільність сирого ґрунту

$$\rho_t = \frac{m_t}{V_t} = \frac{m_s + m_l}{V_s + V_a + V_l}, \quad (5.3)$$

де m_l – маса рідкої фази;

V_a – об'єм пор;

V_l – об'єм рідкої фази.

Загальна щільність ґрунту значно сильніше залежить від вологості в порівнянні зі щільністю складання сухого ґрунту. У деяких випадках як показник ступеня пухкості або щільності ґрунту зручно використовувати питомий об'єм сухого ґрунту \bar{V}_b , тобто об'єм одиниці маси сухого ґрунту

$$\bar{V}_b = \frac{V_t}{m_s} = \frac{1}{\rho_b}. \quad (5.4)$$

Відношення об'єму пор V_f до загального об'єму ґрунту V_t називають *загальною пористістю ґрунту* ε

$$\varepsilon = \frac{V_f}{V_t} = \frac{V_t - V_s}{V_t}. \quad (5.5)$$

Підставивши в (5.5) замість V_t і V_s їхні значення (5.1) і (5.2), одержимо

$$\varepsilon = \frac{m_s / \rho_b - m_s / \rho_s}{m_s / \rho_b} = \frac{\rho_s - \rho_b}{\rho_s} = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s}. \quad (5.6)$$

Загальну пористість виражають або в частках, як це виходить з (5.5), або у відсотках, помноживши (5.5) на 100.

Відношення об'єму пор, зайнятих повітрям ($V_f - V_l$), до загального об'єму пор V_f називають *пористістю аерації* або *повітронною пористістю* ε_a

$$\varepsilon_a = \frac{V_f - V_l}{V_l}. \quad (5.7)$$

Аналогічним образом можна вивести *коефіцієнт пористості* e – відношення об'єму пор V_f до об'єму твердої фази V_s , а не до загального об'єму ґрунту

$$e = \frac{V_f}{V_s} = \frac{V_t - V_s}{V_s} = \frac{\rho_s - \rho_b}{\rho_b}. \quad (5.8)$$

Перевага цього показника перед попереднім (ϵ) полягає в тому, що зі зміною об'єму пор змінюється тільки чисельник, у той час як при розрахунку пористості змінюються і чисельник, і знаменник. Звичайно величина e змінюється від 0,3 до 2.

Відношення маси рідкої фази m_l , основну частину якої складає вода, до маси твердої фази ґрунту m_s характеризує *масову вологість ґрунту* W , яку часто називають *ваговою вологістю*.

$$W = m_l / m_s, \quad (5.9)$$

Масову вологість іноді виражають у частках, але частіше у відсотках, помноживши (5.9) на 100.

Відношення об'єму рідкої фази V_l до загального об'єму ґрунту V_t називають *об'ємною вологістю ґрунту* θ і виражають як у відсотках, так і в частках:

$$\theta = V_l / V_t. \quad (5.10)$$

Використання об'ємної вологості в порівнянні з масовою в деяких випадках зручніше, оскільки вона безпосередньо застосовується в розрахунках потоків води, кількостей добавленої в ґрунт води при зрошенні або від дощу та вилученої з ґрунту при випаровуванні, транспірації або дренажі.

Об'ємна вологість зв'язана з масою наступними співвідношеннями

$$\theta = \frac{W\rho_b}{\rho_l} = W\rho_b, \quad (5.11)$$

тому що $\rho_l \approx 1$.

Це співвідношення визначається шляхом заміни в (5.10) V_l і V_t на їхні значення, виведені аналогічно (5.3) і (5.4)

$$\theta = \frac{V_l}{V_t} = \frac{m_l}{\rho_l} \cdot \frac{\rho_b}{m_s} = \frac{W\rho_b}{\rho_l}. \quad (5.12)$$

Аналогічно можна по об'ємній вологості визначити масову вологість

$$W = \frac{\theta\rho_l}{\rho_b}. \quad (5.13)$$

У багатьох випадках буває корисним виразити вологість в абсолютних величинах, у вигляді *запасів води*, зручніше за все в міліметрах водяного шару (W , мм), тому що величини, які отримані при цьому, легко порівняти з кількістю опадів

$$W = \frac{W\rho_b h}{10}, \quad (5.14)$$

де h – товщина даного шару ґрунту, см;
 ρ_b – щільність складання сухого ґрунту, г/см³;
 W – масова вологість ґрунту.

Помноживши (5.14) на 10, одержимо запас води W в м³/га, широко використовуваний у меліоративній практиці

$$W = W\rho_b h. \quad (5.15)$$

Властивості ґрунтової води. Поводження води у ґрунті визначається не тільки розмірами і формою ґрунтових пор, але і властивостями самої води. Молекули води не є енергетично нейтральними. Вони представляють собою диполі з негативним зарядом (іони O⁻) на одному кінці і позитивним (іони H⁺) на іншому (рис. 5.1). Диполі води можуть притягатися іонами внаслідок взаємного притягання електричних зарядів іонів до полюсів гідролів. Це явище називається *гідратацією іонів* і виражається в кінці кінців в утворенні гідратної оболонки навколо іонів, яка складається з притягнутих іонами молекул води. З огляду на різні розміри іонів, можна заздалегідь передбачати, що величина гідратних оболонок у різних іонів різна.

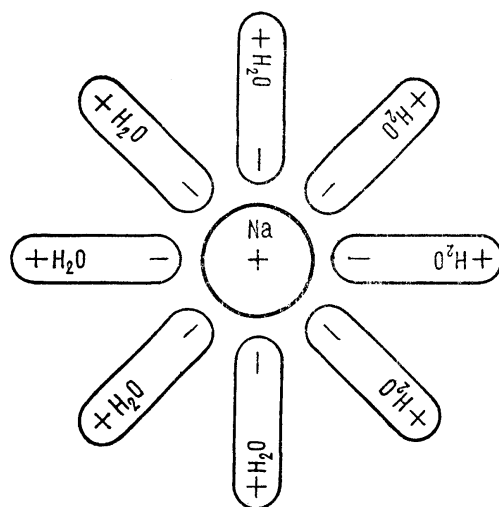


Рис. 5.1 – Гідратований іон натрію, оточений дипольними молекулами води (С.А. Веріго, Л.О. Разумова, 1973).

Гідратація іонів має велике значення в процесах пересування вологи і поглинання її рослиною, оскільки ґрунтова волога завжди є розчином, а не чистою водою.

Те, що ґрунтова волога знаходиться в роздрібненому стані, що вона як би вкраплена в пори різних розмірів і форм, у тому числі й у найдрібніші з них, в порівнянні з величиною молекул, що вона має величезну поверхню розподілу і не є чистою водою, а містить у собі цілий ряд як позитивних, так і негативних іонів, все це обумовлює неоднорідність фізичних і хімічних властивостей ґрунтової вологи й суттєву відмінність цих властивостей від властивостей води в масі.

Відповідно механізму утримання виділяють три різні за фізичними і хімічними властивостями категорії ґрунтової води: зв'язану, капілярну і гравітаційну.

Зв'язана вода. Зв'язана вода утримується адсорбційними силами (хімічними і ван-дер-ваальсовськими) на поверхні ґрунтових часток. Адсорбційні сили залежать в основному від електричних властивостей поверхні ґрунтових часток і ґрунтового розчину. Завдяки величезній поверхні часток ґрунт адсорбує значну кількість води. Цей процес відбувається екзотермічно, зі значним виділенням тепла, що є основним доказом адсорбованого (зв'язаного) стану води. Тепло, яке виділяється при зіткненні сухого ґрунту (висушеного при 105 °С) з водою, називається *теплотою змочування ґрунту*.

Так як кожна молекула адсорбованої води пов'язана з поверхнею ґрунтової частки потужним силовим полем ($< -50 \cdot 10^5$ Па), то за своїми властивостями адсорбована вода близька до твердого тіла. Вона називається *міцнозв'язаною водою* і може пересуватися тільки переходячи в пару. Щільність її вище одиниці. Найбільша щільність відповідає першим порціям сорбованої води. Кожна наступна порція сорбованої води має всі меншу і меншу щільність. Середня щільність сорбованої води для різних ґрунтів коливається в межах 1,1–1,5 г/см³.

Міцнозв'язана вода замерзає при температурі -4 °С и нижче. При охолодженні до -78 °С у ґрунті ще залишається деяка кількість некрижаної води. Міцнозв'язана вода має питому теплоємність, рівну одиниці, і позбавлена електропровідності. Вона нерухома і не розчиняє електроліти та інші речовини, які розчиняються у вільній воді. При зв'язуванні цієї води виділяється енергія у виді теплоти змочування.

В міру віддалення від адсорбуючої поверхні ґрунтових часток властивості зв'язаної води міняються, енергія зв'язку падає пропорційно величині $1/r^3$ (r – віддалення від поверхні частки). Зовнішні шари утримуються меншою силою, ніж внутрішні, тому мають більш пухку структуру. Цей вид ґрунтової вологи називається *нешільнозв'язаною*. Нешільнозв'язана вода покриває частки ґрунту шаром, що лежить над шаром міцнозв'язаної води. Вона утвориться унаслідок вторинної

орієнтації дипольних молекул води зверху адсорбованої води, а також за рахунок гідратації в різному ступені дисоційованих іонів і утримується силами, значно меншими, ніж міцнозв'язана. За своїми властивостями нещільнозв'язана вода менше відрізняється від звичайної води. У ґрунтових порах вона непомітно переходить у вільну воду, яка утримується у ґрунті різницею поверхневих тисків, створюваних поверхнями поділу вода – повітря різної кривизни.

Утворення нещільнозв'язаної води починається за рахунок пароподібної вологи, а потім підсилюється при сорбції рідкої вологи. Очевидно, нещільнозв'язана вода є рідкою вологою з підвищеною в'язкістю і може пересуватися у вигляді плівки. При деяких умовах внутрішні її шари здобувають властивості пружного твердого тіла.

Нещільнозв'язана вода характеризується силами зчеплення з ґрунтом від $-10 \cdot 10^5$ до $-50 \cdot 10^5$ Па. Вона має понижену розчинювальну здатність, понижену температуру замерзання (від $-1,5$ до $-4,0$ °C) і має понижену рухливість.

Товщина шару міцно- і нещільнозв'язаної води, подібно розміру поверхні розподілу вода – ґрунт, недоступна безпосередньому вимірюванню. Її можна уявити собі тільки як величину, отриману від ділення об'єму зв'язаної води на активну поверхню. Дані про товщину шару зв'язаної води дуже суперечливі. Однак можна вважати встановленим, що зі зменшенням розмірів часток зменшується товщина шару зв'язаної води і що на кутах і ребрах вона більше, ніж на плоских гранях.

Капілярна вода. Капілярна вода утримується у ґрунті за рахунок різниці поверхневих тисків, створюваних поверхнями поділу вода – повітря різної кривизни. Капілярні сили визначаються головним чином геометрією пор і властивостями ґрунтового розчину.

На поверхні поділу вода – тверде тіло, тобто у випадку зіткнення води з частками ґрунту, рівнодіюча сила зчеплення може бути спрямована або всередину твердого тіла (змочування), або всередину рідини (тіло не змочується рідиною). У першому випадку сила зчеплення між твердим тілом і рідиною більше сил зчеплення, властивих самій рідині, у другому випадку – навпаки. Оскільки для рівноваги рідини необхідно, щоб у кожній точці поверхні сила, що діє на її молекули, була нормальна до цієї поверхні, то сама поверхня рідини виявляється при змочуванні увігнутою, а при незмочуванні – опуклою. Відповідно до кількості молекул, які лежать під горизонтальною поверхнею, тиск плівки на випуклій поверхні більше, а на увігнутій менше, ніж на горизонтальній поверхні.

На увігнутій поверхні

$$P_i = P_0 - \alpha \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right) \quad (5.16)$$

на опуклій

$$P_i = P_0 + \alpha \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right), \quad (5.17)$$

де P_i – тиск при даній кривизні поверхні;

P_0 – поверхневий тиск рідини при плоскій поверхні (нормальний тиск);

α – поверхневий натяг;

R_1 і R_2 – головні радіуси кривизни поверхні.

Оскільки у випадку увігнутої поверхні тиск менше, ніж при плоскій поверхні, тобто менше нормального, котре для зручності порівняння прийнято за нуль, то тиск при увігнутій поверхні завжди має негативний знак.

Ґрунт є тілом, що змочується, тому капілярна волога в ґрунті завжди має увігнуту поверхню і завжди знаходиться під негативним тиском. Величина його визначається поверхневим натягом води (при 20 °С воно дорівнює –7,25 Па) і радіусом кривизни, що залежить від розмірів і форми пор, тобто в кінці кінців від дисперсності і структури ґрунту. Чим менше розміри ґрунтових часток і чим менше кількість включеної між ними ґрунтової вологи, тим більше поверхня рідини в порівнянні з її масою, тим більшу роль грають меніскові сили в порівнянні з силою тяжіння. При великій роздробленості води у ґрунті сила тяжіння мізерно мала в порівнянні з менісковими силами.

Для того щоб створити уявлення про розподіл і поведження капілярної води в ґрунті, через складність їхнього вивчення звертаються до моделі ідеального ґрунту.

В ідеальному ґрунті при наявності дуже малої кількості води виникають ізольовані її скупчення в точках контакту часток. Навколо точки дотику утворюється водяне тіло, що представляє собою двоввігнуту лінзу, бокова поверхня якої опукло-вгнута. Кривизна увігнутої поверхні завжди більше, ніж опуклої, отже, поверхневий тиск у такому ізольованому скупченні води, відповідно формулі Лапласа, завжди менше нормального. Цим і обумовлюється утримання її біля стику ґрунтових часток. Такі окремі скупчення води називають *манжетами*, а всю сукупність води, яка знаходиться в ґрунті у вигляді манжет, – *стиковою* (рис. 5.2) або *пендулярною водою*.

Оскільки зв'язок між окремими манжетами і передача гідростатичного тиску відсутні, стикова вода не може пересуватися у краплиннорідкому стані. Пересування її можливе головним чином при переході в пару і лише в дуже невеликій кількості – при плівковому русі нещільнозв'язаної води.

Таким чином, її можна вважати практично нерухомою водою. Судячи із сили утримання стикової води ґрунтом, замерзання її повинне відбуватися при температурі нижче –1,5 °С.

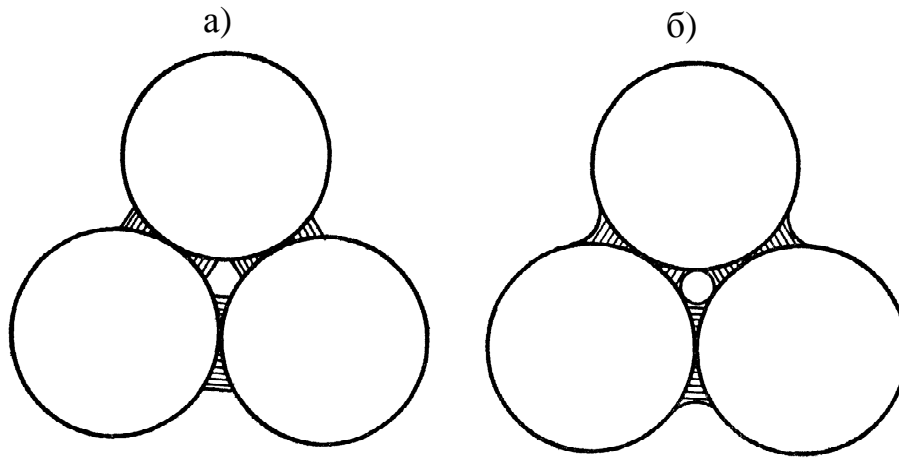


Рис. 5.2 – Виникнення (а) і змикання (б) манжет стикової води між кулястими частками (С.А. Веріго і Л.О. Разумова, 1973).

Зі збільшенням вмісту води у ґрунті манжети ростуть. Коли радіус манжет стає рівним $0,155 R$ (R – радіус ґрунтових часток), краї окремих манжет у самих вузьких перетинах пор стикаються. В цей момент загальний об'єм води, що складають манжети, невеликий і дорівнює 18,3 % загального об'єму пор при кубічному упакуванні і 22,6 % об'єму пор при гексагональному упакуванні. Одночасно з цим у ґрунті продовжує існувати система суцільно зв'язаних повітряних проміжків (див. рис. 5.2). Такий стан вологи у ґрунті прийнято називати *фунікулярним*. При ньому можлива передача гідростатичного тиску, а, отже, і перехід води в рідкому стані з однієї точки в іншу. Разом з тим зберігається вільне пересування повітря в ґрунтовій масі. Через вкрай вузькі водяні шляхи пересування вологи при фунікулярному її стані, дуже утруднено.

При подальшому збільшенні вологості вода суцільним шаром покриває частки ґрунту, залишаючи в порах вільні просвіти й утворює плівку, опуклу ззовні на всіх ґрунтових частках і увігнуту всередину в точках їхнього стикання (вода відкритих капілярів). Поступове стовщення плівки приводить до того, що пори суцільно заповнюються водою. Плівка зовсім закриває перехвати між ґрунтовими частками, так що повітря у вигляді сферичних пухирців (затиснене повітря) може залишитися лише в найбільш широких перетинах. Такий стан вологи, коли вона утворить суцільне тіло, а повітря або відсутнє, або знаходиться в ізольованих скупченнях, називається *капілярним станом*. Пересування повітря в порах припиняється, негативний тиск наближається до нуля, і ґрунт переходить у стан капілярного насичення (вода закритих капілярів). Вода утримується в ґрунті силою біля $-0,5 \cdot 10^5$ Па і менше, а замерзає при температурі близько нуля градусів.

Гравітаційна вода. При відсутності негативного тиску вся волога, яка додатково надходить у ґрунт, підкоряючись силі тяжіння, просочується

вниз. Відповідно до діючої на неї сили вона називається *гравітаційною водою*. Гравітаційна вода знаходиться в ґрунті в некапілярних порах і може бути виявлена або в процесі просочування, або у вигляді скупчень на водоупорах. Гравітаційна вода безпосередньо не зв'язана з частками ґрунту і за своїми властивостями практично не відрізняється від вільної води в масі.

Тверда вода – лід. При зниженні температури ґрунту до -0°C та нижче починається перехід ґрунтової вологи з рідкого стану в лід і відбувається різка зміна властивостей ґрунтової вологи: вона здобуває властивості твердого тіла. Спочатку кристалізується волога у великих порах ґрунту. За цих умов перехід ґрунтової води в лід відбувається при температурі, близькій до 0°C . В міру замерзання у ґрунті залишається усе менше і менше вільної води, концентрація ґрунтового розчину збільшується, і волога, яка залишається, замерзає при все більш низькій температурі.

Основні фізичні властивості льоду: сили зчеплення порядку десятків тисяч атмосфер (при дуже низьких температурах), щільність менше одиниці, теплоємність близько 0,5. Електроопір ґрунту при переході з талого в мерзлий стан зростає від 1000–7000 ом до десятків і навіть сотень тисяч ом.

Пароподібна волога. У природних умовах невід'ємною складовою частиною всякого ґрунту є пароподібна волога. Вона легко утворюється із всіх інших категорій ґрунтової вологи навіть при найменшій кількості її в ґрунті. Водяний пар займає усі вільні від води і льоду ґрунтові пори. Він майже завжди і скрізь (крім пустелі) є насиченою парою, тому що час і поверхня зіткнення його з ґрунтовою вологою практично не обмежені.

5.2. Потенціали ґрунтової вологи

Для оцінки рухливості ґрунтової вологи і її доступності рослинам недостатньо зведень про кількість води у ґрунті. Необхідно також характеризувати енергетичний стан ґрунтової вологи. Саме така оцінка надасть уявлення про величину сил, які утримують і рухають воду в ґрунті, і дозволить вимірювати вихідні параметри, що входять у рівняння для розрахунку пересування води в ґрунті й у системі ґрунт – рослина – атмосфера.

Для характеристики енергетичного стану води використовують один з термодинамічних потенціалів – *хімічний потенціал μ* або *парціальну вільну енергію Гіббса*. Оскільки абсолютні значення багатьох термодинамічних функцій невизначені, знаходять їхні відносні значення, відлічувані від деякого умовного рівня порівняння.

Потенціал води в ґрунті ψ є різниця між вільними енергіями води в ґрунті і води в стандартному стані (у резервуарі з чистою водою при стандартному тиску P_0 , температурі T'_0 і розташованому на висоті h_0)

$$\psi = \mu - \mu_0, \quad (5.18)$$

де μ – абсолютне значення потенціалу води в ґрунті;
 μ_0 – потенціал води в стандартному стані.

Кількість роботи на одиницю маси чистої води (наприклад, у джоулях на кілограм), яку необхідно виконати для переносу одиничної кількості води від його положення в ґрунті до деякого еталонного стану, називається *сумарним потенціалом ґрунтової вологи, ψ_t* . Значення сумарного потенціалу (у ненасичених ґрунтах ця величина звичайно негативна, у насичених – позитивна) визначається наступними факторами:

1) гравітаційним полем, 2) впливом розчинених солей, 3) впливом твердої фази (включаючи поглинені іони); 4) тиском газоподібної фази ґрунту.

За еталонний або стандартний стан звичайно вибирається резервуар чистої незв'язаної води при заданих температурі (часто 25 °С) і атмосферному тиску та на еталонній висоті h_0 .

Сумарний потенціал ґрунтової вологи ψ_t можна розділити на наступні складові:

– *гравітаційний потенціал ψ_g* , який характеризує положення розглянутої точки у гравітаційному полі відносно довільно обраної точки відліку або стандартної висоти;

– *осмотичний потенціал $\psi_{осм}$* , який характеризує сили зчеплення між розчиненими частками (звичайно іонами) і молекулами води;

– *потенціал тиску (тензіометричний потенціал) ψ_p* це величина, яка поєднує сили взаємодії твердої поверхні ґрунту і води, сили зчеплення між молекулами води і сили, що утворюються за рахунок тиску в газоподібній фазі ґрунту. Цей комбінований потенціал можна виміряти тензіометром.

Сумарний потенціал і осмотичний потенціал можна виміряти або розрахувати за показниками психрометрів і датчиків засоленості. Потенціал тиску також можна розділити на кілька компонентів: пневматичний, каркасний, потенціал, створюваний наносами, і потенціал змочування.

Потенціал тиску, осмотичний і гравітаційний потенціали застосовують у наступних комбінаціях.

Сума всіх трьох потенціалів дає повний потенціал

$$\psi_t = \psi_p + \psi_g + \psi_{осм}. \quad (5.19)$$

Гідравлічний потенціал Φ виражається сумою двох потенціалів

$$\Phi = \psi_p + \psi_g. \quad (5.20)$$

За основне вираження потенціалу приймають енергію на одиницю маси (ψ_m) у джоулях на кілограм (Дж/кг) у системі СІ. Однак в деяких випадках зручніше потенціал виражати як енергію на одиницю об'єму (ψ_v). Це вираження дає розмірність тиску (сила на одиницю площі). У системі СІ тиск прийнято виражати в паскалях, Па – кг/(с²·м).

Оскільки вода практично нестислива рідина, то її щільність майже не залежить від потенціалу. Тому є пряма пропорційність між вираженням потенціалу як енергії на одиницю маси і її вираженням як енергії на одиницю об'єму. Нарешті, потенціал води можна виразити як енергію на одиницю ваги (гідравлічний напір) ψ_F . Усе, що можна виразити в одиницях гідростатичного тиску, можна виразити в значеннях еквівалентного напору води, який представляє собою висоту рідкої колони, яка відповідає даному тиску (одиниця вимірювання в системі СІ – метр, м).

Потенціал тиску ψ_p ґрунтової вологи залежить від вологості ґрунту. Ця залежність тісно пов'язана з мінералогічним і хімічним складом елементарних ґрунтових часток, з питомою поверхнею ґрунту, з її гранулометричним мікроагрегатним і агрегатним складом.

Крива, що характеризує залежність тензіометричного потенціалу води від вологості ґрунту, має велике значення для визначення фізичних властивостей ґрунтів, тому що вона зв'язує два основних показника рідкої фази ґрунту: вміст води у ґрунті з її енергетичним станом, обумовленим структурою, будівлею і складом твердої фази ґрунту. Ця залежність одержала назву *основної гідрофізичної характеристики (ОГХ) ґрунту* (А.М. Глобус, 1969).

Водний потенціал збільшується за абсолютною величиною при зменшенні вологості й перетворюється в нуль при повній вологоємності. На рис. 5.3, як приклад, наводиться загальний вигляд кривої водоутримання. Відзначимо її характерні риси. При незначному зменшенні вологості ґрунту від повної вологоємності тиск ґрунтової вологи зростає на деяку величину практично миттєво. Цю ділянку кривої досить складно описати при моделюванні, у багатьох моделях вона заміняється вертикальною лінією, що продовжується до перетинання з плавним продовженням верхньої кривої у точці А. Можливість такої апроксимації пов'язана з тим, що режими, близькі до повного зволоження ґрунту, зустрічаються досить рідко. Деякі помилки, які тут з'являються, істотно не впливають на загальний розрахунок.

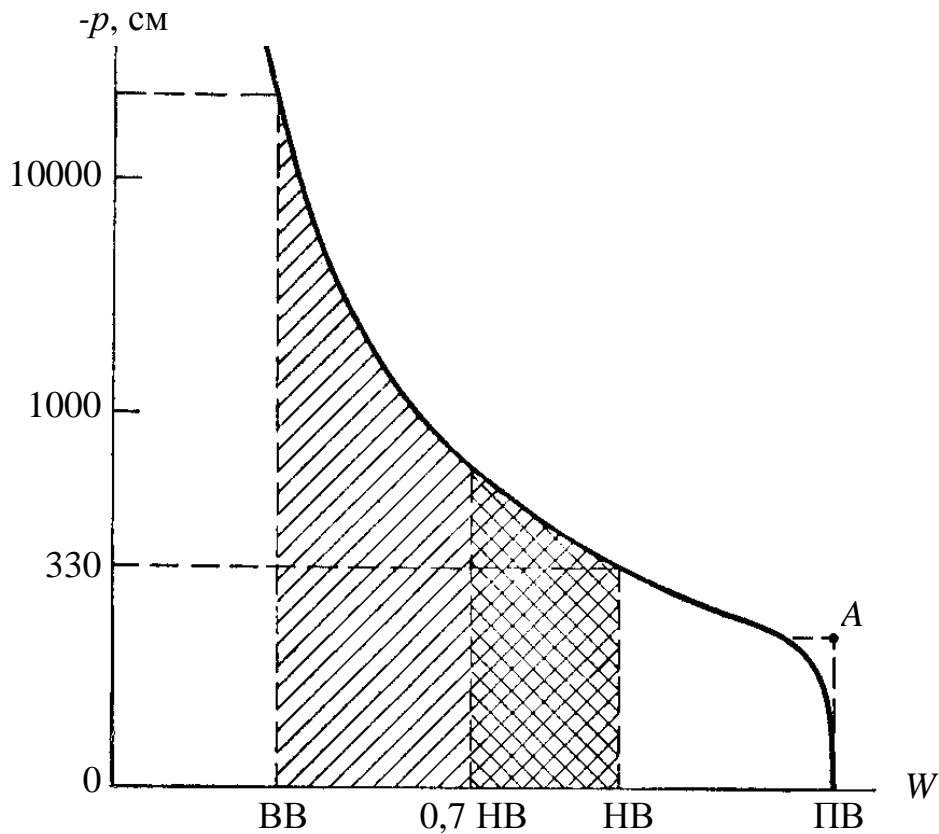


Рис. – 5.3 – Крива водоутримувальної властивості ґрунту.

Подальше зниження вмісту вологи призводить до підвищення абсолютної величини потенціалу, який описується опукло-ввігнутою кривою з точкою перегину. Практичне значення мають точки, зв'язані з тиском, приблизно рівним -330 см і -15000 см. Перша з них відповідає найменшій вологості ґрунту. Це той вміст води у ґрунті, який залишається після стікання зайвої вологи під дією гравітаційних сил. Вологість, яка приблизно дорівнює -15000 см (точне значення залежить від виду рослин), називається вологістю в'янення (ВВ). При вологості, менше ВВ, рослини не здатні поглинати вологу з ґрунту, оскільки при цьому сила ґрунту виявляється вище, ніж та максимальна сила, яку може розвинути коренева система. Ця волога є недоступною для рослин.

При вологості, рівній НВ і нижче, у ґрунті знаходиться достатня кількість не тільки води в її рідкій фазі, але і повітря. При цьому створюються сприятливі умови для життєдіяльності кореневої системи. Тому діапазон вологості ґрунту приблизно від $0,7$ НВ до НВ є для рослин оптимальним. При зменшенні вологості нижче $0,7$ НВ або вище НВ створюються стресові умови по зволоженню ґрунту або по постачанню кореням кисню.

Таким чином, доступна для рослин волога знаходиться в межах вище ВВ, а сприятлива для росту і розвитку рослин – у діапазоні від $0,7$ НВ до НВ. Зрозуміло, усі ці границі орієнтовні і залежать як від вирощуваної

культури та фази її розвитку, так і від інших факторів навколишнього середовища, зокрема, від температури та вологості повітря.

Перейдемо до розгляду іншої гідрофізичної характеристики ґрунту – коефіцієнта його вологопровідності $k(p)$, залежність якого при повному насиченні має назву *коефіцієнта фільтрації* k_f . Зі збільшенням абсолютної величини водного потенціалу, тобто зі зменшенням вологості ґрунту, $k(p)$ зменшується (рис. 5.4). При цьому значення коефіцієнта фільтрації глинистих ґрунтів виявляється набагато менше, ніж відповідне значення для піску або ґрунтів легкого механічного складу.

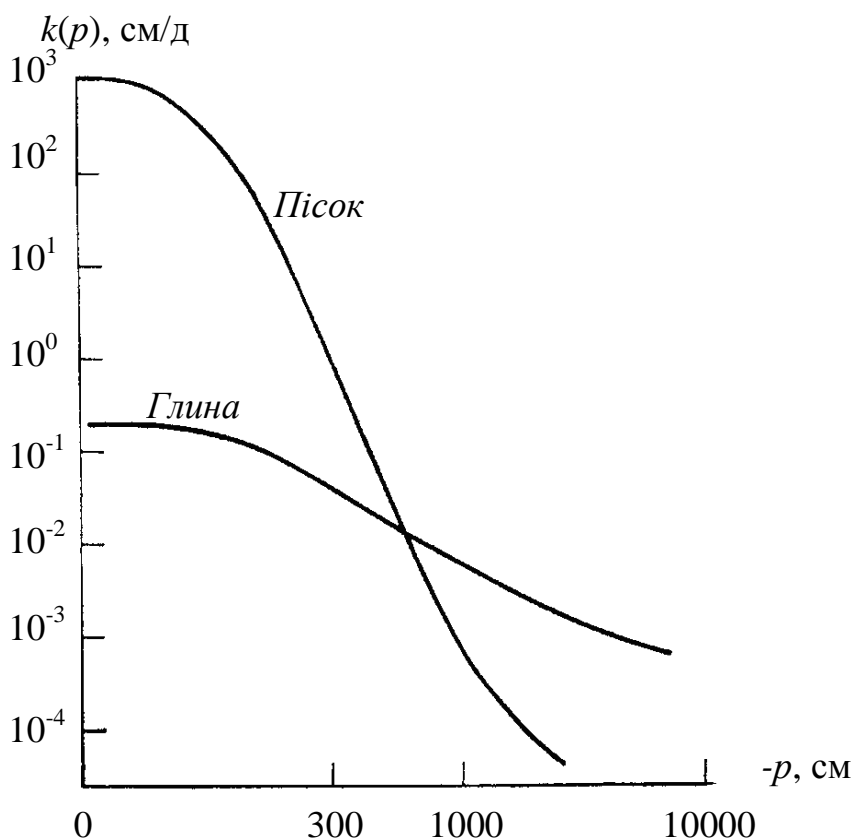


Рис. 5.4 – Залежність коефіцієнта вологопровідності від водного потенціалу ґрунту.

В той же час при зниженні вологості (росту сисної сили ґрунту) вологопровідність легких ґрунтів зменшується більш різко і при вологості, меншій НВ, значення $k(p)$ для піску виявляється нижче, ніж для суглинку. В зв'язку з цією властивістю вологопровідності посіви на легких ґрунтах виявляються надзвичайно чутливими до посушливих періодів: різке зростання коефіцієнта вологопровідності за умов, близьких до насичення, призводить до швидкого проникнення води, яка поступає у вигляді опадів,

у нижні ґрунтові горизонти і зникнення її з шарів, в яких розміщується коренева система.

Взагалі, вигляд розглянутих кривих визначається багатьма властивостями ґрунту – їхнім мінералогічним складом, щільністю, вмістом ґрунтової органіки і, зрештою, залежить від всієї історії ґрунтоутворювального процесу в даному місці. Характерні риси залежностей водного потенціалу $p(w)$ і коефіцієнта вологопровідності $k(p)$ пов'язують з легко вимірюваними ґрунтовими параметрами. Найбільш поширені з них наведені у табл. 5.1 та 5.2.

Таблиця 5.1 – Деякі напівемпіричні моделі ОГХ

Вид моделі	Автор
$w = -\frac{1}{B} \ln \frac{p}{A}$	W.C. Visser
$w = Ap^{-B}$	R.R. Curry, L.H. Chen
$w = \frac{w_s}{[1 + (p/A)^B]}$	Я.В. Пачепський
$\frac{w - w_r}{w_s - w_r} = \exp\left(-A \ln^2 \frac{p}{B}\right)$	В.В. Терлеєв
$\frac{w_s - w}{w_s - w_r} = \frac{1}{B} \ln \frac{p}{A}$	D.A. Farrel, W.E. Larsen
$w = w_s$ при $p \geq p_B$ $\frac{w - w_r}{w_s - w_r} = \left(\frac{p_B}{p}\right)^A$ при $p < p_B$	R.R. Brooks, A.T. Correy
$\frac{w - w_r}{w_s + w_r} = \frac{A}{A + (p)^B}$	R. Haverkamp
$p = A \exp\left(B \frac{w - BB}{HB - BB}\right)$	К.К. Павлова, І.Л. Калюжний

Тут w_s – вологість насичення;
 w_r – максимальна гігроскопічність;
 HB – найменша вологоємність;
 BB – вологість в'янення.

Таблиця 5.2 – Моделі функції вологопровідності

Вид моделі	Автор
$k = A \left(\frac{p}{p_s} \right)^B$	Б.Н. Мічурін
$k = A[B + (-p)^n]$	W.R. Gardner
$k = k_f \left(\frac{w - w_r}{w_s - w_r} \right)^{1/2} \left(\frac{\int_0^w \frac{dw}{p(w)}}{\int_0^{w_s} \frac{dw}{p(w)}} \right)^2$	Y. Mualem
$k = k_f \left(\frac{w}{w_s} \right)^B \left(\frac{\int_0^w \frac{dw}{p^2(w)}}{\int_0^{w_s} \frac{dw}{p^2(w)}} \right)$	R.E. Green, A.T. Correy

Тут p_s – потенціал барботування.

Поняття повного і гідравлічного потенціалів будуть надалі використані під час розгляду руху води у ґрунті. Вода у ґрунті переміщається силою, яка визначається величиною і напрямком градієнта відповідної комбінації потенціалів. Для води, що переміщається у ґрунті в рідкому вигляді, така сила дорівнює градієнтові гідравлічного потенціалу.

5.3. Механізми пересування вологи у ґрунті

При зволоженні ґрунту після досить інтенсивних опадів або поливу волога переміщається всередину під дією суми двох сил – маси і сисної сили більш сухих нижніх шарів. Якщо верхній шар ґрунту промочується при цьому до максимального насичення, рух води здійснюється в рідкій фазі і відбувається в основному по великих порах, тріщинах та інших локальних каналах. Якщо розглядати вегетаційний сезон в цілому, то періоди зволоження займають невеликий відсоток сумарного часу, особливо в аридних і напіваридних регіонах, де вода є основним фактором, який лімітує урожай.

Значно більш істотне значення в житті рослин має режим висушування. У цьому режимі розчинені у воді поживні речовини підтягуються до коренів рослин, а самі рослини, поглинаючи воду з ґрунту

і випаровуючи її в атмосферу, підтримують свої життєво важливі функції в межах, які забезпечують їхнє нормальне функціонування. В тих випадках, коли ґрунт цілком насичений водою, на нього не діють ніякі інші сили, окрім маси, і волога вільно перетікає в нижче розташовані шари як нестислива рідина, аж до водоупора або ґрунтових вод. Однак, така ситуація створюється лише на короткочасні періоди. Звичайно лише частина порового простору зайнята водою, а інша – ґрунтовим повітрям. Саме рух вологи в ненасиченій зоні ґрунтового профілю представляє головну задачу моделювання.

При зменшенні вологості пересування вологи починає здійснюватися по капілярах різного діаметра і «проміжках» між ґрунтовими агрегатами. Оскільки в більш сухих шарах заповнені водою капіляри в середньому мають менший діаметр, вода починає поступати в ці шари за рахунок різниці капілярних тисків. Ця сисна сила ґрунту починає превалювати над силою маси і стає основною при зменшенні вологості нижче так названої повної польової вологоємності (ППВ) або що, те ж саме, найменшої вологоємності (НВ). При подальшому висушуванні ґрунту перенесення вологи здійснюється як у рідкій фазі у вигляді дифузії молекул у шарі води, адсорбованому на ґрунтових частках, так і у вигляді пари, яка дифундує у вільному поровому просторі.

Головними діючими силами, відповідальними за переміщення води у ґрунті є, таким чином, сила маси, яка завжди спрямована вниз і гідравлічний потенціал, дія якого спрямована від більш вологих шарів ґрунту до більш сухих.

Пересування вологи у ґрунті підкоряється основному закону перенесення маси й енергії, відповідно до якого щільність потоку q (тобто, об'єм субстанції V , перенесений через одиницю площі поперечного перерізу A в одиницю часу t) пропорційна градієнту рушійних сил

$$\frac{V}{A_t} = q = -K \text{ grad}\Phi, \quad (5.21)$$

де K – коефіцієнт пропорційності, який залежить від властивостей провідного середовища і провідної субстанції;

$\text{grad}\Phi$ – градієнт гідравлічного потенціалу, тобто та рушійна сила, під впливом якої і рухається вода.

Знак мінус у рівнянні (5.21) означає, що рух відбувається в напрямку, протилежному тому, в якому зростає потенціал.

Одиниця щільності потоку така ж, як і для швидкості ($\text{м}^3/\text{м}^2 \cdot \text{с}$; $\text{м}/\text{с}$), але стосовно до пересування ґрунтової вологи віддають перевагу застосуванню терміну «щільність потоку» (або просто «потік»), оскільки термін «швидкість» стосовно ґрунтової вологи недостатньо зрозумілий. Справа в тому, що ґрунтові пори мають різну форму, ширину й напрямок,

тому справжня швидкість у ґрунті дуже мінлива. Наприклад, у більш широких порах вода проходить значно швидше, ніж у вузьких. У центрі капіляра або в плівці на деякій відстані від поверхні часток волога рухається швидше, ніж біля поверхні часток. Тобто не можна говорити про якусь єдину швидкість течії вологи і, ймовірно, вірніше говорити про середню швидкість. Однак, навіть середня швидкість течії рідини у ґрунті відрізняється від потоку в тому розумінні, в якому він визначений вище.

В дійсності потік води у ґрунті не проходить по всій площі поперечного перерізу A , тому що частина площі зайнята ґрунтовими частками, а проходить тільки в тій частині, яка представлена порами, відкритими для течії. Оскільки реальна площа, через яку проходить потік, менше A , то дійсна середня швидкість течії рідини значно більше, ніж потік q . Крім того, дійсна довжина шляху, який проходить визначений об'єм рідини, значно більше довжини стовпчика l через звивисту природу пор, в яких переміщається ґрунтова волога. Звивистість можна визначити як середнє відношення шляху, дійсно пройденого водою до удаваного або прямого шляху, тобто до довжини ґрунтового зразка. Таким чином, *звивистість* – *безрозмірний геометричний параметр*, який, хоча його і важко точно виміряти, завжди більше одиниці (1). У випадку повного заповнення пор вологою (при $\theta = \epsilon$), тобто в *насичених вологою ґрунтах*, відбувається фільтрація води через ґрунт під впливом градієнта позитивного потенціалу тиску.

При переході до *ненасичених вологою ґрунтів* (при $\theta < \epsilon$) картина пересування вологи ускладнюється. В області капілярно-гравітаційної вологи відбувається пересування рідкої води у вигляді суцільного капілярного потоку. При зниженні вмісту вологи нижче найменшої вологомісткості відбувається пересування рідкої води в плівково-капілярному вигляді. Якщо вологість ґрунту нижче вологості в області між плівковою нещільнозв'язаною і плівковою капілярною водою, плівковий механізм пересування рідкої вологи супроводжується пародифузійним. І нарешті, в області міцнозв'язаної адсорбційної вологи відбувається переважно пародифузійне перенесення води у ґрунті.

5.4 Рух вологи у насиченому вологою ґрунті

У насиченому вологою ґрунті рушійною силою є градієнт гідравлічного потенціалу Φ , який представляє собою, відповідно до рівняння (5.20), суму позитивного потенціалу тиску ψ_p і гравітаційного потенціалу ψ_g . Отже, щільність потоку q між точками 2 і 1, гідравлічний потенціал яких відповідно Φ_2 і Φ_1 , а відстань між ними $l_{2,1}$ можна представити в наступному вигляді

$$q = -K \frac{\Phi_2 - \Phi_1}{l_{2,1}}. \quad (5.22)$$

Під час розгляду руху води у ґрунті потенціал Φ зручніше виражати у вигляді потенціалу на одиницю ваги Φ_w , який має розмірність довжини і еквівалентний гідравлічному напору H . Таким чином,

$$\Phi_w = H = h + z, \quad (5.23)$$

де h – напір тиску (еквівалентний P або ψ_P);

z – висота над відповідним рівнем води, який взято за початковий.

При стаціонарному (сталому в часі та просторі) русі вологи через вертикальний стовпчик ґрунту (рис. 5.5) висотою l , верхня частина якого затоплена шаром води з постійним напором h , а дно поставлено в резервуар з постійним рівнем, гідравлічний напір H_2 на границі надходження води ($z = l$) дорівнює $H_2 = h + l$, а на границі витікання води зі стовпчика ($z = 0$) гідравлічний напір H_1 дорівнює нулю, тому що і гравітаційний напір z і напір тиску h дорівнюють нулю. Отже,

$$\Delta H = H_2 - H_1 = h + l, \quad (5.24)$$

а

$$q = -K \frac{\Delta H}{l} = -K \left(\frac{h+l}{l} \right). \quad (5.25)$$

Падіння напору на одиницю відстані в напрямку руху $(h+1)/l$ називають *гідравлічним градієнтом*. Отже, потік пропорційний гідравлічному градієнту. Коефіцієнт пропорційності K називають *гідравлічною провідністю*. Прямолінійну залежність між потоком і гідравлічним градієнтом називають *законом Дарсі*, за прізвиськом французького інженера, який установив її при вивченні руху води через піщані фільтри. Закон Дарсі представляє собою окремий випадок загального закону перенесення маси й енергії.

Гідравлічна провідність – відношення щільності потоку до гідравлічного градієнта і представляє собою нахил кривої, що зв'язує щільність потоку з гідравлічним градієнтом.

При розмірності потоку LT^{-1} (довжина в одиницю часу) одиниця гідравлічної провідності буде залежати від розмірності рушійних сил градієнта потенціалу). Якщо потенціал представлений роботою на одиницю ваги, тобто розмірністю довжини, то гідравлічний градієнт h/l , будучи відношенням довжини до довжини, – величина безрозмірна. Отже, розмірність гідравлічної провідності буде такою ж, як і розмірність потоку LT^{-1} у системі СІ (м/с) або в інших зручних для застосування кратних величинах.

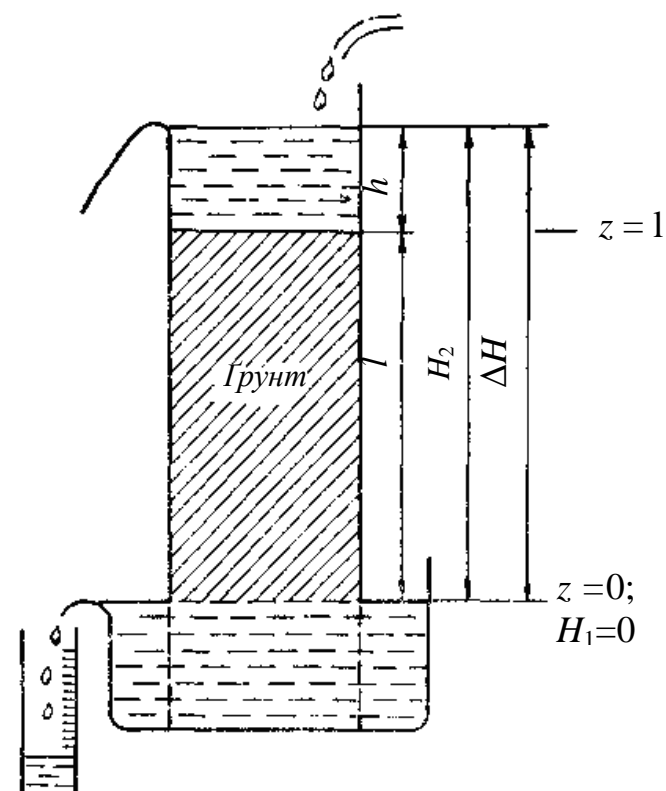


Рис. 5.5 – Стаціонарний рух води через вертикальний стовпчик ґрунту (А.Д. Воронін, 1986).

У тому випадку, коли градієнт потенціалу виражений у вигляді зміни тиску на одиницю довжини, то гідравлічна провідність буде мати розмірність M^1L^3T (тут M – маса), або в системі СІ – $m^2/(Па \cdot c)$.

У насичених вологою ґрунтах при $W = W_{max}$ зі стійкою структурою гідравлічна провідність приймає максимальне значення, яке назване *коефіцієнтом фільтрації*.

Порядок коефіцієнта фільтрації в піщаних ґрунтах 10^{-3} – 10^{-2} см/с, супіщаних – 10^{-4} – 10^{-3} см/с, суглинкових – 10^{-5} – 10^{-4} см/с, глинистих – менше 10^{-5} см/с.

Очевидно, що гідравлічна провідність залежить не тільки від гранулометричного складу, але й структури ґрунту. Вона вище у високопористих, добре агрегованих ґрунтах і нижче у зв'язаних та щільних. Гідравлічна провідність також залежить не тільки від загальної пористості, але, насамперед, від розміру провідних пор. Наприклад, піщані ґрунти з великими порами мають значно більшу провідність, ніж глинисті ґрунти з вузькими порами, незважаючи на те, що загальна пористість глинистих ґрунтів часто буває більше, ніж піщаних.

5.5. Рух вологи у ненасиченому вологою ґрунті

Особливості руху вологи у ненасиченому водою ґрунті.

Рух води в ненасиченому вологою ґрунті підкоряється основному закону перенесення маси і подібно течії води в насичених ґрунтах викликається рушійною силою, яка виникає в результаті градієнта потенціалу. Воно відбувається в напрямку зниження потенціалу, а швидкість течії пропорційна градієнтові потенціалу і залежить від геометрії порового простору, у якому відбувається переміщення води. Розходження цих двох механізмів руху води у ґрунті полягає в тому, що в насиченому ґрунті рушійною силою є градієнт позитивного потенціалу, у випадку ж руху в ненасиченому ґрунті – градієнт негативного потенціалу. Потенціал тиску ґрунтової вологи обумовлений взаємодією води з поверхнею ґрунтових часток і капілярних сил. Вода прагне переміститися з місць, де товщина плівок, які покривають частки ґрунту, товстіша і кривизна менісків менше, у місця, де товщина плівок менше, а кривизна більше. Іншими словами, вода спонтанно переміщується у ґрунті з місць, де потенціал тиску вище, у місця, де він нижче.

Крім того, у ненасичених ґрунтах з'являється новий додатковий механізм перенесення води у вигляді пари. За високої вологості та відсутності градієнта температури його роль, мабуть, невелика. В міру зменшення вологості його значення зростає і при вологості нижче вологості області переходу між плівковою нещільнозв'язаною і плівковою капілярною водою, за якої відбувається злиття менісків і заповнення пор між частками, пародифузійний механізм перенесення води стає рівним плівковому, а в області міцнозв'язаної води цей механізм переважає. Тому в поверхневому шарі, де ґрунт висушений і піддається сильним температурним градієнтам, перенесення пари стає переважним механізмом переміщення води.

Рушійна сила досягає максимальної величини в зоні змочування, тобто там, де вода вступає в контакт із сухим ґрунтом і рухається вперед. Тут градієнт потенціалу досягає декількох сотень і навіть тисяч кілопаскалей на сантиметр. Такий градієнт обумовлює рушійну силу в кілька тисяч разів більшу, чим гравітаційні сили, проте, швидкість руху води в цій зоні невелика через низьку гідравлічну провідність.

Очевидно, найбільш важливе розходження між рухом води в насичених і ненасичених ґрунтах полягає в гідравлічній провідності. У насичених ґрунтах усі пори заповнені водою, так що нерозривність і, отже, провідність у них максимальна. В міру зменшення вологості частина пор звільняється від води і заповнюється повітрям, тому частка провідних пор у площі поперечного перерізу ґрунту скорочується. При видаленні води, насамперед, звільняються великі пори, які мають найбільшу провідність, а вода, що залишається, тече по більш дрібних порах. З утратою води

зростає звивистість шляхів руху води. У піщаних ґрунтах, що мають велику гідравлічну провідність у насиченому водою стані, при зниженні вологості швидко настає такий стан, коли вода залишається тільки в манжетах у точках контактів між частками, утворюючи таким чином практично не зв'язані ділянки води, у результаті чого провідність різко падає (див. рис. 5.3).

При насиченні найбільшу провідність мають ті ґрунти, в яких великі і неперервні пори становлять більшість всіх об'ємів порового простору; найменша провідність відзначається у ґрунтах, які складаються з дрібних пор. Добре відомо, що піщані ґрунти проводять воду швидше, ніж глинисті. Проте у ненасичених ґрунтах спостерігається протилежна картина. У ґрунтах з великими порами вода швидко просувається і в міру розвитку всмоктування, вони стають практично непровідними, що призводить до різкого зниження початкової високої провідності. У ґрунтах з перевагою дрібних пор, більшість з них залишаються заповненими і проводять воду навіть при досить низькому потенціалі, так що гідравлічна провідність різко не знижується і може залишитися більш високою, ніж у ґрунтах з великими порами при тому самому потенціалі води.

Для розрахунку потенціалу тиску ґрунтової вологи ψ_p в діапазоні від вологості стійкого в'янення до повної вологоємності ґрунту О.Д. Сиротенко запропонував емпіричну формулу

$$\psi_{p_i} = 1,5 \cdot 10^5 \exp \left(-7,76 \frac{W_i - W_i^{BB}}{W_i^{PB} - W_i^{BB}} \right), \quad (5.26)$$

де ψ_{p_i} – потенціал ґрунтової вологи i -го шару ґрунту, Па;

W_i – вологість ґрунту, мм;

W_i^{BB} – вологість стійкого в'янення, мм;

W_i^{PB} – повна вологоємність, мм.

А.І. Будаговським запропонована наступна залежність гідравлічної провідності від насиченості

$$K_i = K_{oi} \left(\frac{\theta_i - \theta_i^{BB}}{\theta_i^{PB} - \theta_i^{BB}} \right)^F, \quad (5.27)$$

де K_i – гідравлічна провідність i -го шару ґрунту, см/с;

K_{oi} – коефіцієнт фільтрації, см/с;

F – параметр, який за різними оцінками дорівнює 3,5 – 4.

Загальне рівняння руху води в ненасиченому ґрунті. Розглянемо рух води в елементарному ґрунтовому об'ємі. Будемо розглядати цей об'єм у вигляді труби одного діаметра, яка має довжину, рівну l (рис. 5.6).

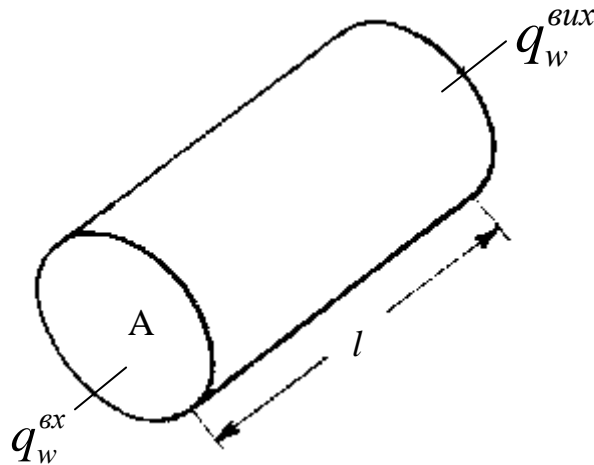


Рис. 5.6. – Труба з площею поперечного перерізу A і довжиною l рівномірно заповнена однорідним ґрунтом. Щільність водного потоку на вході $q_w^{вх}$ і на виході $q_w^{вих}$.

Якщо спостерігається потік вологи в насиченому вологою ґрунті в цьому об'ємі, то його щільність буде постійною в кожному поперечному перерізі труби. Отже, вода не затримується.

Рух води в ненасиченому вологою ґрунті супроводжується зміною вологості, в результаті чого вода може накопичуватися в якомусь нескінченно малому елементарному об'ємі ґрунту або витратитися з нього. Тому щільність потоку води, що входить у цей об'єм, $q_w^{вх}$ не дорівнює щільності потоку води, що виходить з нього $q_w^{вих}$. Різниця між щільністю вхідного і вихідного потоків і створює запас води θ у розглянутому елементарному об'ємі ґрунту. Отже, швидкість зміни вмісту води в цьому об'ємі $\partial\theta/\partial t$ можна визначити за різницею потоків, виразивши її як зміну щільності потоку в напрямку руху води $\partial q_w/\partial l$. Швидкість зміни вмісту води в нескінченно малому елементарному об'ємі ґрунту дорівнює різниці між потоками води, що входить у цей об'єм і виходить з нього, плюс будь-які джерела і стоки рідкої води, яка знаходиться в цьому елементарному об'ємі ґрунту. Це формулювання одержало назву *закону збереження маси*, оскільки встановлює, що вода не губиться з даного елементарного об'єму і не порушується її нерозривність. Для одночасної течії води у ґрунті цей закон математично можна виразити наступним рівнянням

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q_w}{\partial l} \pm S_\theta, \quad (5.28)$$

де θ – об'ємна вологість;

t – час;

q_w – щільність потоку;

l – відстань;

S_θ – джерельно-стоковий член.

Це рівняння називають *рівнянням нерозривності*.

Для визначення величини q_w приблизно можна скористатися рівнянням Дарсі (5.22), яке стосовно до руху води в ненасиченому ґрунті буде мати наступний вигляд

$$q_w = -K \frac{\partial \Phi}{\partial l}. \quad (5.29)$$

Підставимо в рівняння (5.28) замість q_w його значення із (5.29). Тоді одержимо

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial l} \left(K \cdot \frac{\partial \Phi}{\partial l} \right) \pm S_\theta. \quad (5.30)$$

Це і є загальне рівняння потоку води у ґрунті, яке було запропоноване А.А. Роде.

Розглянемо рух води у вертикальному напрямку. Згідно (5.20), $\Phi = \psi_P + \psi_g$. При визначеному виборі одиниць вимірювання (в см водн. ст.) гравітаційна складова повного потенціалу дорівнює за абсолютною величиною z , так що $\Phi = \psi_P + z$. Виходячи з цього рівняння (5.30) матиме такий вигляд

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \cdot \frac{\partial \psi_P}{\partial z} \pm K \right) \pm S_\theta, \quad (5.31)$$

причому знак плюс перед параметром K відноситься до спадного руху, а знак мінус – до висхідного.

У рівняння (5.31) входить як θ , так і ψ_P . Другий член у круглих дужках у рівнянні (5.31) можна записати у вигляді

$$\frac{\partial \psi_P}{\partial z} = \frac{\partial \psi_P}{\partial \theta} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z}. \quad (5.32)$$

Підставимо значення $d\psi_P/dz$ з рівняння (5.32) у рівняння (5.31), одержимо

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi_P}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \pm K \right) \pm S_\theta. \quad (5.33)$$

У цьому рівнянні величини K і $d\psi_P/d\theta$, відображають властивості ґрунту і залежать від його вологості. Отже, і їхній добуток також залежить від вологості.

$$D_\theta = K \frac{\partial \psi_P}{\partial \theta}. \quad (5.34)$$

Величина D_θ називається *коефіцієнтом гідралічної дифузії*; її розмірність – метр квадратний на секунду ($\text{м}^2/\text{с}$).

Введемо величину D_θ у рівняння (5.33), одержимо рівняння дифузії вертикального потоку ґрунтової вологи

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_\theta \frac{\partial \theta}{\partial z} \pm K \right) \pm S_\theta. \quad (5.35)$$

Рішення рівняння (5.35) при визначених початкових і граничних умовах представляє собою функцію $\theta(z, t)$, яка є розгорнутим описом динаміки вологості ґрунтового профілю з часом.

5.6. Рух пароподібної води у ґрунті

Незважаючи на те, що в деяких випадках рух пари води у ґрунті може відбуватися шляхом перенесення маси, наприклад, коли вихри, вітри викликають загальний рух ґрунтового повітря і суміші пари у поверхневому шарі ґрунту, в основному їхній рух здійснюється шляхом дифузії – процесу, у якому різні компоненти суміші переміщуються незалежно, а іноді й у протилежних напрямках в залежності від різниці концентрацій (або парціальних тисків) від одного місця до іншого.

Пари води завжди присутні в газовій фазі ненасиченого водою ґрунту, і їхня дифузія завжди відбувається за різниці тиску пари у ґрунтовому профілі.

Рівняння дифузії пари води має наступний вигляд

$$q_v = -D_v \frac{\partial \rho_v}{\partial x}, \quad (5.36)$$

де q_v – щільність потоку пари, $\text{г}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$;

ρ_v – щільність пари (або концентрація) у газовій фазі, $\text{г}/\text{см}^3$;

D_v – коефіцієнт дифузії пари води, $\text{см}^2/\text{с}$; D_v у ґрунті нижче, ніж в атмосфері ($D_v \approx 0,2$), через обмежений об'єм і звивистість пор.

Розглядаючи рідку воду в ґрунті, як джерело і стік пароподібної води і приймаючи, що зміни вмісту рідкої води в часі значно більше змін щільності пари, Джексон вивів рівняння

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial l} \left[D_v \frac{\partial \rho_v}{\partial \theta} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial l} \right] \pm S_\theta, \quad (5.37)$$

яке описує нестационарне перенесення пари в залежності від вмісту рідкої води θ (об'ємна вологість).

Для одночасного перенесення рідкої води і пароподібної води використовується рівняння

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial l} \left[\left(D_v \frac{\partial \rho_v}{\partial \theta} + D_\theta \right) \frac{\partial \theta}{\partial l} \right] \pm S_\theta, \quad (5.38)$$

де D_θ – коефіцієнт гідравлічної дифузії.

Наведені вище рівняння розглядають дифузію пари води в ізотермічних умовах, виходячи з того, що як в'язка течія у рідкій фазі, так і дифузія пари викликані поверхневими силами ґрунтових часток і капілярністю. Істотний вплив на тиск пари води у ґрунті чинять розчинені у воді речовини.

При постійній температурі різниця тиску пари, який може бути розвинутий в незасолених ґрунтах, дуже малий. Наприклад, зміна капілярно-сорбційного потенціалу від -0 до -10000 кПа супроводжується зміною тиску пари усього лише від $2,33$ до $2,18$ кПа. Різниця між ними складає тільки $0,15$ кПа. Тому припускають, що в звичайних польових умовах ґрунтове повітря майже завжди насичене парами води. Проте при наявності різниці температур різниця тиску пари може бути значною. Наприклад, при зміні температури усього на 1°C (від 19 до 20°C) тиск пари збільшується приблизно на $0,15$ кПа, тобто на таку ж величину, як і при зміні потенціалу води на 10000 кПа.

У діапазоні переважних у польових умовах температур зміна тиску насиченої пари коливається в наступних межах:

Температура, $^\circ\text{C}$	0	20	30	50
Тиск пари, кПа	0,6091	2,3384	4,2451	7,4214

Пари води переміщуються від теплих до холодних шарів ґрунту. Оскільки вдень поверхня ґрунту тепліше, а вночі холодніше, ніж глибше розташовані шари, то рух пари удень спрямовано вниз, а вночі нагору. Температурні градієнти можуть також викликати переміщення рідкої води шляхом впливу на поверхневий натяг.

Розділ 6

ЗАКОНОМІРНОСТІ ФОРМУВАННЯ ЗАПАСІВ ПРОДУКТИВНОЇ ВОЛОГИ У ҐРУНТІ

6.1. Агрогідрологічні властивості ґрунту

Вивчення взаємодії води з ґрунтом, механізмів руху вологи й освоєння її рослиною приводить до висновку, що при зміні вологості ґрунту спостерігаються деякі вузлові точки, в яких властивості води та доступність її для рослин різко змінюються. При цьому у ґрунтах, різних за механічним складом, структурою, пористістю і т. п. ці точки відповідають різній кількості вологи, що міститься в них. Вузлові точки, в яких різко змінюються властивості та доступність для рослин ґрунтової вологи називаються *агрогідрологічними властивостями ґрунту*.

В основу визначення агрогідрологічних властивостей ґрунту покладено принцип розділення ґрунтової вологи за ступенем зв'язності, рухомості та доступності її для рослин. Саме тому цей принцип дозволяє із загальної кількості вологи, яка утримується ґрунтом, виділити ту її частину, яка має однакову цінність для формування урожаїв сільськогосподарських рослин, і тим самим порівняти вологість різних типів ґрунтів.

Найбільш широко використовуються наступні агрогідрологічні властивості ґрунту: *недоступна волога, вологість стійкого в'янення, вологість розриву капілярів, найменша вологомісткість, капілярна вологомісткість, повна вологомісткість*.

Для більш наочного представлення про співвідношення усіх форм води у ґрунті при різних ступенях зволоження на рис. 6.1 дається схема. З лівої сторони схеми показані межі зволоження, які відповідають тим чи іншим агрогідрологічним властивостям ґрунту. Праворуч показано, яка частина води є для рослин доступною і яка недоступною, а також (буквами) ступінь засвоюваності рослиною вологи при різній зволоженості ґрунту.

Кожен тип ґрунту характеризується своїми агрогідрологічними властивостями.

Недоступна волога. Це волога, яка утримується ґрунтом силами більшими осмотичного тиску клітинного соку корневих мочок і волосків; вона не може бути відібрана рослиною цілком із ґрунту навіть у момент повного зів'янення рослини. Отже, абсолютною межею доступної рослинам ґрунтової вологи є вологість ґрунту в момент повного в'янення рослин – втрати тургору не тільки надземною частиною, але й

всмоктувальними клітинами коренів. У культурних рослин за цих умов зневоднювання надземної частини, яка починає в'янути значно раніше коренів, дуже велике і в результаті необоротних процесів зміни структури плазми, рослина гине. Вологу, яка залишається в цей момент у ґрунті, називають *недоступною вологою*. Межа освоєння рослиною ґрунтової вологи практично відповідає кількості міцнозв'язаної води.

Кількість води сорбованої ґрунтом при відносній вологості повітря, близькій до його насичення (біля 100 %), називається *максимальною гігроскопічністю ґрунту* (МГ). Максимальна гігроскопічність ґрунту визначається його питомою поверхнею: чим більше питома поверхня ґрунту, тим більше його максимальна гігроскопічність.

Як видно з даних табл. 6.1, максимальна гігроскопічність різних типів ґрунтів дуже різна. У мінеральних ґрунтах вона коливається від десятих часток відсотка (піщані ґрунти) до 10–15 % (глинисті ґрунти). Максимальна гігроскопічність органічних (торф'яних) ґрунтів складає 30–40 % і навіть більше.

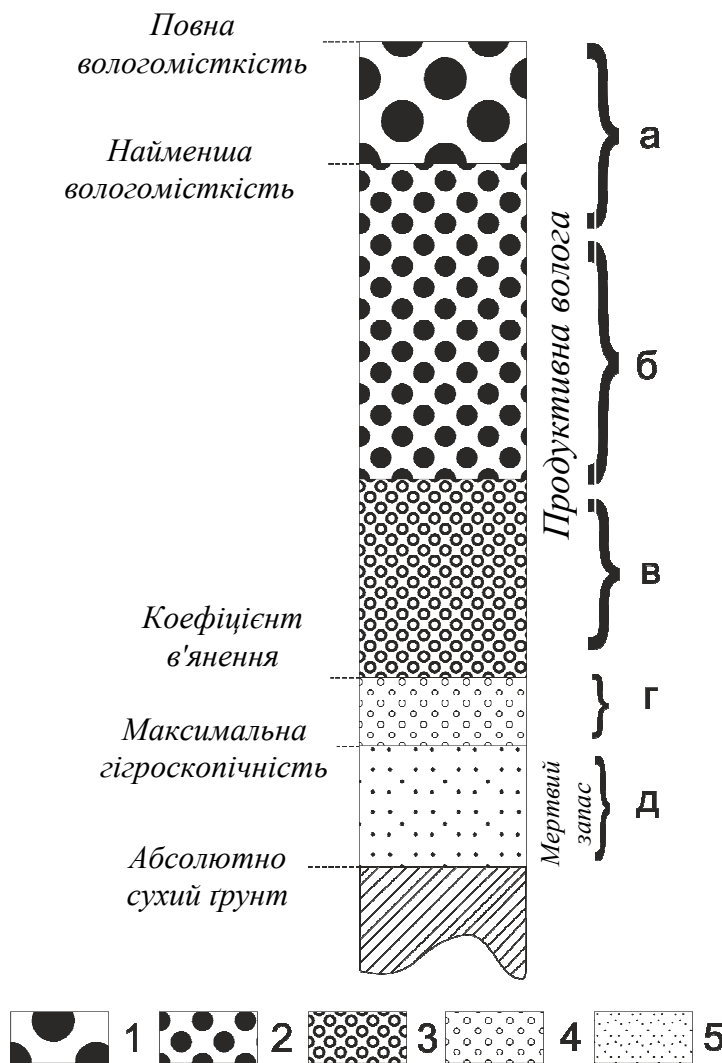


Рис. 6.1 – Схема різних видів вологи у ґрунті в залежності від різного ступеня зволоження (Г.З. Венцкевич, 1958).
 1 – гравітаційна вода;
 2 – капілярна вода легкокорухлива;
 3 – капілярна вода слабкорухлива;
 4 – зв'язана вода.
 а – рослина страждає від надлишку вологи; б – оптимальне зволоження, в – рослина зазнає нестачу вологи, г – через нестачу вологи рослина припиняє ріст, д – рослина гине.

Таблиця 6.1 – Максимальна гігроскопічність різних типів ґрунтів над 10 %-ною сірчаною кислотою в % маси абсолютно сухого ґрунту (С.А. Веріго, Л.О. Разумова, 1973)

№ п/п	Склад ґрунту	Максимальна гігроскопічність
1	Пісок	0,5 – 1,0
2	Супісок	1,0 – 3,0
3	Суглинок легкий	3,0 – 5,0
4	Суглинок середній	4,0 – 7,0
5	Суглинок важкий	6,0 – 9,0
6	Глина	9,0 – 15,0
7	Торф низинного болота	30,0 – 40,0

Вологість стійкого в'янення (ВВ). Поглинання рослиною вологи з ґрунту обмежується, з одного боку сисною силою їхніх кореневих мочок і волосків, з іншого боку – загальною напругою і рухливістю ґрунтової вологи. Воно тісно пов'язано з роботою, яка потрібна для видобування вологи з ґрунту. Сисна сила коренів більшості сільськогосподарських рослин відповідно до осмотичного тиску в період їхнього росту коливається від $-5 \cdot 10^5$ до $-10 \cdot 10^5$ Па.

Нестача надходження вологи спочатку викликає лише зменшення вмісту води у рослині, надалі ж призводить і до втрати тургору. Вологість ґрунту, за якої тургор рослин не відновлюється навіть у повітрі, близькому до насичення водяними парами, називається *вологістю стійкого в'янення (коефіцієнтом в'янення)*. Вологість стійкого в'янення виражається у відсотках маси абсолютно сухого ґрунту. За цієї вологості внаслідок в'янення у рослин припиняється накопичення рослинної маси, а отже, і урожаю. Хоча рослини можуть видобувати ґрунтову вологу і до вологості меншої, ніж вологість стійкого в'янення, до межі недоступної вологи, однак при такому зволоженні вони вже не можуть нормально функціонувати і накопичувати урожай. Тому вологість стійкого в'янення вважається найважливішою агрогідрологічною властивістю ґрунту.

Стійке в'янення сільськогосподарських рослин спостерігається при потенціалі ґрунтової вологи від $-10 \cdot 10^5$ до $-20 \cdot 10^5$ Па і найчастіше відповідає $-15 \cdot 10^5$ Па.

Вологість стійкого в'янення різних ґрунтів дуже різна: чим дрібноземлистий і багатший гумусом ґрунт, тим вона вище. Вологість стійкого в'янення приблизно відповідає всій кількості наявної в даному ґрунті зв'язаної води, тобто сумі міцно і нещільно зв'язаної води (табл. 6.2). Із даних таблиці видно, що вологість стійкого в'янення для пісків не перевищує 1,5 %, для суглинків вона коливається від 4 до 12 %, на

глинистих ґрунтах досягає 20 %, а на органічних перевищує 50 % маси абсолютно сухого ґрунту.

Таблиця 6.2 – Вологість стійкого в'янення (в % маси абсолютно сухого ґрунту) для різних типів ґрунтів (С.А. Веріго, Л.О. Разумова, 1973)

№ п/п	Склад ґрунту	Вологість в'янення
1	Пісок	0,5 – 1,5
2	Супісок	1,5 – 4,0
3	Суглинок легкий	3,5 – 7,0
4	Суглинок середній	5,0 – 7,0
5	Суглинок важкий	8,0 – 12,0
6	Глина	12,0 – 20,0
7	Торф низинного болота	40,0 – 50,0

Внаслідок наведених вище величезних розходжень у коефіцієнтах в'янення, для оцінки умов водопостачання сільськогосподарських культур, які вирощуються на різних ґрунтах, порівнюваною можна вважати лише вологу, яка знаходиться в них понад вологості стійкого в'янення. Так як накопичення рослинної маси і формування урожаю (продукції) здійснюється лише за рахунок цієї вологи (понад коефіцієнта в'янення), її прийнято називати *продуктивною вологою*.

Кількість продуктивної вологи розраховується по різниці між усією наявною у ґрунті вологою і кількістю її, що відповідає коефіцієнту в'янення. Таким чином, вологість стійкого в'янення прирівнюється до нуля. Природно, що ця нульова точка повинна бути визначена для кожного типу ґрунту та глибин, для яких визначається вологість.

Вологомісткість ґрунтів. Здатність ґрунтів утримувати в собі вологу, обмежена його властивостями, умовами залягання та глибиною залягання ґрунтових вод. Максимальна кількість вологи, яку здатний утримувати в собі ґрунт у польових умовах, називається її *вологомісткістю*. У польових умовах в залежності від глибини залягання водного дзеркала у ґрунті розрізняють *повну, капілярну і найменшу вологомісткість*.

Повна вологомісткість (ПВ). Кількість води, що міститься у ґрунті в момент, коли дзеркало ґрунтових вод досягає поверхні ґрунту і всі ґрунтові пори зайняті водою, називається *повною вологомісткістю*.

Капілярна вологомісткість (КВ). З моменту, коли рівень ґрунтових вод відривається від поверхні ґрунту і опускається усе нижче й нижче вглиб, частина ґрунтової вологи, підкоряючись прискоренню вільного

падіння, з некапілярних пор просочується вниз. В результаті у шарі ґрунту, що лежить вище рівня ґрунтових вод, залишається лише капілярна вода, утримувана менісковими силами. Висота стовпа цієї води, відповідно до формули Жюрена, дорівнює $0,15/r$ (r – радіус капіляра).

По мірі зниження рівня ґрунтових вод буде спорожнитися усе більша кількість пор, і вода буде залишатися у більш дрібних порах. Зрештою, при досить глибокому заляганні рівня ґрунтових вод у верхніх шарах ґрунту в основному залишиться лише волога відкритих капілярів. Описаний шар підвищеної вологості, тобто шар капілярного зволоження, який прийнято називати *капілярною зоною*, рухається відповідно переміщенню рівня ґрунтових вод. Причому потужність капілярної зони (її висота) для одного і того ж ґрунту практично постійна і визначається водопідйомною здатністю ґрунту. Кількість ґрунтової вологи, що міститься в капілярній зоні, на різних висотах від рівня ґрунтових вод різна. Найбільша її кількість міститься у шарі ґрунту, який безпосередньо примикає до дзеркала ґрунтових вод.

Найбільша кількість вологи, що може утримати в собі весь шар ґрунту, розташований над дзеркалом ґрунтових вод, називається *капілярною вологомісткістю ґрунту*.

Найменша вологомісткість (НВ) – найбільш можливий вміст підвищеної вологи у даному шарі ґрунту в його природному складі при відсутності шаруватості та дії підпирання ґрунтових вод, після стікання всієї гравітаційної вологи. В умовах неглибокого залягання дзеркала ґрунтових вод найменшій вологомісткості відповідає вологість на верхній границі капілярної зони. Вмісту води при найменшій вологомісткості відповідає водний потенціал $-0,15 \cdot 10^5$ Па (за деякими даними ця величина дорівнює $-0,33 \cdot 10^5$ Па).

Вологість розриву капілярного зв'язку (ВРК) – це вологість ґрунту, що знаходиться в інтервалі між найменшою вологомісткістю і вологістю в'янення, при якій рухливість вологи в процесі зниження вологості ґрунту, а, отже, вологопровідності, різко зменшується. Часто числове значення вологості розриву капілярного зв'язку близьке до півсуми значень найменшої вологомісткості й вологості стійкого в'янення, в середньому 50-60 % НВ. Вологість розриву капілярного зв'язку є критичною точкою, що поділяє доступну рослині вологу на дві категорії:

1) вологу легкодоступну, яка здатна самовільно і швидко пересуватися в рідкому вигляді з усього змоченого шару одночасно до зони випаровування і зони кореневого висушування (інтервал від найменшої вологомісткості до вологості розриву капілярного зв'язку);

2) вологу, яка не здатна помітно пересуватися у рідкому вигляді (інтервал від вологості розриву капілярного зв'язку до вологості стійкого в'янення) і важкодоступна для рослин.

6.2. Запаси продуктивної вологи у ґрунті

Для оцінки умов росту, розвитку та формування урожаю сільськогосподарських культур облік вологості ґрунту проводиться протягом усього вегетаційного періоду. Спостереження ведуться в усьому шарі, де розповсюджена коренева система рослин, диференційовано по глибині, тому що через обмежену рухливість ґрунтової вологи можуть створюватися істотні розходження вологості ґрунту в його вертикальному профілі. Внаслідок цього визначення вологості ґрунту носить характер масових польових вимірювань.

Існують прямі і непрямі методи польових вимірювань вологості ґрунту. Прямими методами безпосередньо вимірюється кількість наявної в ґрунті води. Непрямими методами вологість ґрунту враховується шляхом визначення змін тих чи інших фізичних властивостей ґрунту, які залежать від ступеня його зволоження.

Прямим, найбільш старим, що став уже класичним методом польових визначень вологості ґрунту є метод сушіння зразків ґрунту. Він прийнятий як еталон для оцінки застосування інших методів. В його основу покладено визначення кількості води, яка знаходиться у ґрунті, шляхом висушування зразків, вийнятих із різних шарів ґрунту.

Непрямі методи, які вважаються в даний час перспективними і які удосконалюються за принципами, покладеними в їхню основу, можуть бути розділені на три групи. Вони засновані на врахуванні:

- а) електроопору (омічний метод);
- б) капілярному натягу ґрунтової вологи (тензіометричний метод);
- в) здатності ґрунтової вологи послабляти гамма-промені, які проходять через ґрунт, або перетворювати швидкі нейтрони в повільні (нейтронний метод).

Кількість продуктивної вологи або її запаси, прийнято виражати в міліметрах товщини водяного шару. В такому вигляді вони легко порівнюються з даними опадів і випаровування. Розрахунок запасів продуктивної вологи проводиться за формулою

$$W = 0,1\rho_g h(u - k), \quad (6.1)$$

де W – запаси продуктивної вологи, мм;

ρ_g – щільність складу сухого ґрунту, г/см³;

h – потужність шару ґрунту, см;

u – вологість, % абсолютно сухого ґрунту;

k – вологість стійкого в'янення, % абсолютно сухого ґрунту;

0,1 – коефіцієнт для переведення в міліметри водного шару.

За методикою, прийнятою на мережі гідрометеорологічних станцій, запаси підраховуються для кожного 10-ти сантиметрового шару ґрунту, а у самому верхньому шарі ще й у 0–5 см. Запаси вологи для шару будь-якої більшої величини визначають простим додаванням запасів усіх вхідних у нього 10-ти сантиметрових шарів.

Розрахунок запасів продуктивної вологи у ґрунті зручно робити в спеціально розроблених для цього формах таблиць. Ці таблиці складаються окремо для кожної культури й охоплюють період з моменту збирання попередньої культури до моменту збирання культури, яка вирощується на цій спостережливій ділянці поля у даному році.

На основі даних підсумкової таблиці будується графік (рис. 6.2), на якому запаси продуктивної вологи представлені в міліметрах для кожного 10-ти сантиметрового шару у вигляді цифр, які відображають вологість усієї товщі ґрунту за вегетаційний період культури, що вирощується на даній ділянці в даному році, а потім проводяться *ізоплети* (лінії рівних значень запасів продуктивної вологи у 10-ти сантиметрових шарах ґрунту).

Оскільки на вологість ґрунту в холодний період року істотний вплив має промерзання ґрунту, то на цей же графік наносять дані спостережень за глибиною промерзання та відтавання ґрунту і за висотою снігового покриву. За вегетаційний період наносяться дані спостережень за фазами розвитку у рослин. Така обробка матеріалів спостережень за вологістю ґрунту полегшує використання їх для наукових узагальнень і при оперативному агрометеорологічному забезпеченні сільськогосподарського виробництва і народного господарства.

Необхідні для розрахунку запасів продуктивної вологи у ґрунті агрогідрологічні властивості ґрунту (щільність складу і вологість стійкого в'янення) визначаються на тих же полях і тих же глибинах, для яких визначається вологість ґрунту.

Для різних ґрунтів, головним чином в залежності від їхнього механічного складу і гуміфікації, кількість непродуктивної вологи дуже різна. У метровому шарі дерново-підзолистих ґрунтів вона коливається від 20 до 200 мм (співвідношення 1:10), на чорноземних – від 80 до 180 мм (співвідношення 1:2,2). Ці розходження визначаються в основному вологістю стійкого в'янення. Вплив щільності складу на кількість непродуктивної вологи у ґрунті хоча й істотний але набагато менший.

Щільність складу підорних горизонтів мінеральних ґрунтів в залежності від їхньої структури та кількості в них органічної речовини коливається від 1,0 до 1,8 г/см³. Щільність складу орного шару, крім зазначених факторів, в значній мірі залежить ще й від характеру розпушування та часу обробки, коливається від 0,8 до 1,5 г/см³. Щільність складу торф'яних ґрунтів значно нижче мінеральних. Вона залежить від ступеня мінералізації; на слабо мінералізованих ґрунтах вона складає 0,10–0,15 г/см³.

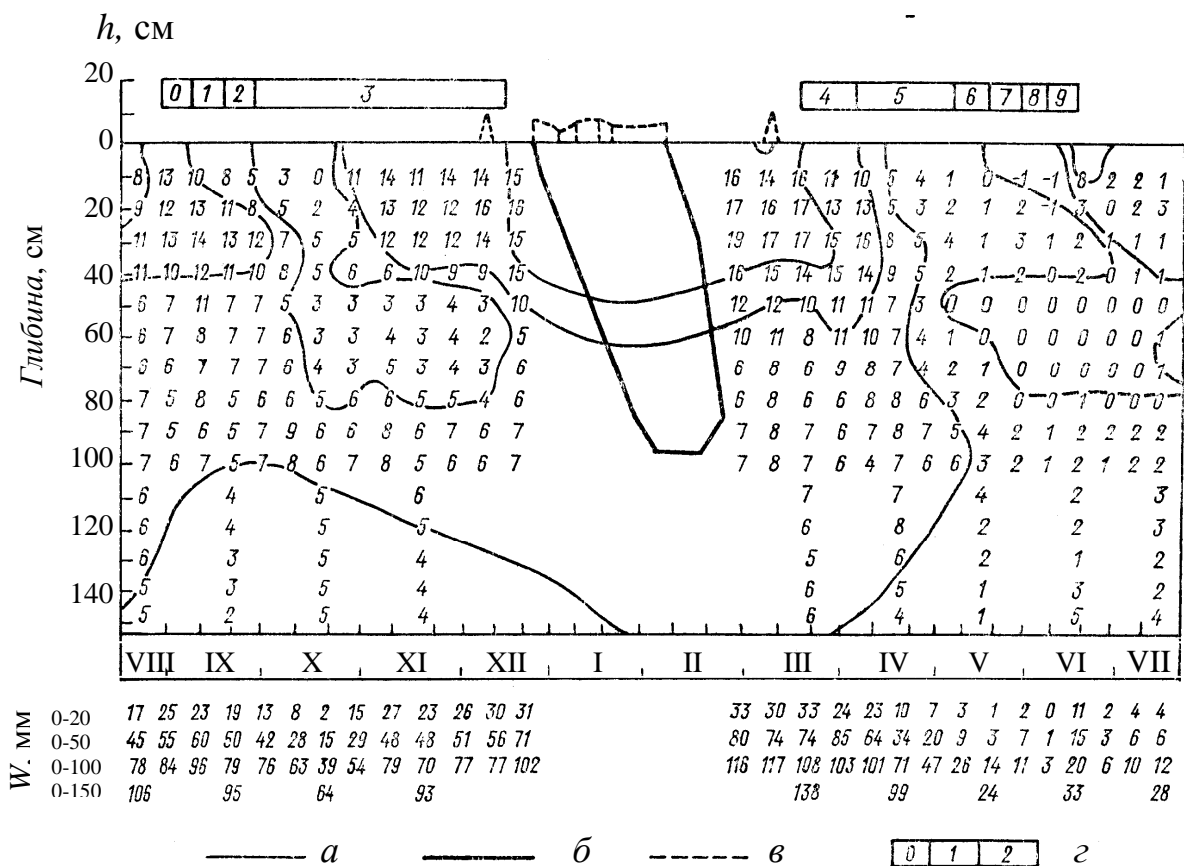


Рис. 6.2 – Комплексний графік запасів продуктивної вологи у шарі ґрунту W і промерзання ґрунту під озимою пшеницею.

Агрометеостанція Херсон (С.А. Веріго, Л.О. Разумова, 1973):

a – ізоплети запасів продуктивної вологи в 10-ти см шарах ґрунту; b – глибина промерзання ґрунту, см; v – висота снігового покриву, см; z – міжфазні періоди: 0 - посів – сходи; 1 - сходи – 3-й листок; 2 - 3-й листок – кущіння; 3 - кущіння – припинення вегетації; 4 - відновлення вегетації – вихід в трубку; 5 - вихід в трубку – колосіння; 6 - колосіння – цвітіння; 7 - цвітіння – молочна стиглість; 8 - молочна стиглість – воскова стиглість; 9 - воскова стиглість – повна стиглість.

Найменша вологомісткість ґрунту змінюється також у значних межах, це видно з даних табл. 6.3.

Таблиця 6.3 – Найменша вологомісткість різних за механічним складом ґрунтів, мм продуктивної вологи (С.А. Веріго, Л.О. Разумова, 1973)

Механічний склад ґрунту	Шар ґрунту	
	0–20 см	0–100 см
Суглинковий	40–50	170–190
Супіщаний	30–40	150–170
Піщаний	20–30	80–120

6.3. Водний баланс ґрунту

Ґрунтова волога в багатьох випадках є фактором, який лімітує урожай. Більш того, багато регіонів нашої країни періодично страждають від посухи, так що раціональне використання водних ресурсів в землеробстві та прогноз водного режиму ґрунтів є дуже важливим. При аналізі водного режиму варто звернути увагу на два моменти:

- 1) динаміку продуктивної вологи у метровому шарі ґрунту;
- 2) розподіл вологозапасів у ґрунтового профілі.

Вологість ґрунту не має чітко вираженого добового ходу. Добовим коливанням піддаються випаровування та транспірація, тобто швидкість вилучення води з ґрунту при режимі висушування. Однак ці коливання мало відбиваються на загальному балансі. Запаси вологи у ґрунті досить швидко збільшуються при випаданні опадів і при поливах, а в проміжках між опадами та у міжполивні періоди повільно зменшуються. Це зменшення частково відбувається за рахунок гравітаційного стікання води, але в більшості за рахунок транспірації та поверхневого випаровування. Тому типовий сезонний хід вологозапасів має чітко виражений пилкоподібний вигляд. При цьому в залежності від балансу опадів і транспірації вологість ґрунту в середньому за досить тривалі періоди (декада, місяць) або збільшується, або зменшується.

Типовою є ситуація, коли рослини у перший період свого життя забезпечуються водою за рахунок весняних запасів вологи, які утворилися в результаті випадання осінніх опадів і танення снігу. Надалі доля посіву залежить від поповнення вологи за рахунок опадів, оскільки інтенсивна транспірація рослин, починаючи з моменту виходу в трубку, призводить до швидкого витрачання вологи. У цьому процесі істотну роль грає вертикальний розподіл ґрунтової вологи. На рис. 6.3 представлена схематична картина зміни поглинання води коренями протягом вегетації. Оскільки висушування починається з верхніх шарів ґрунту, то доля урожаю багато в чому залежить від того, наскільки швидко корені рослин проникають у більш глибокі шари ґрунту, де вони можуть знайти достатню кількість вологи. При цьому особливу роль починають грати адаптивні властивості рослин, які призводять до прискореного росту коренів вглиб ґрунту при водному дефіциті.

На рис. 6.4 показана зміна профілю ґрунтової вологи також за тривалий період часу. Якщо ці два процеси – ріст коренів і висушування ґрунту – узгоджені, то рослини можуть і не зазнавати глибокого водного стресу, незважаючи на зменшення сумарних вологозапасів у метровому шарі ґрунту. Правда, при цьому виникає питання про «неузгодженість» профілів доступної вологи і доступних форм елементів живлення. Але це вже більш складне питання, яке буде розглядатися пізніше.

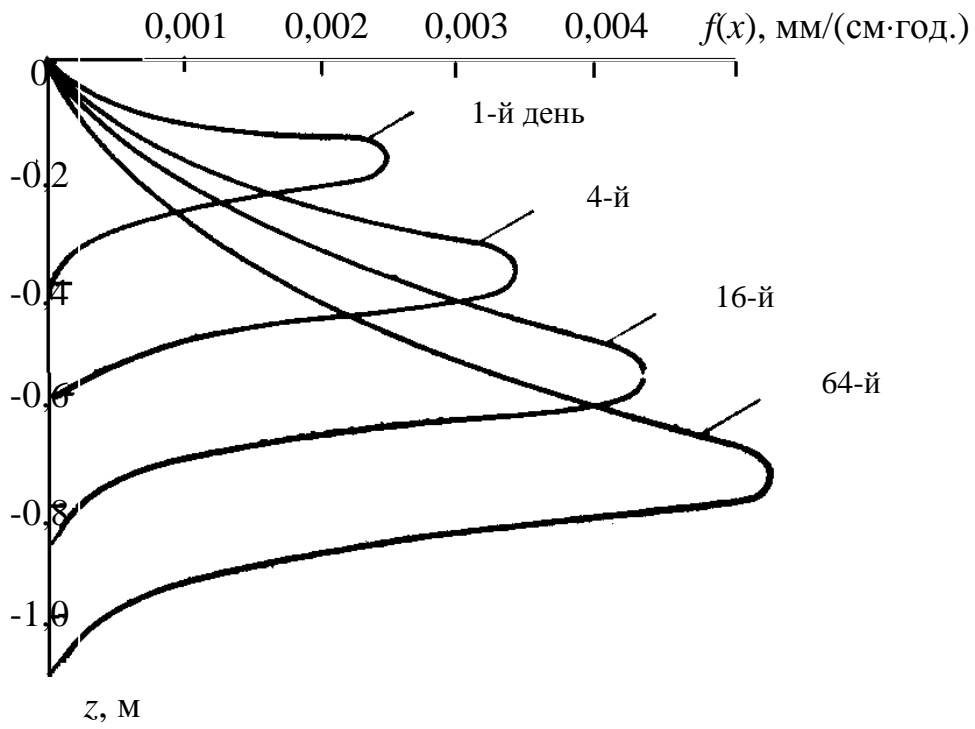


Рис. 6.3 – Зміна профілю поглинання вологи $f(x)$ кореневою системою (схема).

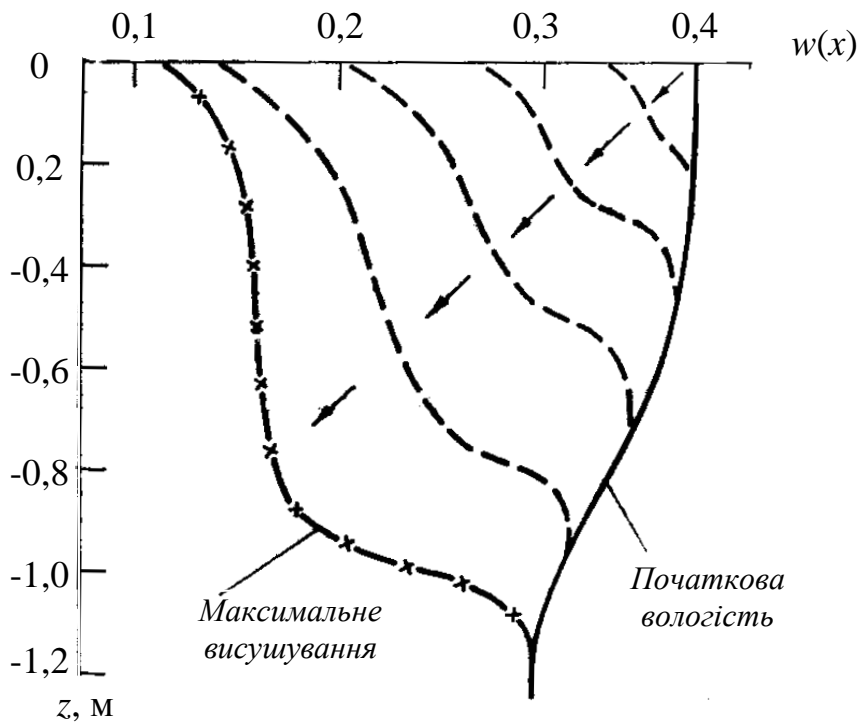


Рис. 6.4 – Висушування ґрунту $w(x)$ за період вегетації (схема)

Сукупність усіх величин приходу вологи в шар ґрунту, де розповсюджена коренева система, і витрати з нього називається *водним балансом* цього шару ґрунту. Водний баланс можна визначити за будь-який відрізок часу: календарний рік, окремі сезони, за період вегетації в цілому або за той чи інший відрізок вегетаційного періоду.

Потужність шару розповсюдження коріння для більшості зернових культур складає 1–1,5 м, для сіяних трав, наприклад, для люцерни, нерідко перевищує 2–3 м, для деревних порід досягає навіть 5 м і більше. Найбільш активна частина кореневої системи майже всіх основних польових культур розміщується у верхньому метровому шарі ґрунту, а в початковій фазі розвитку рослин обмежується лише 20-ти або 50-ти сантиметровим шаром. У зв'язку із сказаним водний баланс в залежності від поставленої мети складається для шарів ґрунту різної потужності. Зміна запасів вологи у ґрунті за період, для якого підраховується баланс, є підсумком балансу, його сальдо.

Стосовно до потреб сільського господарства підсумок балансу виражається в міліметрах продуктивної вологи.

Основною прибутковою статтею водного балансу Θ_{np} є сума опадів, що досягла поверхні ґрунту Θ_{oz} , а при зрошенні плюс ще й кількість води, що попадає на поверхню ґрунту Θ_{zp} . Однак не вся кількість води може поглинатися ґрунтом; частина її стікає по поверхні (поверхневий стік Θ_{nc}), інша частина може пройти з внутрішньогрунтовым стоком $\Theta_{вс}$, і нарешті частина її може фільтруватися у ґрунтові води $\Theta_{ин}$. В деяких випадках у враховану товщу ґрунту певна кількість води може надходити з ґрунтових вод Θ_{zp} або з атмосфери у вигляді пари, що конденсується у ґрунті Θ_k . Частина води може надходити із сусідньої ґрунтової товщі $\Theta_{вг}$ і, нарешті, на поверхню території, що враховується, може притікати додаткова кількість води $\Theta_{нт}$.

Основними видатковими статтями є кількість води, що випаровується з ґрунту $\Theta_{вин}$ і транспірується з листкової поверхні рослин $\Theta_{мп}$.

Таким чином, якщо початковий запас води у ґрунті був W_n , а кінцевий W_k , то рівняння повного водного балансу ґрунту прийме наступний вигляд

$$W_k - W_n = [(\Theta_{он} + \Theta_{zp}) + \Theta_{zp} + \Theta_{нт} + \Theta_{вг} + \Theta_k] - [(\Theta_{вин} + \Theta_{мп}) + \Theta_{nc} + \Theta_{вс} + \Theta_{ин}] \quad (6.2)$$

Для плоскої поверхні, коли немає ні притоку води на дану територію, ні відтоку з неї, коли відсутній також внутрішньогрунтовий притік або відтік і немає підтоку з ґрунтових вод за умови, що вся вода поглинулася ґрунтом, а капілярна конденсація незначна, рівняння (6.2) матиме такий вигляд

$$W_k - W_n = (\Theta_{on} + \Theta_{зр}) - (\Theta_{вин} + \Theta_{тр}) \quad (6.3)$$

або

$$\Delta W = \Theta_{пр} - E, \quad (6.4)$$

де

$$\Theta_{пр} = \Theta_{on} + \Theta_{зр}, \quad E = \Theta_{вин} + \Theta_{тр};$$

E – сумарне випаровування.

Сума опадів Θ_{on} , що досягає поверхні ґрунту, залежить від ступеня її покриття, щільності й структури рослинного покриву, розмірів і змочуваності листових пластинок, їхньої кількості та розподілу по площі й висоті, а також від інтенсивності, частоти і тривалості дощів, оскільки при випаданні на суху поверхню рослин щоразу на її змочування витрачається нова кількість вологи.

Опади, що досягли поверхні ґрунту, всмоктуються нею, і одночасно відповідно до найменших нерівностей поля перерозподіляються і пересуваються по його поверхні. Величина поверхневого притоку вологи Θ_{nn} у задану точку буде дорівнює різниці суми опадів, що досягла поверхні ґрунту, і кількості вологи, зібраною ґрунтом за час руху по поверхні, тобто буде визначатися сумою опадів, їхньою інтенсивністю, водопроникністю ґрунту, рельєфом і мікрорельєфом поля, шорсткістю його поверхні. Поповнення ж кількості вологи в заданій точці за рахунок поверхневого притоку буде дорівнює різниці поверхневого притоку Θ_{nn} і відтоку вологи Θ_{nc} у цій точці.

Процес проходження вологи через поверхню називається *всмоктуванням вологи в ґрунт* або *поглинанням вологи ґрунтом*. Всмоктування є першою стадією процесу інфільтрації, другою стадією якого є просочування, чи фільтрація, тобто подальше пересування і перерозподіл вологи, що всмоктувалася у ґрунт, $\Theta_{ін}$.

Найважливіше значення для швидкості всмоктування води має пористість поверхневого шару ґрунту. Початкова швидкість всмоктування окультурених ґрунтів досягає 78 мм/год., а на неокультурених – лише 36 мм/год. У більшості випадків швидкість інфільтрації не перевищує 15 мм/год., а при дощах низької інтенсивності уся вода всмоктується у ґрунт.

В тих випадках коли вода, що просочилася у ґрунт, попадає на водонепроникний шар і пересувається усередині ґрунту відповідно його схилу $\Theta_{сз}$, поповнення запасів вологи окремих ділянок поля може відбуватися і за рахунок внутрішньоґрунтового притоку.

У районах з високим заляганням ґрунтових вод, де капілярна зона досягає ґрунтової товщі, істотним джерелом поповнення запасів шару розповсюдження коріння є капілярна подача вологи з ґрунтових вод $\Theta_{зр}$. Поповнення шару розповсюдження коріння вологою шляхом подачі її знизу може відбуватися тільки в тих випадках, коли глибина залягання

водного дзеркала від нижньої межі шару розповсюдження коріння не перевищує для супіщаних ґрунтів 0,5–1,0 м, для легкосуглинкових 1,0–1,5 м і для важкосуглинкових 3,0–5,0 м. Оскільки швидкість капілярного руху води залежить від близькості водного дзеркала і розмірів активних пор ґрунту, поповнення запасів в одному і тому ж ґрунті здійснюється тим швидше, чим вище залягають ґрунтові води.

Додатковим джерелом надходження вологи у ґрунт є конденсація водяної пари з атмосфери Θ_k .

Зволоження шару ґрунту, де розповсюджена коренева система, шляхом конденсації пари, яка пересувається з глибоко розміщених підстильних шарів ґрунту, за умов температурного режиму можливо лише в холодний період, коли температура шару розповсюдження коріння нижче температури підстильних шарів.

Збагачення ґрунту вологою шляхом адсорбції її з повітря можливо тільки в тих випадках, коли вологість ґрунту нижче максимальної гігроскопічності (цей процес аналогічний насиченню ґрунту при визначенні максимальної гігроскопічності). Зі зниженням температури відповідно і збільшенням відносної вологості повітря й адсорбційної здатності ґрунту спостерігається поглинання вологи ґрунтом з повітря. Це джерело поповнення ґрунту вологою може бути практично значущим тільки в умовах різкої континентальності клімату і високої повітропроникності ґрунтів, тобто в пустелях і напівпустелях.

Навіть у тих випадках, коли ґрунт недонасичений, вода, що надходить на поверхню ґрунту, буде пересуватися відповідно до її рельєфу. Вода, що не встигла просочитися за час пересування по поверхні ґрунту, надходить у вигляді поверхневого стоку Θ_{nc} . Частина просочуваної води може надійти у вигляді внутрішньогрунтового стоку $\Theta_{вг}$ по водотривких або слабководопроникних ґрунтових шарах відповідно до внутрішньогрунтового рельєфу. Внутрішньогрунтовий стік із сільськогосподарських полів навесні відбувається в основному на межі талого шару ґрунту, а в теплу ж частину року – на межі глинистих шарів і підорної підшви.

Поверхневий стік із сільськогосподарських полів для основної частини зони землеробства, яка характеризується рівнинним рельєфом, дуже малий.

В зимовий період у районах зі стійкою зимою, незважаючи на відлиги і, здавалося б, сильне танення снігу, стоку майже не спостерігається. Тала вода замерзає під снігом між нерівностями й утворює крижану кірку. Таким чином, вона включається у вологозапаси снігового покриву, а, отже, й у весняні талі води.

Навесні повсюдно частина талих вод виноситься поверхневим стоком. Кількість цих втрат на стік коливається від року до року в дуже широких межах, від 1 до 98 % водного запасу талих вод. Найчастіше причини таких

розходжень – ступінь недонасиченості ґрунтів вологою, глибина і характер їхнього промерзання, а також наявність і характер крижаної кірки.

Кількість продуктивної вологи, яка утримується різними ґрунтами при насиченні їх до повної вологомісткості, коливається в орному шарі від 70 до 100 мм, у метровому – від 200 до 440 мм. При насиченні до найменшої вологомісткості структурних ґрунтів чорноземної зони в орному шарі міститься 40–50 мм, а в метровому – 170–180 мм продуктивної вологи.

При насиченні дерново-підзолистих ґрунтів до максимальної капілярної вологомісткості кількість вологи в орному шарі коливається у вузьких межах від 60 до 70 мм. На суглинкових ґрунтах воно складає 160–190 мм, на супісках перевищує 330 мм в основному за рахунок вологи шару ґрунту 50–100 мм.

При глибокому заляганні ґрунтових вод на однотипних ґрунтах у шарі розповсюдження коріння може утримуватися лише кількість води, яка не перевищує нестачу її насичення (дефіцит), що дорівнює різниці запасів вологи при найменшій вологомісткості і запасів вологи, що є в ґрунті до періоду випадання опадів або сніготанення. Інша кількість води, що надійшла, просочиться і вийде з шару розповсюдження коріння.

У тих випадках, коли ґрунтові води залягають неглибоко і капілярна зона досягає шару розповсюдження коріння, можлива кількість акумулюємої води в цьому шарі визначається не тільки характером ґрунту, але і глибиною залягання ґрунтових вод і буде мінятися в часі відповідно до зміни їхнього рівня.

Збагачення шару розповсюдження коріння до його повної вологомісткості можливо лише в тих рідких випадках, коли дзеркало ґрунтових вод виходить на поверхню і вода заповнює всі пори ґрунту.

Витрата запасів вологи, акумульованих у шарі розповсюдження коріння, в основному відбувається за рахунок випаровування $\Theta_{\text{вип}}$ і транспірації $\Theta_{\text{тр}}$. Кількість води, що випарувалася, прийнято виражати в міліметрах шару за добу.

Випаровування – це процес переходу води в пароподібний стан, що обумовлює безпосередні втрати вологи з поверхні ґрунту або води через транспірацію рослин. Більш детально випаровування буде розглядатися в розд. 7.

6.4. Формування запасів ґрунтової вологи в холодний період

У холодний період року з водного балансу виключаються такі значущі складові, як витрата вологи на транспірацію, а в переважну частину цього періоду, коли ґрунт покритий снігом, і витрата вологи на випаровування із ґрунту. На перше місце виступає зміна запасів вологи шляхом внутрішньоґрунтового пересування під впливом кристалізації в процесі промерзання і накопичення запасів за рахунок опадів і талих вод.

Вирішальними факторами внутрішньогрунтового пересування вологи взимку є градієнти температури у промерзломому ґрунті, ступінь його зволоження і глибина залягання ґрунтових вод.

Відповідно до досліджень Л.О. Разумової, виділяються три типи зміни запасів вологи в процесі промерзання ґрунту взимку:

- 1) значне накопичення вологи;
- 2) незначне накопичення вологи;
- 3) перехідний тип.

Тип значного накопичення вологи властивий районам з високою вологістю ґрунту в осінній період і неглибоким заляганням ґрунтових вод. У таких районах в період зі стійким промерзанням і стійким заляганням снігового покриву, коли виключено проникнення води у ґрунт зверху, запаси вологи у верхньому замерзломому шарі зростають. При цьому шар, ґрунту з високою водонасиченістю в міру того, як поглиблюється промерзання, все більше і більше збільшується.

Це видно на прикладі, наведеному на рис. 6.5, де показана динаміка запасів продуктивної вологи в умовах вологого року.

В даному випадку внаслідок значних опадів уже восени ґрунт був надмірно зволожений, інколи дзеркало ґрунтових вод виходило на поверхню ґрунту і частина озимого поля була під водою (гідроізоплети круто опускаються вниз). Потім надлишкова вода зійшла. У жовтні відбулося перше нестійке промерзання ґрунту, яке викликало помітне підтягування вологи з нижніх шарів вгору, внаслідок чого запаси верхнього 10-ти сантиметрового шару піднялися майже до повної вологомісткості ґрунту. Після деякої перерви наступило уже стійке промерзання, яке супроводжувалося значно більшим зволоженням промерзлих шарів ґрунту.

В окремі періоди запаси води досягали 75–85 мм на кожен шар ґрунту товщиною 10 см, тобто майже в два рази перевищували повну вологомісткість верхнього 10-ти сантиметрового шару. Поблизу межі промерзання зібраної води було трохи менше, але все-таки лише незначно відрізнялося від повної вологомісткості відповідних шарів. Глибше 40 см, де ґрунт не промерзав, запаси вологи з настанням зими змінилися мало, але, що характерно, весь час трималися вище максимальної капілярної вологомісткості. Таким чином, можна зробити висновок, що підтягувана до межі промерзання з цих нижніх шарів ґрунту волога весь час поповнювалася за рахунок ґрунтових вод, що призвело до надлишкового її скупчення у верхніх шарах ґрунту без висушування нижніх.

В результаті зволоження окремих шарів ґрунтового профілю в період максимального накопичення вологи виявилось таким. У шарі ґрунту 0–20 см, що відповідає цілком промерзломому акумулятивному шару, було 175 мм продуктивної вологи, що складає 280 % максимальної капілярної і 120 % повної вологомісткості цього шару ґрунту.

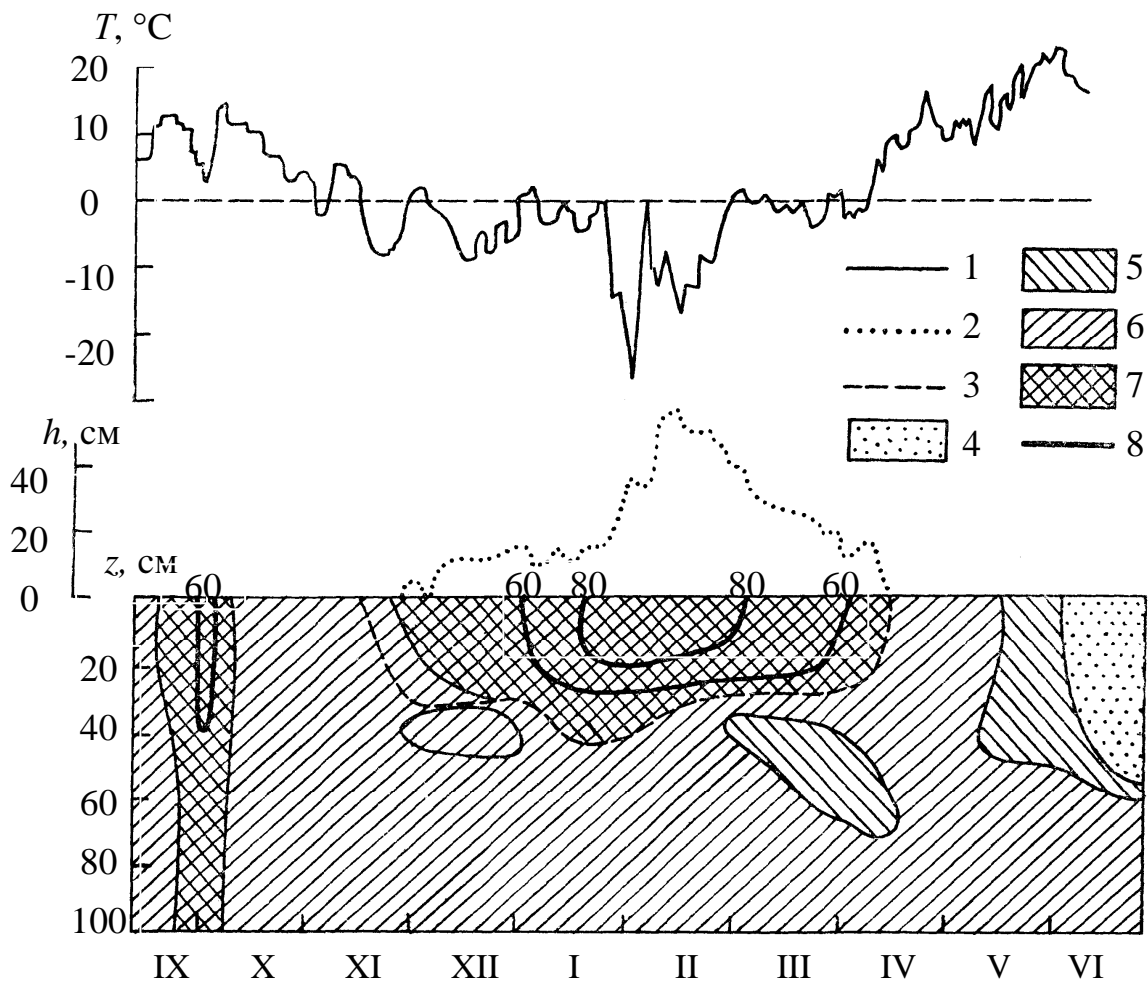


Рис. 6.5 – Запаси вологи у ґрунті зимою під озимим житом. Агрометеостанція Білогорка. (С.А. Веріго, Л.О. Разумова, 1973).
 1 – середня добова температура повітря, °С; 2 – висота снігового покриву, см; 3 – глибина промерзання ґрунту, см; 4,...7 – запаси вологи (мм) у ґрунті в межах: 4 – вологість в'янення – найменша воломісткість; 5 – найменша воломісткість – максимальна капілярна воломісткість; 6 – максимальна капілярна воломісткість – повна воломісткість; 7 – більше повної воломісткості; 8 – ізоплети запасів вологи в 10-ти см шарі ґрунту.

У шарі 0–40 см, що включає шари A_1 A_2 і В та промерзлого майже на глибину 40 см, було 310 мм продуктивної вологи, що складає 240 % максимальної капілярної і 170 % повної вологомісткості. У шарі 50–100 см, у зовсім непромерзлогому шарі С, вологи виявилось 75 мм, тобто 120 % максимальної капілярної вологомісткості і лише 64 % повної вологомісткості цього шару. Запаси вологи у метровому шарі ґрунту в цілому в цей сильно перезволожений з осені рік у період зимового промерзання були рівні 385 мм, що склало 200 % запасів продуктивної вологи, відповідно максимальній капілярній і 127 % повної вологомісткості.

Зовсім інша картина зимового накопичення вологи спостерігається в районах, де ґрунтові води залягають глибоко і де восени запаси продуктивної вологи в шарі розповсюдження коріння бувають нижче найменшої вологомісткості, тобто там, де перед замерзанням ґрунту легкорухлива волога практично відсутня. В таких умовах збільшення запасів вологи у метровому шарі ґрунту за зиму складає близько 10–14 мм, а в окремих 10-ти сантиметрових шарах не перевищує 2–3 мм.

Відзначені особливості мерзлотного процесу властиві для тієї частини степової зони, де ґрунти відрізняються значним недонасиченням вологою з осені, а клімат характеризується стійкою зимою.

Третій, перехідний, тип зимового накопичення вологи властивий зоні глибокого залягання ґрунтових вод і нестійкої зими. Для цієї зони характерні сильні відлиги з частим сходом снігового покриву, а іноді і повним відтаванням ґрунту взимку.

Основним фактором, що визначає збільшення запасів ґрунтової вологи протягом зими, є проникнення талих вод у ґрунт. Поряд з цим у верхніх шарах ґрунту деяке значення може мати і міграція вологи, причому вона, як і в інших районах, знаходиться в залежності від ступеня зволоження ґрунту, тобто від наявності в ній тієї чи іншої кількості легкорухливої вологи.

Наприклад, за осередненими даними, у районі Синельникове за період промерзання у верхньому 20-ти см шарі ґрунту озимого поля, уже восени насичений до найменшої вологомісткості, запаси вологи збільшуються на 12 мм і досягають 140 % цієї величини. У метровому шарі, запаси вологи якого восени складають 85 % НВ, вони за зиму збільшуються на 14 мм, в результаті чого досягають найменшої вологомісткості (табл. 6.4).

Дані Полтавської агрометеостанції, де проводились спеціальні дослідження динаміки вологості ґрунту в зимовий період показують, що внаслідок відлиг, які викликають надлишкове зволоження верхніх шарів ґрунту, міграція вологи в районах з нестійкою зимою може бути дуже сильною, причому збільшення вологи в самих верхніх шарах ґрунту супроводжується зменшенням її в нижніх. Межа різкої зміни вологості співпадає з глибиною промерзання ґрунту (табл. 6.5).

У зоні глибокого залягання ґрунтових вод і нестійкої зими основним фактором, що визначає збільшення запасів ґрунтової вологи протягом зими, є проникнення талих вод у ґрунт. Поряд з цим у верхніх шарах ґрунту деяке значення може мати і міграція вологи, причому вона, як і в інших районах, знаходиться в залежності від ступеня зволоження ґрунту, тобто від наявності в ньому тієї чи іншої кількості легкорухливої вологи. Описані вище закономірності накопичення вологи в шарі ґрунту розповсюдження коріння в холодну частину року в зв'язку з процесом промерзання підтвердилися лабораторними дослідженнями, які моделюють природні умови.

Таблиця 6.4 – Середньобагаторічні запаси продуктивної вологи на кінець місяця в холодний період року в районах повного весіннього промочування, глибокого залягання ґрунтових вод і нестійкої зими ст. Синельникове (С.А. Веріго, Л.А. Разумова, 1973)

Шар ґрунту, см	Воломісткість ґрунту в талому вигляді		Запаси продуктивної вологи, мм						Зміна запасів вологи в період		
			Осінь			в період промерзання			весною після сніготання	промерзання (XII–II)	з лютого до кінця сніготання
	найменша	повна	IX	X	XI	XII	I	II			
Зяб											
0–20	46	94	22	29	40	55	60	67	72	+17	+5
0–50	100	207	42	53	74	97	105	110	133	+36	+23
50–100	79	155	21	27	27	42	40	46	48	+6	+2
0–100	179	362	63	70	101	139	145	154	181	+42	+25
Озиме поле											
0–20	46	94	30	32	47	52	54	64	64	+12	0
0–50	100	207	72	74	91	100	100	114	114	+14	0
50–100	79	155	58	58	62	64	64	64	68	0	+4
0–100	179	362	130	132	153	164	164	178	182	+14	+4
Середньобагаторічна глибина промерзання ґрунту, см						33	42	49			

Таблиця 6.5 – Вологість ґрунтів в процентах абсолютно сухого ґрунту при промерзанні. ст. Полтава (С.А. Веріго, Л.О. Разумова, 1973)

Шар ґрунту, см	Глибина промерзання ґрунту, см				
	5	10	15	20	25
0–2	48	36	36	37	32
5	44*	45	42	34	34
10	25	38*	40	37	34
15	25	23	31*	35	34
20	24	24	23	29*	27
25	24	23	22	22	26*
30	24	22	23	22	21

Примітка. Зірочкою (*) відмічені границі мерзлоти і різкої зміни вологості ґрунту

В лабораторних дослідах міграція вологи вивчалася на проморожених зразках ґрунту з непорушеною структурою, які характеризуються різним вмістом рухливої вологи. Були забезпечені наступні градації зволоження: 1) близьке до максимальної гігроскопічності, 2) близьке до вологості стійкого в'янення, 3) відповідне 30 % НВ, 4) відповідне найменшій вологомісткості, 5) відповідне максимальній капілярній вологомісткості, 6) безупинний капілярний підтік води в період проморожування. Результати дослідів наведені в табл. 6.6 і на рис. 6.6.

Таблиця 6.6 – Міграція вологи у по-різному зволоженому ґрунті в % абсолютно сухого ґрунту (С.А. Веріго, Л.О. Разумова, 1973)

Шар ґрунту, см	Зволоження ґрунту, мм відповідно					
	максимальній гігроскопічності	вологості в'янення	30 % найменшої вологомісткості	найменшій вологомісткості	максимальній капілярній вологомісткості	капілярному підтоку води в період промерзання
До промерзання						
0–4	4,3	6,9	13,6	27,1	29,2	29,2
4–8	5,1	7,8	13,4	27,7	29,	29,0
8–12	5,5	7,5	13,9	27,8	30,1	30,1
12–15	5,4	7,4	14,0	26,8	29,9	29,9
Після промерзання						
0–4	4,2	6,8	13,5	37,8	42,0	46,7
4–8	5,2	7,8	13,7	27,4	31,0	46,4
8–12	5,4	7,8	13,6	21,6	22,8	46,4
12–15	5,5	7,5	13,8	20,1	20,1	36,8

З даних таблиці видно, що в зразках ґрунту, в яких не було легкорухливої води (тобто з вологістю, що відповідає максимальній гігроскопічності, вологості стійкого в'янення і 30 % НВ), у процесі промерзання міграція води практично була відсутня. У зразках ґрунту, зволжених до найменшої вологомісткості, міграція води була яскраво виражена: відбулося значне збагачення верхнього шару за рахунок зневоднювання нижнього шару. Зневоднювання нижнього шару при цьому продовжувалося доти, поки вологість його не знизилася до 60–70 % НВ, вираженої в міліметрах продуктивної води. Приблизно таке ж явище спостерігалось й у капілярно-насиченому ґрунті. У цьому випадку кількість води, що пересунулася знизу вгору, збільшилась але вологість нижнього шару ґрунту залишилася на тому ж рівні, що й у попередньому варіанті: вона дорівнювала 60–70 % НВ.

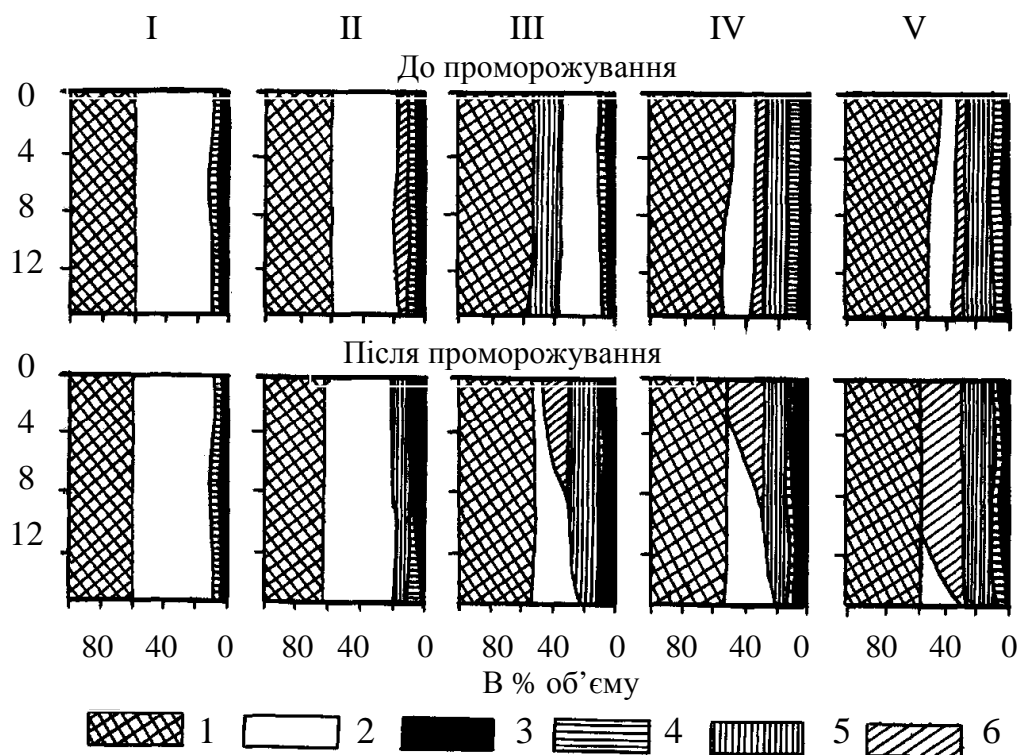


Рис. 6.6 – Міграція води у різному за зволоженням ґрунті за даними лабораторних дослідів С.А. Веріго і Л.О. Разумовой, 1973. Варіанти зволоження: I – вологість в'янення; II – 30 % НВ; III – НВ; IV – КВ; V – капілярний підтік води в період проморожування. Об'єм % : 1 – зайнятий ґрунтом; 2 – зайнятий повітрям; 3 – зайнятий сильнозв'язаною водою; 4 – зайнятий слабкозв'язаною водою; 5 – зайнятий водою відкритих капілярів; 6 – зайнятий водою відкритих капілярів та гравітаційною водою.

В період капілярного підтоку води ззовні (дно ґрунтового зразка протягом усього періоду проморожування було в контактi з дзеркалом вільної води) у процесі промерзання всі шари ґрунту сильно збагатилися водою. Після проморожування вологість цього зразка перевищила повну вологомiсткість ґрунту (103 %). На його поверхні була помітна вода, що замерзла у суцільний лід.

6.5. Зміна запасів продуктивної вологи в теплий період

Одним з найважливіших агрогiдрологічних процесів початку теплого періоду є сніготанення і звільнення полів від снігового покриву. Час оголення ґрунту від снігу, а отже, і початок відтавання ґрунту, поглинання ґрунтом талих вод і витрата ґрунтової вологи на випаровування залежать від погоди, запасів вологи в снігу, експозиції і крутості схилів. Вплив експозиції схилів особливо чітко спостерігається за ясної погоди. В тих випадках, коли сніг тоне за похмурої погоди, різниця в інтенсивності танення на різних формах і елементах рельєфу незначна.

У ранній весняний період витрати на транспірацію практично відсутні: поля під яріві, ще не засіяні, а озимі тільки починають відростати. Тому волога з шару ґрунту розповсюдження коріння витрачається за рахунок випаровування з поверхні і просочування її під дією сили тяжіння в нижче розташовані шари. Поки талі води спираються на водонепроникний мерзлий шар, витрати на випаровування з поверхні ґрунту дуже великі, але вони поповнюються капілярним підняттям, тому ґрунт значно перезволожений. Зі зникненням мерзлої підшви в районах сильного зволоження і високого рівня ґрунтових вод підперта мерзлим прошарком вода поступає всередину. У районах же ненасичених ґрунтів по мірі відтавання надлишок води з верхніх шарів ґрунту витрачається на насичення нижче розташованих слабозвожених шарів, капілярне підняття послабляється і стає недостатнім для того, щоб компенсувати витрату вологи на випаровування: ґрунт починає підсихати зверху.

З початком вегетації сільськогосподарських культур на витратах вологи з ґрунту починає позначатися ступінь поглиблення і характер розвитку кореневої системи та стану надземної маси рослин. У зоні високого рівня ґрунтових вод одночасно з цим відбувається значна зміна запасів ґрунтової вологи внаслідок поглиблення верхньої границі капілярної зони. Усе це разом узятє призводить до того, що швидкість витрати ґрунтової вологи протягом періоду вегетації рослин сильно мінється, причому в кожній зоні по-своєму.

У районах сильного зволоження і високого рівня ґрунтових вод максимальне зменшення запасів вологи спостерігається на початку вегетаційного періоду в основному внаслідок зміни запасів вологи у верхньому 50-ти сантиметровому шарі в зв'язку з опусканням капілярної зони. У цій зоні за період вегетації озимих культур витрати вологи із шару 0–50 см майже в три рази перевищують витрати із шару 50–100 см, за період же вегетації ранніх ярових вони перевищують їх майже в сім разів. Таке ж співвідношення витрати вологи з верхніх і нижніх шарів притаманне і районам надлишкового зволоження з виходом ґрунтових вод у шар розповсюдження коріння.

У районах глибокого залягання ґрунтових вод, де капілярний підтік відсутній, найбільша кількість вологи витрачається шляхом транспірації. Витрати досягають максимальних значень у репродуктивний період, особливо в період вихід у трубку – цвітіння, коли коренева система і надземна маса рослин досягають максимальних розмірів. В протилежність зоні високого зволоження тут у другу половину вегетаційного періоду витрати вологи із шару 50–100 см у зв'язку з проникненням туди коренів рослин однакові або навіть трохи перевищують витрати вологи з верхнього 50-ти сантиметрового шару.

Зв'язок динаміки запасів продуктивної вологи у ґрунті з видом і станом вирощуваних культур особливо яскраво проявляється в районах глибокого залягання ґрунтових вод, де він не маскується капілярною подачею води знизу. Згідно багаторічних даних (рис. 6.7), у зоні повного весняного промочування і глибокого залягання ґрунтових вод (ст. Синельникове) на початку вегетаційного періоду, поки не почалися витрати вологи на транспірацію, запаси вологи під усіма культурами і на чистому пару однакові і складають 160–165 мм. Надалі в зв'язку з ростом культур вони усе більш і більш розрізняються. Так, до кінця травня під озимими, які в цей час знаходяться вже у фазі цвітіння і встигають витратити більшу кількість вологи на транспірацію, запаси складають 90 мм; під ранніми ярими (пшениця), що тільки вступили у фазу вихід у трубку, вони дорівнюють 115 мм; під пізніми ярими (кукурудза), що знаходяться ще тільки у фазі сходів, запаси вологи дорівнюють 135 мм, а на пару – 140 мм.

До кінця червня, коли і ранні ярові встигають витратити велику кількість вологи на транспірацію, розходження в запасах вологи між озимими і ранніми ярими культурами трохи згладжуються, але зате зростають розходження між озимими і пізніми ярими, які тільки що вступили в період максимального росту, отже, і в період максимальних витрат вологи на транспірацію. У цей час запаси вологи складають під озимими 43 мм, під ранніми ярими 55 мм і пізніми ярими 118 мм. На чистих парах вони дорівнюють 139 мм, тобто залишаються на тому ж рівні, що і місяць назад.

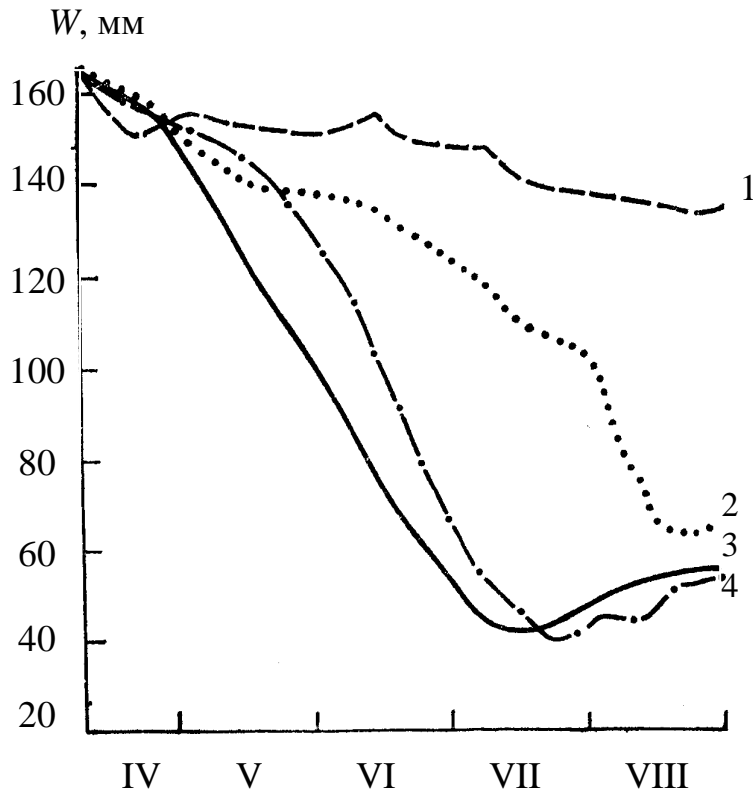


Рис. 6.7 – Середні багаторічні запаси продуктивної вологи у метровому шарі ґрунту під різними культурами в зоні повного весіннього промочування і глибокого залягання рівня ґрунтових вод (С.А. Веріго, Л.О. Разумова, 1973).
1 – озима пшениця; 2 – яра пшениця; 3 – кукурудза; 4 – чорний пар.

На початку липня в зв'язку з дозріванням озимої пшениці і різким зменшенням витрат вологи на транспірацію запаси вологи на озимому полі починають повільно збільшуватися. Через 10–15 днів у силу цих же причин відбувається перегин кривої вологості на полі з ярицею. Під кукурудзою у відповідності з періодом дозрівання зменшення витрат вологи відбувається майже на 2 місяці пізніше, ніж під озимую пшеницею, і на 1,5 місяця пізніше в порівнянні з ярицею.

В результаті відзначених процесів до кінця серпня запаси вологи під різними культурами розрізняються усього лише на 5 мм і складають 54–59 мм. На паровому ж полі навіть у цей період року вони залишаються високими (132 мм). Зниження запасів вологи на паровому полі за весь теплий період року складає близько 30 мм і відбувається в основному за рахунок підсихання верхніх шарів ґрунту, а також деякого зниження його вологомісткості внаслідок сезонного підвищення температури ґрунту.

У пізньоосінній період у зв'язку зі зниженням температури і малих витрат на випаровування запаси вологи продовжують поступово рости, як на зяблевих полях, так і на колишніх парах, зайнятих тепер озимими

посівами. Така закономірність у співвідношенні динаміки запасів продуктивної вологи у ґрунті під різними культурами в теплий період спостерігається для всієї зони чорноземних ґрунтів, яке характеризується глибоким заляганням ґрунтових вод.

У зоні дерново-підзолистих ґрунтів, які характеризуються підйомом капілярної кайми в шар розповсюдження коріння і наявністю верховодок, розходження в запасах продуктивної вологи під окремими культурами невеликі. Вони починають проявлятися лише влітку, в період максимального росту сільськогосподарських культур.

Восени в зв'язку з припиненням росту і дозріванням більшості культур витрати вологи на транспірацію різко знижуються, а після збирання культур припиняються зовсім. Витрати вологи на транспірацію заново посіяних озимих культур також невеликі, оскільки культури знаходяться ще в початкових фазах розвитку.

Невеликі восени і витрати вологи на випаровування з поверхні ґрунту, тому що в цей період температура знижується, підвищується відносна вологість повітря і на більшій частині території рухлива волога у ґрунті відсутня. Внутрішньогрунтове пересування вологи в зв'язку з охолодженням поверхневих шарів ґрунту восени приймає зворотний напрямок: волога йде вгору. В результаті опади, що випадають, не тільки компенсують витрати ґрунтової вологи але повсюдно поповнюють її запаси у верхніх шарах ґрунту, а в зоні сильного зволоження і високого стояння ґрунтових вод також і в нижніх шарах за рахунок підйому рівня ґрунтових вод.

Динаміка запасів ґрунтової вологи в будь-якій точці в першу чергу залежить від кількості та розподілу опадів, а також від температурного режиму.

6.6. Типи річного ходу запасів продуктивної вологи в ґрунті

На основі багаторічних масових спостережень за вологістю ґрунту в різних ґрунтово-кліматичних зонах, закономірностей формування запасів вологи у ґрунті і залежностей швидкості витрати ґрунтової вологи від умов погоди виділені чотири основних типи річного ходу запасів продуктивної вологи (рис. 6.8).

Тип обводнення (рис. 6.8, крива 1) властивий районам з високим рівнем залягання ґрунтових вод, де в момент їхнього максимального рівня водне дзеркало входить у ґрунтову товщу, а іноді навіть досягає поверхні ґрунту. Верхня межа капілярної зони відривається від поверхні лише на 2–3 літніх місяці і навіть на супіщаних ґрунтах не буває глибше 50 см. В зв'язку з цим у шарі ґрунту розповсюдження коріння протягом року знаходиться велика кількість легкорухливої вологи.

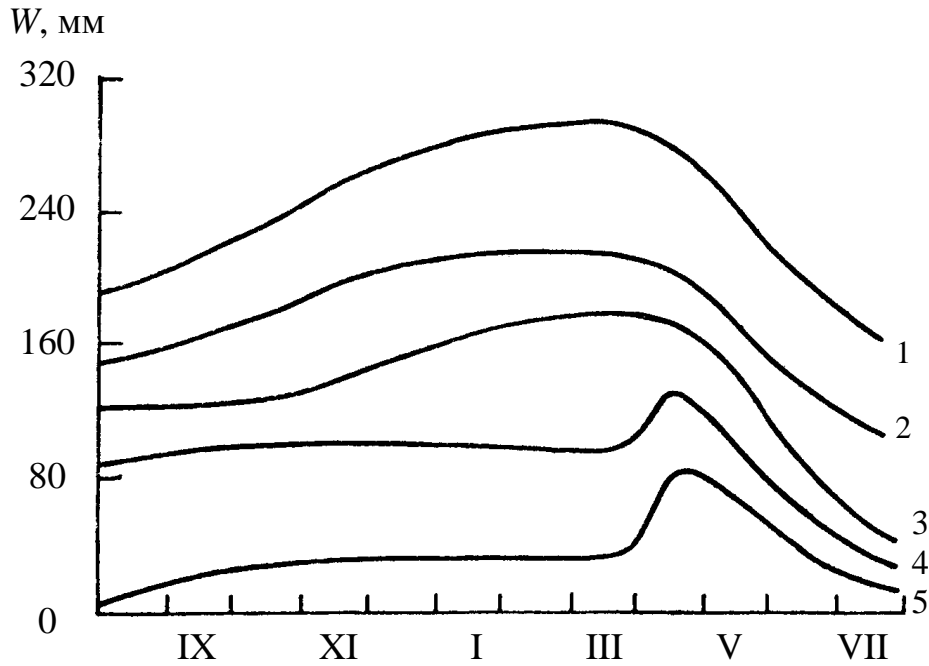


Рис. 6.8 – Типи річного ходу запасів продуктивної вологи у метровому шарі ґрунту під озимими культурами, посіяними по чорному пару (С.А. Веріго і Л.О. Разумова, 1973).

Типи: 1 – обводнення; 2 – капілярного зволоження; 3 – повного весняного промочування; 4 – слабого весняного промочування в посушливих районах; 5 – слабого весняного промочування в сильно посушливих районах.

Взимку в мерзломому шарі ґрунту йде величезне накопичення вологи за рахунок підтягування легкорухливої вологи з ґрунтових вод. За багаторічними даними, середній річний максимум запасів продуктивної вологи наближається до 300 мм, він спостерігається наприкінці зими і нерідко перевищує повну вологомісткість ґрунту. Навесні з відтаванням ґрунту надлишок вологи скидається. Весняні запаси стають рівними вологомісткості ґрунту при даному рівні залягання ґрунтових вод і складають близько 250 мм (шар 0–100 см).

У теплий період доти, поки верхня межа капілярної зони не відірветься від денної поверхні, витрати на випаровування і транспірацію компенсуються капілярним підняттям і запаси вологи змінюються дуже повільно. Як тільки капілярна зона почне поглиблюватися відповідно зміні вологомісткості ґрунту, витрати вологи різко зростуть внаслідок пересування її вниз під впливом прискорення вільного падіння.

Річний мінімум запасів вологи у верхньому шарі ґрунту (0–50 см) опускається нижче його найменшої вологомісткості, у більш глибокому шарі (50–100 см) він відповідає вологомісткості капілярної зони. В усьому метровому шарі навіть супіщаних ґрунтів річний мінімум не опускається нижче 150 мм продуктивної вологи.

Тип капілярного зволоження (рис. 6.8, крива 2) спостерігається в районах, де ґрунтові води досягають шару ґрунту розповсюдження коріння лише в моменти найвищого стояння, а верхня межа капілярної зони в переважній більшості випадків протягом року залягає в шарі розповсюдження коріння і лише в окремі моменти виходить на поверхню ґрунту. Зимовий режим і річний максимум запасів вологи районів капілярного зволоження близькі до таких як у районах обводнювання.

Максимум запасів вологи в теплу пору року лежить між капілярною і найменшою вологомісткістю ґрунту. За багаторічними даними, на суглинкових ґрунтах у середньому він перевищує 200 мм, на супіщаних – 150 мм. Річний мінімум запасів продуктивної вологи у метровому шарі суглинкових ґрунтів трохи більше 100 мм, супіщаних – трохи менше 100 мм. Можливість капілярного пересування вологи в цих районах виключається протягом 2–2,5 літніх місяців на суглинкових ґрунтах лише у верхніх шарах, на супіщаних – у всій метровій товщі.

Тип повного весняного промочування (рис. 6.8, крива 3) властивий для районів глибокого залягання ґрунтових вод, де капілярна зона не досягає шару розповсюдження коріння. Річний максимум запасів продуктивної вологи тут спостерігається навесні. Він дорівнює найменшій вологомісткості ґрунтів і в метровому шарі суглинкових ґрунтів складає 170–180 мм, а на потужних чорноземах – 200 мм.

Річний мінімум запасів продуктивної вологи спостерігається до кінця вегетації і за середніми багаторічними даними, коливається в межах 50–100 мм, в окремі роки він може опускатися навіть до нуля. Легкорухлива волога закритих капілярів існує лише навесні над мерзлим шаром ґрунту, що несе водне дзеркало талих вод, які просочуються.

Тип слабого весняного промочування (рис. 6.8, криві 4 і 5) характерний для посушливих районів із глибоким заляганням ґрунтових вод. Річний максимум запасів продуктивної вологи в шарі ґрунту розповсюдження коріння тут також спостерігається навесні. Але навіть у цей час, за середніми багаторічними даними, запаси вологи метрового шару ґрунту значно нижче його найменшої вологомісткості, у найбільш посушливих районах вони складають лише 50–70 мм. Глибина промочування ґрунту в окремі роки не перевищує 50 см.

Річний мінімум запасів вологи спостерігається восени, нерідко він падає до нуля. Протягом усього року, крім короткого періоду сніготанення, ґрунт тут позбавлений легкорухливої вологи. Пересування її по ґрунтовому профілю відбувається в основному шляхом гідратації й у пароподібному вигляді. У зимовий період, в умовах стійкого промерзання, внутрішньоґрунтове пересування вологи не має істотної ролі: мерзлі шари зберігають свою вологість протягом усієї зими практично постійною.

Розділ 7

ВИПАРОВУВАННЯ ҐРУНТОВОЇ ВОЛОГИ. ВОЛОГІСТЬ ПОВІТРЯ У РОСЛИННОМУ ПОКРИВІ. ОПАДИ

7.1. Закономірності тепло- і вологообміну випарної поверхні з приземним повітрям

У приземному шарі повітря турбулентний потік тепла і вологи визначається залежностями

$$P = -\rho_a c_p k \frac{\partial T}{\partial z}; \quad (7.1)$$

$$E = -\rho_a k \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (7.2)$$

де ρ_a – щільність повітря;

c_p – питома теплоємність повітря при постійному тиску;

T – температура повітря;

q – масова частка водяної пари;

k – коефіцієнт турбулентності, який з метою спрощення рішень приймається однаковим як для потоку тепла, так і для потоку вологи.

При байдужій температурній стратифікації зміна коефіцієнта турбулентності k з висотою z описується формулою

$$k(z) = \frac{\kappa u_1 z}{\ln\left(\frac{z_1}{z_{00}}\right)}, \quad (7.3)$$

де κ – постійна Кармана, яка приймається рівною 0,38;

u_1 – швидкість вітру на висоті z_1 ;

z_{00} – висота підшару шорсткості.

Реальна атмосфера температурно-неоднорідна, і для неї відхилення від байдужої стратифікації є не виключенням, а правилом. При цьому виникають архімедові сили і закономірності обміну істотно ускладнюються. Для врахування впливу температурної стратифікації на турбулентний обмін вітчизняні і закордонні дослідники запропонували ряд теоретичних схем і емпіричних залежностей, заснованих на прийнятті різних гіпотез (Д.Л. Лайхтман, 1944; М.І. Будико, 1946; Тимофеев, 1951; О.Р. Константинов, 1952; Сеттон, 1958).

Оскільки у приземному шарі повітря величини P та E практично не змінюються з висотою, то після інтегрування рівняння (7.1) і наступних перетворень визначимо

$$P = \frac{1}{\int_0^{z_2} \frac{dz}{k(z)}} \rho_a c_p (T_0 - T_2), \quad (7.4)$$

де T_0 – температура повітря біля поверхні ґрунту ($z = 0$);

T_2 – температура повітря на висоті 2 м (z_2), оскільки на цій висоті ведуться стандартні метеорологічні спостереження.

Аналогічний вираз можна одержати і для потоку вологи E , якщо проінтегрувати (7.2).

Позначимо

$$\frac{1}{\int_0^{z_2} \frac{dz}{k(z)}} = D, \quad (7.5)$$

де D – коефіцієнт швидкості обміну.

Тепер (7.4) можна переписати у вигляді

$$P = \rho_a c_p D (T_0 - T_2). \quad (7.6)$$

Аналогічний вираз одержимо і для потоку вологи

$$E = \rho_a D (q_0 - q_2), \quad (7.7)$$

де q_0 – масова частка водяної пари біля поверхні ґрунту ($z=0$);

q_2 – масова частка водяної пари на висоті ($z=z_2$).

А.Г. Бройдо запропонував формулу для розрахунку коефіцієнта швидкості обміну D_n між випарною поверхнею і висотою 2 м

$$D_n = 0,27 u_1 \left(1 + 0,13 \frac{\Delta T}{u_1^2} \right), \quad (7.8)$$

де u_1 – швидкість вітру на висоті 1 м, м/с;

ΔT – різниця температури поверхні ґрунту і температури на висоті 2 м.

7.2. Випаровування води ґрунтом

Ще в 1904 р. П.С. Коссович дав якісну схему процесу випаровування води ґрунтом. Основні положення його зберігають своє значення дотепер. Вони зводяться до того, що цей процес можна підрозділити на три характерні стадії. (Випаровування води рослинним покривом – транспірація розглядається у розд. 12).

На першій стадії *випаровування дорівнює випаровуваності. Випаровуваністю називають потенційно можливе випаровування з вологої поверхні ґрунту або з поверхні води за існуючих метеорологічних умов.*

На другій стадії випаровування визначається головним чином швидкістю надходження води до поверхні ґрунту і в меншій мірі зменшенням вологовмісту в його верхніх пересохлих шарах.

Третя стадія настає практично при припиненні висхідного руху рідкої вологи з більш глибоких шарів і характеризується поступовим просиханням верхніх шарів ґрунту.

Перша стадія випаровування спостерігається після випадання опадів або поливів і, як правило, порівняно короткочасна, за винятком випадків, коли випаровуваність невелика або ґрунтові води залягають неглибоко.

На другій стадії, як правило, витрачається найбільша кількість води.

Теоретично схема випаровування води ґрунтом була розроблена М.І. Будико в 1948р. Він виходив із припущення, що при зниженні вологості ґрунту на його поверхні утворюється просохлий шар. Пароутворення відбувається на його нижній границі. Для визначення швидкості руху водяної пари через просохлий шар М.І. Будико використовує рівняння

$$E = \frac{\rho_a A_m}{z_2} (q_2 - q_0), \quad (7.9)$$

де E – потік водяної пари, що проходить через просохлий шар, рівний за умовою випаровуванню;

ρ_a – щільність повітря;

A_m – коефіцієнт молекулярної дифузії водяної пари у ґрунті;

z_2 – товщина просохлого шару ґрунту;

q_2 – масова частка водяної пари на нижній межі просохлого шару ґрунту;

q_0 – масова частка водяної пари на поверхні ґрунту.

Для визначення потоку тепла у повітрі від поверхні ґрунту до висоти z_2 М.І. Будико використовує рівняння (7.6), розкриваючи значення вхідного в нього коефіцієнта D_n на основі однієї з гіпотез про граничні умови обміну на поверхні ґрунту, тоді можна записати

$$E = \rho_a D_2 (q_0 - q_2), \quad (7.10)$$

де D_z – коефіцієнт швидкості обміну між поверхнею ґрунту і висотою z ;
 q_2 – масова частка водяної пари на висоті z_2 .

Виключаючи із рівнянь (7.9) і (7.10) q_0 , одержимо

$$E = \frac{\rho_a D_z A_m}{A_m + D_z z_2} (q_2 - q_2). \quad (7.11)$$

Оскільки випаровування у схемі, прийнятій М.І. Будико, відбувається тільки завдяки збільшенню товщини просохлого шару, то він приймає

$$E = (W_n - W_2) \frac{dz_2}{dt}, \quad (7.12)$$

де W_n – початкова вологість ґрунту, яку М.І. Будико приймає рівною максимальній молекулярній вологоємності (за даними Лебедева);

W_2 – гігроскопічна вологість у просохлому шарі.

Далі М.І. Будико вважає, що значення виразу $\rho_a D_z (q_2 - q_2)$ дорівнює «швидкості випаровування з вільної водної поверхні за даних умов». Приймаючи це припущення і вилучаючи E з (7.11) і (7.12), він приходять до рівняння

$$\frac{dz_2}{dt} = \frac{E_0}{W_n - W_2} \cdot \frac{1}{1 + \frac{D_z}{A_m} z_2}, \quad (7.13)$$

де E_0 – швидкість випаровування з вільної водної поверхні.

Після інтегрування (7.13) і наступних перетворень М.І. Будико отримує таку формулу

$$E = \frac{E_0}{\sqrt{1 + \frac{2D_z E_0 t}{(W_n - W_2) A_m}}}. \quad (7.14)$$

Випаровування при достатньому зволоженні поверхні ґрунту.

У першій фазі, яка спостерігається при достатньому зволоженні ґрунту, випаровування залежить головним чином від метеорологічних умов. Вплив властивостей ґрунту виявляється лише через його відбивну і випромінювальну здатність і в значно меншій мірі через шорсткість, яка на оголоному ґрунті змінюється в досить вузьких межах.

Випаровування з поверхні досить зволоженого ґрунту описується формулою (7.7), в якій питому вологість повітря біля поверхні ґрунту, можна прийняти практично рівною насиченості. У такому випадку вона

буде залежати від температури поверхні ґрунту. Цю залежність можна представити у вигляді

$$q_m = 0,38 \cdot 10^{-3} \exp\left(\frac{17T_0}{235 + T_0}\right), \quad (7.15)$$

де q_m – насичена питома вологість при температурі T_0 ;

чисельний коефіцієнт $0,38 \cdot 10^{-3}$ дорівнює насиченій вологості, при $T_0=0$.

Щоб повніше розкрити причинні зв'язки, які лежать в основі випаровування з поверхні зволоженого ґрунту, необхідно залучити додаткові залежності. До них, насамперед, відноситься рівняння теплового балансу (3.4) і рівняння теплообміну поверхні ґрунту з повітрям (7.6). Вносячи (7.6) і (7.7) у (3.5), одержимо

$$R - B = \rho_a D_e [l(q_0 - q_2) + c_p(T_0 - T_2)]. \quad (7.16)$$

Тут $q_0 = q_m$, і тому співвідношення між q_0 і T_0 визначається згідно (7.15);

l – прихована теплота пароутворення.

Інші величини в (7.16) можна вважати заданими. Отже, розв'язуючи (7.16) і (7.15) спільно, можна визначити q_0 , а потім за формулою (7.7) розрахувати випаровування.

Варто звернути увагу на те, що випаровування, визначене указаним способом, є максимально можливим за даних метеорологічних умов, оскільки воно відповідає насиченій вологості повітря у поверхні ґрунту. Цю величину прийнято називати *випаровуваністю*. Донедавна, а в деяких роботах і зараз випаровуваністю називають випаровування з водної поверхні.

Однак альbedo водної поверхні істотно відрізняється від альbedo інших випарних поверхонь. Крім того, сонячна радіація поглинається дуже тонким шаром ґрунту, а у воду вона проникає іноді на дуже велику глибину, і та її частина, що проникла, витрачається на нагрівання значної товщі води. Тому не тільки величина, але і структура різниці $R-B$ для водної та інших поверхонь істотно різні. Це розходження не постійне, а залежить від багатьох зовнішніх умов (співвідношення між прямою і розсіяною радіацією, висота Сонця, перемішування водних мас внаслідок хвилювання і т.д.). В результаті за тих же самих метеорологічних умов випаровування з поверхні води і ґрунту може бути різним. Ці розходження змінюються в часі в залежності від зовнішніх умов. Отже, кожна випарна поверхня буде мати властиву їй випаровуваність, більш-менш відмінну від випаровуваності з інших поверхонь.

З наведених залежностей впливає визначення випаровуваності. Його можна сформулювати (А.І. Будаговський) так: *випаровуваністю* називається випаровування в умовах, коли вологість повітря на границі з

випарною поверхнею приймається рівною насиченій вологості, при температурі цієї поверхні. З цього визначення випливає також критерій достатності зволоження.

Для уявлення залежності випаровування від визначальних його факторів можна одержати наближене рішення, засноване на розкладанні залежності насиченої вологості, від температури в ряд Тейлора. Обмежуючись двома першими членами розкладання, отримаємо

$$q_{m0} = q_{m2} + (T_0 - T_2)\varphi', \quad (7.17)$$

де q_{m0} – насичена вологість повітря біля поверхні ґрунту, яка означена в рівняннях (7.7) і (7.11) через q_0 ;

q_{m2} – насичена вологість повітря при $T=T_2$;

φ' – похідна від насиченої вологості по температурі при $T=T_2$.

Вносячи (7.17) у (7.7) і маючи на увазі, що $q_0 = q_{m0}$, отримаємо

$$E = \rho_a D_z [d + (T_0 - T_2)\varphi'], \quad (7.18)$$

де $d = q_{m2} - q_2$ – нестача насичення на висоті z .

Комбінуючи (7.15) з (7.6) і (3.4), отримаємо

$$E = b_1 D_z d + b_2 (R - B), \quad (7.19)$$

де

$$b_1 = \frac{\rho_a c_p}{c_p + l\varphi'}; \quad b_2 = \frac{\varphi'}{c_p + l\varphi'}. \quad (7.20)$$

Якщо прийняти $B=0$; $0,029D_n = f(u)$, $\rho_a = 0,00129$ г/см³ і виразити нестачу насичення в міліметрах ртутного стовпа, похідну φ' – в мм/град, R – у кал/см²·хв., а E – в мм/год., після простих розрахунків значень b_1 і b_2 визначаємо

$$E = \frac{\varphi'R + 0,5f(u)d}{\varphi' + 0,5}. \quad (7.21)$$

Це формула Пенмана, яка широко розповсюджена за рубежом.

Випаровування при недостатньому зволоженні поверхні ґрунту.

Для невеликих значень вологості ґрунту можна прийняти спрощене допущення, відповідно до якого пароутворення відбувається тільки на нижній поверхні його просохлого шару.

Рівняння водного балансу для цього шару має вигляд

$$\rho_{\text{в}}(W_2 - W_0) \frac{dz_2}{dt} = E - Q, \quad (7.22)$$

де $\rho_{\text{в}}$ – щільність води;

W_2 – початкова вологість ґрунту до утворення просохлого шару на його поверхні;

W_0 і z_2 – вологість і товщина просохлого шару ґрунту;

E – потік пароподібної вологи, яка утвориться у нижній поверхні просохлого шару, рівний в силу прийнятих припущень випаровуванню;

Q – швидкість припливу рідкої вологи до нижньої поверхні просохлого шару.

Вологість ґрунту тут і далі будемо виражати в частках одиниці, за винятком випадків, які обумовлюються особливо.

Із цього видно, що за розглянутих умов рівняння теплового балансу просохлого шару ґрунту має вигляд

$$B_0 - B_2 - lE = \rho_2 \int_0^{z_2} \left(\frac{\partial T_2}{\partial t} \right) dz, \quad (7.23)$$

де B_0 – потік тепла через поверхню ґрунту, що є верхньою границею просохлого шару;

B_2 – потік тепла через нижню границю просохлого шару;

l і E мають ті ж значення, що і раніше.

Вираз, що знаходиться в правій частині рівняння (7.23) позначається далі через Δ і дорівнює зміні тепломісткості просохлого шару ґрунту.

Оскільки випаровування відбувається біля нижньої межі просохлого шару ґрунту, рівняння теплового балансу його поверхні одержимо у вигляді

$$R = B + P. \quad (7.24)$$

Виключаємо B_0 з (7.23) і (7.24), одержимо

$$R = P + lE + B_2 + \Delta. \quad (7.25)$$

В зв'язку з тим, що в прийнятій схемі пароутворення відбувається на нижній поверхні просохлого шару, рух водяної пари через нього буде описуватися залежністю

$$E = \rho_a \frac{A_m \delta \eta_2}{z_2} (q_2 - q_0), \quad (7.26)$$

де $\delta \eta_2$ – вільна пористість, виражена в частках одиниці й дорівнює різниці між повною пористістю і вологістю просохлого шару ґрунту;

q_2 і q_0 – питома вологість повітря на нижній і верхній границях просохлого шару ґрунту.

Для потоку водяної пари в повітрі від поверхні ґрунту до висоти z_2 справедливо наведене раніше рівняння (7.7). Величини E і q_0 , які входять до цього рівняння повинні мати такі ж значення, як і в рівнянні (7.26). Виключаючи із цих двох рівнянь величину q_0 , одержуємо

$$E = \rho_a \frac{A_m \delta \eta_z D_z}{A_m \delta \eta_z + D_z} (q_z - q_2). \quad (7.27)$$

Питома вологість повітря на нижній поверхні просохлого шару залежить від температури ґрунту на цій глибині згідно (7.15). Користуючись, як і раніше, розкладанням у ряд Тейлора, рівняння (7.27) можемо представити у вигляді

$$E = \rho_a \frac{A_m \delta \eta_z D_z}{A_m \delta \eta_z + D_z} [d + (T_z - T_2) \varphi'], \quad (7.28)$$

де φ' – похідна від насиченої вологості повітря по температурі при $T = T_2$; T_z – температура нижньої поверхні просохлого шару ґрунту, інші позначення такі як і раніше.

7.3. Вологообмін у рослинному покриві. Сумарне випаровування

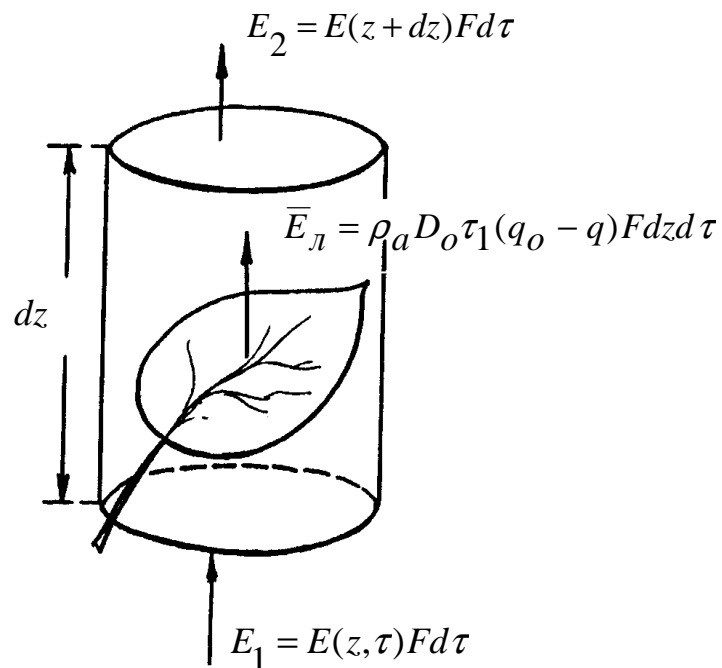
Процес переносу водяної пари і тепла у рослинному покриві, так само як і променистих потоків, дуже складний внаслідок складної просторової структури елементів фітомаси.

При розгляді потоків тепла і вологи необхідно виділити деякий об'єм, площа перетину якого досить велика в порівнянні з розмірами окремого випарного елемента (листка), крім того, цей об'єм повинен знаходитися на достатній відстані від навітряної межі рослинного шару.

На рис. 7.1 наведена схема потоків водяної пари в деякому елементарному об'ємі повітря товщиною dz , всередині якого розташована випарна поверхня листка. Через нижню границю з перетином F всередину об'єму за час $d\tau$ надходить потік вологи $E(z, \tau) F d\tau$.

Крім цього, виходячи з того, що для вологообміну між поверхнею листка і повітрям справедливо рівняння, яке вже зустрічалося раніше при аналізі випаровування з поверхні ґрунту $E_{tz} = \rho_a D_0 (q_0 - q)$, потік вологи його за рахунок випаровування самого листка за час $d\tau$ збільшує вологовміст об'єму додатково на величину $\rho_a D_0 (q_0 - q) L_1 F dz d\tau$. Тут D_0 –

коефіцієнт вологообміну між поверхнею листка і повітрям; L_1 – відносна площа фітомаси в одиничному шарі.



$$\frac{E_1 + E_l}{\text{Притік}} - \frac{E_2}{\text{Відтік}} = \frac{\partial q}{\partial \tau} \text{ Зміна вологи в об'ємі за одиницю часу}$$

Притік Відтік Зміна вологи в об'ємі за одиницю часу

Рис. 7.1 – Виведення диференціального рівняння вологообміну між листком і атмосферою в елементарному об'ємі повітря, який займає рослинна маса (Ю.А. Раунер, 1972).

Через верхню границю виходить кількість водяної пари $E(z + dz)Fd\tau$. Зміна вологовмісту в зазначеному об'ємі за час $d\tau$ дорівнює різниці приходу і витрати водяної пари, тобто

$$\rho_a D_0 (q_0 - q) L_1 F dz d\tau + E(z, \tau) F d\tau - E(z + dz) F dz \quad (7.29)$$

або після перетворення

$$\left[\rho_a D_0 L_1 (q_0 - q) - \frac{\partial E}{\partial z} \right] F d\tau dz, \quad (7.30)$$

де q_0 і q – питома вологість на поверхні листка та у повітрі відповідно.

З іншого боку, ця зміна вологовмісту шару dz за час $d\tau$ може бути записана у вигляді

$$\rho_a \frac{\partial q}{\partial \tau} F d\tau dz . \quad (7.31)$$

Прирівняємо (7.30) до (7.31) і після перетворення отримаємо

$$\rho_a \frac{\partial q}{\partial \tau} = \rho_a D_0 L_1 (q_0 - q) - \frac{\partial E}{\partial z} \quad (7.32)$$

Підставляємо в (7.32) значення $E = \rho_a A_T$ одержуємо остаточно

$$\frac{\partial q}{\partial \tau} = D_0 L_1 (q_0 - q) - \frac{\partial}{\partial z} \left[A_T \frac{\partial q}{\partial z} \right] \quad (7.33)$$

і для стаціонарного процесу (при $\frac{\partial q}{\partial \tau} \approx 0$)

$$\frac{\partial E}{\partial z} = D_0 L_1 (q_0 - q) . \quad (7.34)$$

Розв'язання рівняння (7.33) було виконано М.І. Будико і Л.С. Гандіним з наступними спрощеннями: а) процес сталий; б) температура всередині рослинності не залежить від вертикальної координати z , тобто $q_0 \approx const$; в) питома поверхня фітомаси не залежить від висоти; г) коефіцієнт швидкості обміну листок – повітря D_0 також не залежить від висоти; д) коефіцієнт турбулентності K змінюється всередині рослинного покриву за лінійним законом.

В результаті розв'язання отримані нелінійні залежності між відношенням випаровування з поверхні ґрунту E_z до сумарного випаровування E_Σ і безрозмірним показником оптичної щільності рослинного покриву. Відношення E_z/E_Σ зменшується від одиниці при відсутності рослинності до нуля при максимальній щільності рослинного покриву, за якої величина випаровування з ґрунту практично відсутня.

Експериментальні дані про випаровування води ґрунтом і сумарним випаровуванням.

Під сумарним випаровуванням підрозумівається транспірація, випаровування із ґрунту і випаровування вологи, затриманої рослинним покривом при випаданні опадів.

Протягом доби відношення випаровування води ґрунтом і транспірації до сумарного випаровування істотно змінюються. Вдень, особливо в ранкові години, відношення транспірації до сумарного випаровування має найбільші значення; до полудня воно убуває. До моменту заходу Сонця транспірація припиняється. В протилежність цьому найменші значення відношення випаровування води ґрунтом під покривом рослин до сумарного випаровування спостерігаються зранку, до полудня це відношення зростає. У післяполудневий час величина відношення більше, ніж у передполудневе. Вночі вона, як правило, більше одиниці. Природно, що і відношення транспірації до випаровування води ґрунтом або різниця між цими величинами також піддається істотним змінам протягом доби.

При незімкнутому рослинному покриві або недостатньому зволоженні поверхні ґрунту кількісні показники, які характеризують зміну структури сумарного випаровування протягом доби, будуть трохи іншими. Якісна ж картина явища, у тому числі особливості нічного випаровування й утворення роси, приблизно така ж, як і у випадку зімкнутого рослинного покриву.

Складові сумарного випаровування протягом вегетаційного періоду значно змінюються. На початку вегетації коли випарна листова поверхня ще невелика, випаровування з поверхні ґрунту більше, ніж з поверхні рослин. При більш розвинутому травостої випаровування з поверхні ґрунту значно менше, ніж випаровування з поверхні рослин, що пов'язано в основному зі значним затіненням ґрунту рослинами і з ослабленням вертикального обміну в середовищі рослин.

З практичної точки зору представляє інтерес відношення транспірації і випаровування з ґрунту до сумарного випаровування, тому що перше відношення характеризує частку «продуктивних», а друге – «непродуктивних» витрат ґрунтової вологи. У графічному вигляді ці відношення (осереднені по s , H і v) наведені на рис. 7.2.

З даних рис. 7.2 видно, що на початку вегетації при незімкнутому травостої переважає випаровування із ґрунту. В міру розвитку рослинності ґрунт усе більш і більш затінюється і випаровування із ґрунту може складати вже лише кілька відсотків від сумарного випаровування, що чітко показують дані наведені в табл. 7.1. У цій таблиці представлена частка фізичного випаровування в сумарному випаровуванні при вологості повітря 50 %. З даних табл. 7.1 виходить, що зі збільшенням висоти травостою і питомої діяльної поверхні фітомаси частка фізичного випаровування з ґрунту зменшується.

На рис. 7.3 наведені графіки ходу інтенсивності сумарного випаровування з цілини й озимої пшениці на ґрунтововипарному майданчику за два найбільш характерні роки: вологий (1958 р.) і посушливий (1957 р.). Ці роки за режимом вологості ґрунту та опадами різко відрізнялися.

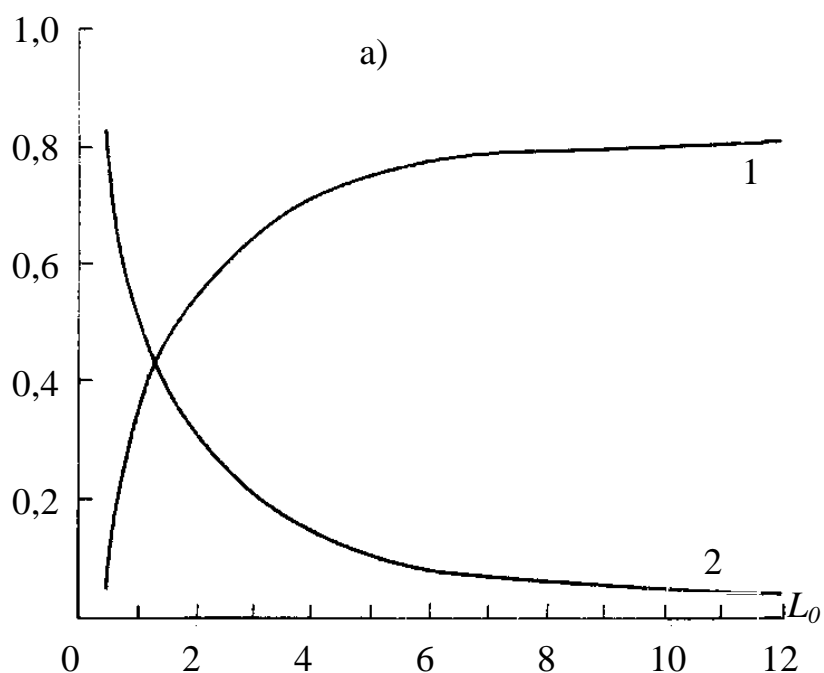


Рис. 7.2 – Залежність відношення розрахованих значень транспірації (1) і випаровування з ґрунту під покривом рослин (2) до сумарного випаровування від відносної площі листя L_0 (А.П. Бойко, 1993).

Таблиця 7.1 – Відношення фізичного випаровування з ґрунту до сумарного випаровування (в %) для травостою різної висоти і щільності при $\tilde{T}_p = 20$ °С, $\tilde{u}_p = 3,5$ м/с і відносній вологості повітря 50 % (А.П. Бойко, 1993).

Висота травостою, см	Питома діяльна поверхня фітомаси, см ² /см ³									
	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09	0,10
30	73	56	45	38	32	28	24	23	19	18
40	64	46	36	29	24	20	17	17	15	14
50	57	40	28	23	19	16	15	12	12	11
60	52	35	24	19	16	14	12	10	10	9
70	48	30	21	16	13	11	10	9	8	8
80	42	26	18	14	11	10	10	8	7	7
90	39	24	16	12	10	10	8	8	7	6
100	36	21	15	10	9	8	7	6	6	6
110	34	18	14	10	8	8	6	5	6	5
120	31	18	11	10	8	7	5	5	4	4

Наприклад, у другій половині травня 1957 р. запаси вологи під озимом пшеницею склали 20 мм, а в 1958 р. вони досягали 150–170 мм. Відповідно до цього середні добові значення сумарного випаровування в посушливому 1957 р. за весь період вегетації були значно менше, ніж у вологому 1958 р. Сумарне випаровування за весь період вегетації (березень – червень) у 1957 р. виявилось, як і середня вологість ґрунту, приблизно в два рази менше, ніж у 1958 році. Максимальне сумарне випаровування у 1957 р. склало 4–5 мм, а в 1958 р. – 6–10 мм.

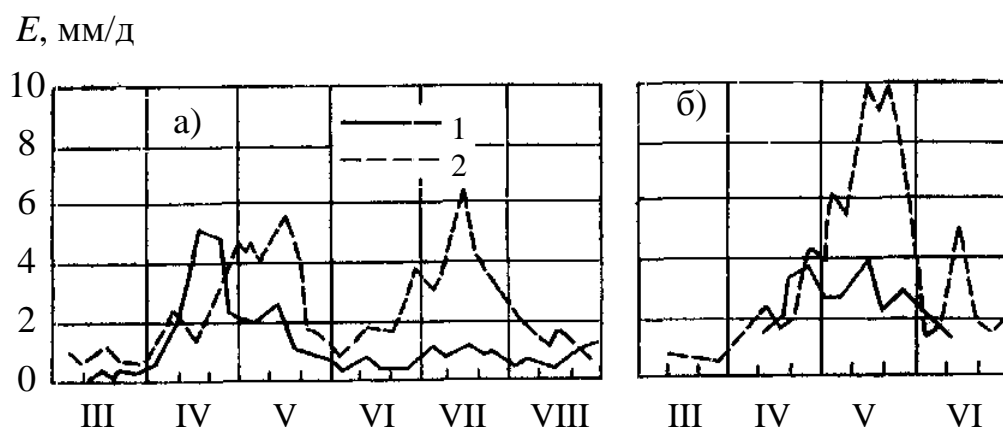


Рис. 7.3 – Інтенсивність сумарного випаровування E при природному зволоженні з різних угідь (С.І. Харченко, 1975)
а) цїлина; б) озима пшениця: 1 – 1957 р.; 2 – 1958 р.

Аналогічна картина спостерігалася і для інших сільськогосподарських культур і в інші роки. Коливання сумарного випаровування найбільш помітні при аналізі інтенсивності випаровування. Для посушливих років інтенсивність випаровування в 1,5–2 рази менше, ніж для вологих.

На рис. 7.4 представлені інтегральні криві сумарного випаровування з полів різних сільськогосподарських культур й угідь і випаровуваність за вологий (1958 р.) і сухий (1963 р.) за умовами зволоження роки. У вологий рік наростання випаровування із сільськогосподарських культур і цїлини було близьке до наростання випаровуваності. Наприкінці травня на цїлині була проведена косовиця, тому інтенсивність випаровування різко зменшилася. Для кукурудзи, вегетація якої починається з другої декади червня, відзначалося відставання в наростанні випаровування, тому що до цього випаровування відбувалося майже з оголеної поверхні, тому випаровування з пару близько до випаровування з поля, засіяного кукурудзою. Після появи сходів кукурудзи інтенсивність випаровування з цього поля дорівнює випаровуваності. На кінець червня різниця між

інтегральними значеннями випаровуваності і випаровування з поля озимої пшениці дорівнює 30 мм, з ячменю і ярої пшениці – 80-90 мм, з кукурудзи – 180 мм. У липні і серпні особливо помітним стає відставання випаровування на паровому полі.

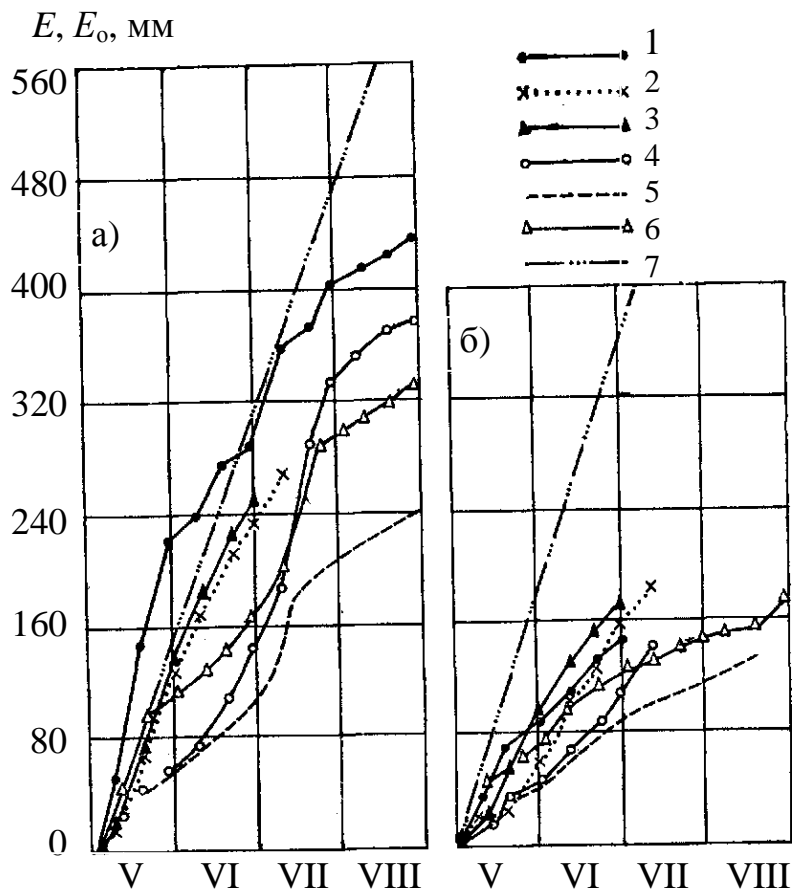


Рис. 7.4 – Інтегральні криві сумарного випаровування E і випаровуваності E_0 (С.І. Харченко, 1975).

a – 1958 р.; b – 1963 р.; сумарне випаровування з: 1 – озимої пшениці; 2 – ярої пшениці; 3 – ячменю; 4 – кукурудзи; 5 – пару; 6 – цілини; 7 – випаровуваність.

У сухий рік інтегральне значення випаровуваності істотно перевищує випаровування із сільськогосподарських культур, цілини і пару, що вказує на велику роль зволоження ґрунту у формуванні випаровування; на кінець червня різниця між інтегральними значеннями випаровуваності і випаровування, наприклад, для ячменю, ярої й озимої пшениць складає 180–210 мм, для кукурудзи – 240 мм.

Таким чином, у посушливі роки, незважаючи на великі енергетичні ресурси, інтенсивність випаровування нижче, ніж у роки з високим зволоженням ґрунту. В вологі роки, незважаючи на зниження енергетичних ресурсів, інтенсивність випаровування через високі вологозапаси виявилось значно вище, ніж у сухі роки.

7.4. Вологість повітря у рослинному покриві

Формування профілю вологості повітря у рослинному покриві – надзвичайно складне і динамічне явище, яке складається при спільній дії атмосферних опадів, фізичного випаровування або конденсації, транспірації рослин і пароподібного перенесення вологи під впливом градієнтів вологості, температури, швидкості вітру та інших факторів. Очевидно, що головним фактором формування режиму зволоженості виступають атмосферні опади, але їхнє екологічне значення істотно трансформується під впливом радіації, температури, швидкості вітру, властивостей рослинності та ґрунту.

Вичерпне описання режиму зволоженості внутрішньої атмосфери рослинного покриву дає диференціальне рівняння турбулентної дифузії водяної пари С.В. Нерпіна і А.Ф. Чудновського

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{\omega}(z,t) \frac{\partial q}{\partial z} \right) - S_{\omega}(z,t), \quad (7.35)$$

де

$$S_{\omega}(z,t) = \begin{cases} E_0(z,t) + E_{tr}(z,t), & 0 \leq z \leq h_0 \\ 0, & h_0 < z \leq H_1 \end{cases}, \quad (7.36)$$

E_0 – інтенсивність фізичного випаровування (конденсації),

E_{tr} – інтенсивність транспірації,

k_{ω} – коефіцієнт турбулентного обміну для водяної пари.

Застосування цього рівняння пов'язано з необхідністю формулювання граничних умов на нижній ($z = 0$) і верхній ($z = H_1$) границі системи ґрунт – рослина – атмосфера і труднощами ідентифікації вхідних у нього функцій k_{ω} , E_0 і E_{tr} , що істотно залежать також від масової частки водяної пари q у рослинному покриві та інших метеорологічних факторів і властивостей рослинності. Наприклад, інтенсивність транспірації на висоті z в момент часу t залежить від інтенсивності радіації, швидкості вітру, температури повітря і листя, вологості повітря і листя (точніше, від різниці потенціалу вологи між листком і повітрям), від щільності листової поверхні на даній висоті та ряду інших факторів (більш детально ці питання розглядаються в розд. 12).

В процесі транспірації і випаровування з ґрунту в травостої встановлюється свій режим вологості. Для травостою висотою $H=100$ см при $s = 0,01; 0,05$ і $0,1$ см²/см³ та деякому наборі метеорологічних умов v , \bar{T}_p , \bar{u}_p середні по висоті та за добу значення відносної вологості повітря у рослинному покриві наведені в табл. 7.2.

Таблиця 7.2 – Залежність осередненої по висоті і за добу відносної вологості повітря (%) міжлистяного простору в травості висотою 100 см від його щільності ($\text{см}^2/\text{см}^3$) і середніх добових метеорологічних характеристик повітря (А.П. Бойко, 1993).

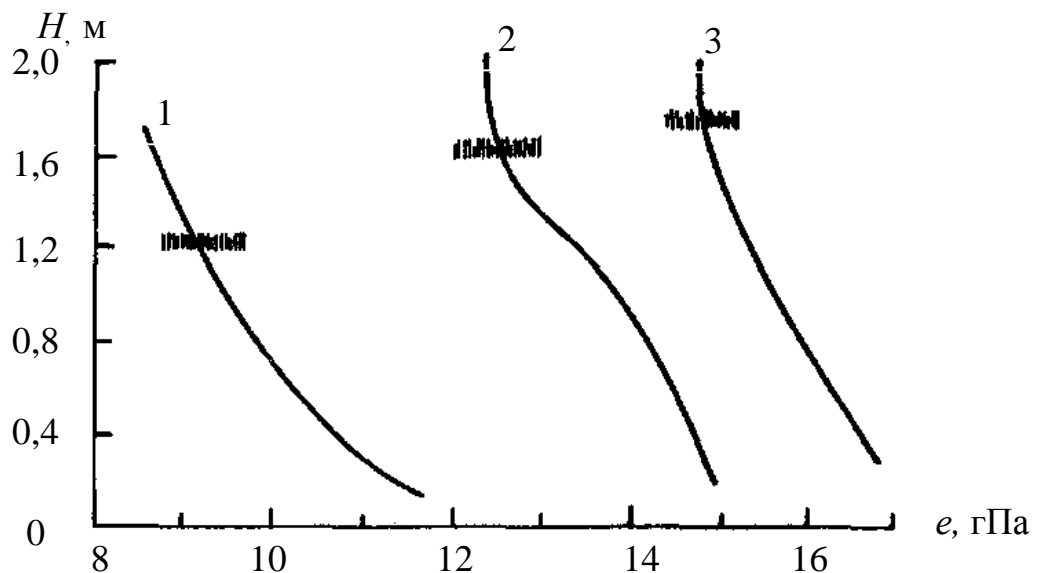
№ п/п	$v, \%$	$\bar{T}_p, ^\circ\text{C}$	$\bar{u}_p, \text{м/с}$	$s = 0,01$	$s = 0,05$	$s = 0,1$
1	30	20	3,5	41,5	54,1	64,0
2	50	15	3,5	56,7	65,9	76,8
3	50	15	5,5	54,4	62,0	71,7
4	50	15	7,5	56,9	60,0	69,2
5	50	20	3,5	59,3	67,4	78,7
6	50	20	5,5		65,3	
7	50	20	7,5		63,3	
8	50	25	3,5	59,1	69,0	76,1
9	50	25	5,5	59,4	65,0	73,7
10	50	25	7,5	57,7	63,0	68,6
11	70	20	3,5	76,5	82,6	87,2
12	90	20	3,5	93,5	94,6	96,2

Відносна вологість у травості завжди вище вологості повітря приземного шару, з підвищенням щільності травостою, температури повітря, вологості приземного шару вона росте, а от з посиленням вітру – падає, тому що прискорюється винесення водяної пари із травостою. Повітря травостою між листям ніколи не досягає повного насичення. Як тільки починається випаровування, листя охолоджується, а це в свою чергу послабляє транспірацію, і водяної пари, яка поступає з листя, виявляється недостатньо для насичення міжлистяного простору

Розглянемо режим вологості повітря в травості озимого жита за експериментальними даними Н.А. Єфімової. Відповідно до виділених типів погоди було зроблено осереднення даних спостережень у денні, ранкові та вечірні години для періодів із прохолодною малохмарною (10–17 червня), жаркою і малохмарною (18–26 червня) і теплою хмарною (28 червня – 8 липня) погодою у 1966 р.

На рис. 7.5 представлені вертикальні профілі тиску водяної пари в денні години за спостереженнями на полі озимого жита. Поза залежністю від типу погодних умов відзначається плавна зміна вологості повітря з висотою в шарі рослинного покриву. При цьому найвищі значення вологості повітря відзначаються поблизу поверхні ґрунту. Градієнти вологості повітря закономірно змінюються в залежності від типу погодних умов і фаз розвитку рослин. Так, за спостереженнями на полі озимого жита в 1966 р. у перший період – при прохолодній сонячній погоді – у фазу

колосіння при найбільш інтенсивному рості та розвитку рослин і достатньому зволоженні ґрунту градієнти вологості повітря великі, що пояснюється великими витратами тепла на транспірацію. В період жаркої посушливої погоди у фази цвітіння і початок наливу зерна при значному зменшенні запасів води у ґрунті транспірація зменшується, внаслідок чого зменшуються градієнти вологості повітря.



7.5 – Вертикальні профілі тиску водяної пари на полі озимого жита у денні години (11–15 г) осереднені за різні періоди (Н.А. Єфімова, 1968).

Періоди: 1) 10–17 червня; 2) 18–26 червня; 3) 28 червня – 8 липня.

Такий плавний, близький до лінійного, характер зміни вологості повітря з висотою обумовлений відповідним розподілом елементів рослинного покриву в одиниці об'єму, займаної цими рослинами. Характерною рисою травостою озимого жита у фази колосіння, цвітіння і наливу зерна є рівномірне зменшення з висотою площі поверхні листя і стебел, причому найбільша площа листя і стебел розташовується на рівні нижньої третини висоти рослин. Таким чином, структура посіву, а саме розподіл поверхні листя і стебел по вертикалі, в значній мірі визначає режим вологості повітря у травостої сільськогосподарських культур.

Розглянемо вологість повітря на полях з різними сільськогосподарськими культурами, тобто на картопляному полі весняної посадки з густотою стояння рослин 70×70 см, кукурудзяному і люцерновому полях і на ріллі.

Картопля, кукурудза і люцерна є поливними культурами, але характер їхнього травостою істотно різний. Це разом з особливостями транспірації рослин і створює своєрідний режим вологості повітря в середовищі

рослин, який різко відрізняється від режиму вологості на ріллі. На зрошуваних полях картоплі, кукурудзи і люцерни спостерігається інтенсивне випаровування як безпосередньо зі зволоженої поверхні ґрунту, так і з більш глибоких шарів ґрунту шляхом транспірації рослин. На ріллі в літній період верхній шар ґрунту висушений (вологість близько нуля), тому вологість повітря тут визначається в основному загальним вологовмістом повітряної маси.

Хід тиску водяної пари протягом доби на картопляному, кукурудзяному і люцерновому полях, як це видно з даних рис. 7.6, істотно відрізняється від ходу тиску водяної пари на ріллі.

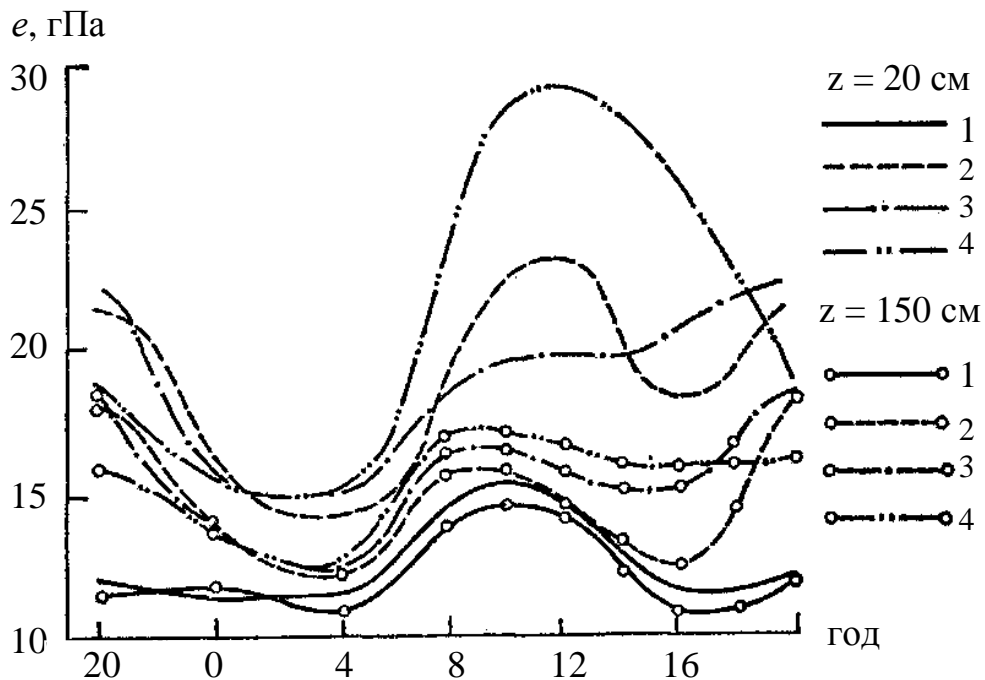


Рис. 7.6 – Добовий хід тиску водяної пари e , осереднений за період 8–26 липня 1955 р. на висотах 20 і 150 см (Ф.А. Мумінов, 1963).
1 – рілля; 2 – картопляне поле; 3 – кукурудзяне поле; 4 – люцернове поле.

На ріллі мінімум тиску водяної пари складає близько 10 гПа. Амплітуда добових коливань тиску водяної пари на ріллі відносно невелика і дуже мало міняється з висотою. Середньодобовий тиск водяної пари на ріллі складає близько 12 гПа.

Добовий хід тиску водяної пари на картопляному, кукурудзяному і люцерновому полях виражений дуже чітко. На картопляному полі в добовому ході тиску водяної пари спостерігаються два максимуми і два мінімуми. На кукурудзяному полі на висоті 150 см денний мінімум виражений дуже слабо за рахунок малого турбулентного обміну. На висоті 20 см на кукурудзяному і люцерновому полях денний мінімум майже не виявляється, це, очевидно, пояснюється незначним вертикальним

обміном повітря, яке знаходиться в середовищі рослин з вище розташованими шарами. Добові амплітуди тиску водяної пари на картопляному, кукурудзяному і люцерновому полях великі й зменшуються з висотою; на висоті 1,5 м вони в два рази і більше перевищують амплітуди тиску водяної пари на ріллі.

7.5. Взаємодія часток опадів з рослинним покривом

При випаданні крапель дощу на ґрунт, покритий рослинністю, частина їх безпосередньо досягає поверхні ґрунту, частина осідає на елементи рослин у вигляді плівки води або окремих крапель, частина вологи стікає по стеблах і листках рослин. Відбувається послідовне переміщення вологи з верхніх рівнів на нижні, розбризкування крапель при ударі об елементи підстильної поверхні, утворення нових крапель у окремих місцях рослин.

Процес перехоплення опадів, які випадають, можна розбити на три фази: 1) перехоплення опадів рослинами до повного їхнього насичення вологою; 2) досягнення рослинами стану насичення і перехід до стану динамічної рівноваги; 3) випаровування вологи з поверхні стебел і листя після закінчення опадів.

Кількість вологи, яка визначає насичення, залежить від сумарної площі поверхні листя і стебел рослин. Для характеристики рослин з погляду їхньої здатності перехоплювати опади, запропонований безрозмірний параметр $K = \frac{L'}{S}$ – відносний коефіцієнт перехоплення, який представляє собою відношення площі ортогональної проекції всього листового покриву рослин L' над деякою поверхнею до розміру цієї площі S . Кількість перехоплених опадів залежить від кількості зеленої маси на одиницю поверхні ґрунту, покритої рослинним покривом P_0 (г/см²). Для окремого дощу кількість захопленої вологи або товщина шару води h_w (мм) пов'язана з величиною P_0 співвідношенням

$$h_w = 2,8P_0. \quad (7.37)$$

Осідання вологи на рослини відбувається в основному у вигляді плівки води. Розрахована за даними захоплення рослинами вологи середня товщина плівки води на елементах рослин складає 0,12 мм. Кількість перехопленої насиченої вологи залежить від виду рослин, фази їхнього розвитку і густоти посадки (табл. 7.3). Перехоплення опадів зерновими культурами в період сходи – кушіння незначне, але різко зростає в період виходу в трубку. Максимальне перехоплення спостерігається в період молочної стиглості, середнє перехоплення опадів зерновими культурами за один дощ складає 1,0–1,8 мм.

Таблиця 7.3 – Середнє перехоплення рослинним покривом опадів за один дощ в залежності від виду рослин і фази їхнього розвитку (О.Г. Булавко, 1968)

Вид культури	Період спостережень	h_w , мм
Озиме жито	1 травня – колосіння	0,16
	Колосіння – збирання	0,68
Ячмінь	Сходи – колосіння	0,19
Яра пшениця	Колосіння – збирання	0,90
Картопля	Сходи – змикання бадилля	0,42
	Змикання бадилля – збирання	1,11
Трави багаторічні	1 травня – змикання травостою	0,83
	Змикання травостою – 1-й укіс	1,28
	1-й укіс – 31 жовтня	0,99
Кукурудза	Сходи – змикання травостою	0,44
	Змикання травостою – збирання	1,24

При випаданні опадів на трав'яну і лугову рослинність в середньому у денні години кількість затриманих опадів у світлий час доби більше, ніж у темний. Це обумовлено різними швидкостями випаровування осілої на рослини вологи. Так, при майже однакових сумах опадів вночі і вдень (48 і 52 % відповідно) вночі затримується 45 % опадів, а вдень – 65 %.

При аналізі впливу опадів на випаровування, насамперед, варто звернути увагу на два важливих фактори. По-перше, опади, перехоплені рослинною масою, розподіляються на її поверхні нерівномірно. Поряд з відносно рівномірним змочуванням усієї поверхні рослин звичайно спостерігається більш значне скупчення вологи на окремих листках. По-друге, інтенсивність випаровування затриманої вологи з різних частин рослини неоднакова і залежить від їхнього розташування у рослинному покриві. В результаті безпосередньо після закінчення дощу випаровування перехопленої вологи дорівнює випаровуваності з поверхні рослинної маси E_{pm} , а далі зменшується, прямуючи до нуля (рис. 7.7). Ця залежність апроксимована А.І. Будаговським експонентною функцією

$$E_z = E_{pm} e^{-\alpha_z t}, \quad (7.38)$$

де E_z – випаровування затриманих опадів;

E_{pm} – випаровуваність з поверхні рослинної маси;

α_z – коефіцієнт пропорційності, який характеризує швидкість зменшення випаровування затриманих опадів;

t – час після закінчення дощу.

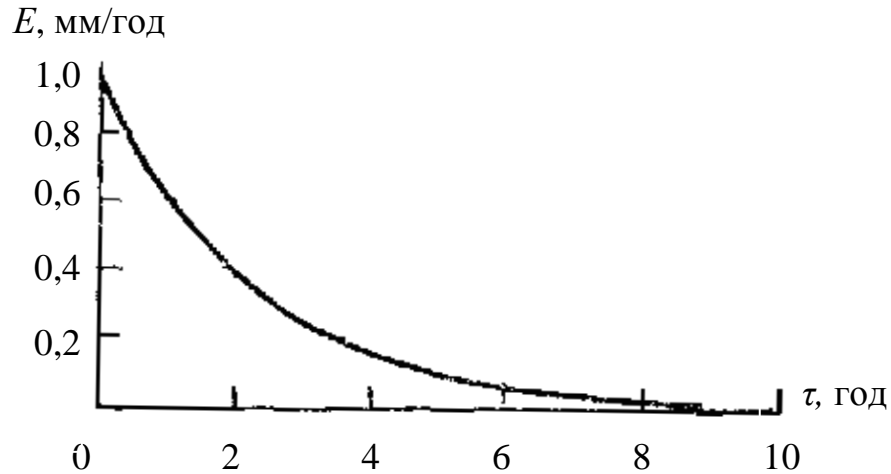


Рис. 7.7 – Випаровування опадів, затриманих рослинним покривом, при достатньому зволоженні ґрунту (А.І. Будаговський, 1964).

7.6. Методи розрахунку сумарного випаровування

Метод водного балансу. Рівняння водного балансу вертикального стовпчика суші, що проходить від її поверхні до глибин, на яких припиняється вологообмін, має вигляд

$$\theta_{on} = E + \theta_{nc} + \theta_{вл}, \quad (7.39)$$

де θ_{on} – опади;

E – випаровування;

θ_{nc} – поверхневий стік;

$\theta_{вл}$ – вологообмін поверхні суші з нижче лежачими шарами.

Представимо член $\theta_{вл}$, який характеризує вологообмін поверхні суші з нижче лежачими шарами у рівнянні (7.39), у вигляді

$$\theta_{вл} = (W_k - W_n) + \theta_{ин} + \theta_{вс} - \theta_{зр}, \quad (7.40)$$

де $(W_k - W_n)$ – зміна вологовмісту вертикального стовпчика суші за розглянутий період;

$\theta_{ин}$ – інфільтрація;

$\theta_{вс}$ – внутрішньогрунтовий стік;

$\theta_{зр}$ – підтік води з ґрунтових вод.

Тоді

$$\theta_{on} = E + \theta_{nc} + (W_k - W_n) + \theta_{ин} + \theta_{вс} - \theta_{зр}. \quad (7.41)$$

У тих випадках, коли $\theta_{ин}$, $\theta_{вс}$ і $\theta_{зр}$ можна знехтувати, рівняння водного балансу (7.21) буде мати вигляд

$$E = \theta_{on} - \theta_{nc} + (W_n - W_k). \quad (7.42)$$

Найбільш точно рівняння (7.42) виконується для літнього періоду в зоні недостатнього зволоження, де влітку стік практично відсутній і член $(W_n - W_k)$ представляє собою, власне кажучи, зміну вологозапасів верхнього метрового шару ґрунту. В цілому ж трудомісткість вимірювання вологозапасів ґрунтів і велика нерівномірність розподілу ґрунтової вологи по території обмежують можливість використання рівняння водного балансу для розрахунків випаровування за період менше року.

Метод турбулентної дифузії. Метод заснований на визначенні турбулентної дифузії водяної пари, яка обумовлює вертикальний вологообмін між підстильною поверхнею і атмосферою. Швидкість випаровування E у приземному шарі повітря над однорідною підстильною поверхнею при цьому виражається рівнянням

$$E = -\rho k \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (7.43)$$

де q – масова частка водяної пари;

ρ – щільність повітря;

k – коефіцієнт турбулентності;

z – висота над підстильною поверхнею;

$\partial q / \partial z$ – вертикальний градієнт масової частки водяної пари.

Після інтегрування рівняння (7.43) по z одержимо

$$E = \rho k_1 \frac{q_{z_1} - q_{z_2}}{\ln(z_2 / z_1)}, \quad (7.44)$$

де k_1 – коефіцієнт турбулентності на одиничній висоті;

z_1 і z_2 – висоти вимірювання вологості q у приземному шарі.

Таким чином, для визначення випаровування методом турбулентної дифузії необхідні вимірювання вологості повітря на двох висотах і значення коефіцієнта турбулентності, який звичайно визначається на підставі градієнтних вимірювань швидкості вітру і температури повітря.

Метод теплового балансу. Цей метод заснований на сумісному розв'язанні рівняння теплового балансу

$$R_0 = lE + P_0 + B_z \quad (7.45)$$

і рівнянь для визначення випаровування (7.44) і турбулентного теплообміну P_0 між підстильною поверхнею і атмосферою

$$P_0 = \rho c_p \frac{T_1 - T_2}{\ln(z_2 / z_1)}, \quad (7.46)$$

де c_p – питома теплоємність повітря при постійному тиску;
 T_1 і T_2 – температура повітря на висотах z_1 і z_2 .

У цьому випадку вираз для визначення випаровування набирає вигляду

$$lE = \frac{R_0 - B_z}{1 + \frac{c_p}{l} \cdot \frac{T_1 - T_2}{q_1 - q_2}}, \quad (7.47)$$

Перевагою формули (7.47) перед формулою (7.44) є відсутність у (7.47) коефіцієнта турбулентності, визначення якого пов'язане зі значними труднощами. Для визначення випаровування за формулою (7.47), крім градієнтів температури ($T_1 - T_2$) і вологості повітря ($q_1 - q_2$), необхідно знати радіаційний баланс R_0 і теплообмін між підстильною поверхнею і нижче лежачими шарами ґрунту B_z .

Рівняння зв'язку. Багато дослідників уже давно знайшли тісний зв'язок між тепловим і водним режимами окремих територій, який спостерігається в природі. Найбільш вдале кількісне вираження цього зв'язку було запропоновано Е. М. Ольдекопом (1911) у вигляді

$$E = E_0 th(\theta_{on} / E_0), \quad (7.48)$$

де E – випаровування;

θ_{on} – опади;

E_0 – максимально можлива величина випаровування за даних метеорологічних умов (випаровуваність);

th – гіперболічний тангенс.

Для E_0 Ольдекоп надає такий вираз

$$E_0 = 136 d_{cp}, \quad (7.49)$$

де d_{cp} – середній дефіцит вологи в літній період.

Ольдекоп проаналізував також емпіричну формулу Шрейбера, побудовану за експериментальними даними ще раніше, і показав, що вхідний у цю формулу параметр повинен відповідати випаровуваності. Таким чином, була отримана формула Шрейбера-Ольдекопа, яка має вигляд

$$E = \theta_{on} (1 - e^{-E_0 / \theta_{on}}). \quad (7.50)$$

На підставі аналізу експериментального матеріалу М.І. Будико знайшов залежність середнього багаторічного випаровування від кількості опадів і радіаційного балансу. Зі збільшенням опадів і притоку радіаційного тепла випаровування зростає. Відношення E_0/θ_{on} виявилось можливим замінити виразом $R_0/l\theta_{on}$, який представляє собою відношення радіаційного балансу зволоженої поверхні R_0 до витрати тепла на випаровування опадів $l\theta_{on}$.

Відповідно до цього формули (7.48) і (7.50) М.І. Будико представив у вигляді:

$$E = \frac{R_0}{l} th\left(\frac{l\theta_{on}}{R_0}\right); \quad (7.51)$$

$$E = \theta_{on} \left(1 - e^{-R_0/l\theta_{on}}\right) \quad (7.52)$$

і запропонував нове рівняння зв'язку

$$E = \sqrt{\frac{R_0\theta_{on}}{l} \left(1 - e^{-R_0/l\theta_{on}}\right) th\left(\frac{l\theta_{on}}{R_0}\right)}. \quad (7.53)$$

На підставі даних лізиметричних спостережень Тюрк (1958) запропонував емпіричні формули для визначення випаровування за короткі проміжки часу з оголеного ґрунту і з ґрунту, покритого рослинністю. Формула для визначення сумарного випаровування (мм/д) представлена ним у вигляді

$$E = \frac{\theta_{on} + \Delta W + v}{\sqrt{1 + \left(\frac{\theta_{on} + \Delta W}{E_{\max}} + \frac{v}{2E_{\max}}\right)^2}}, \quad (7.54)$$

де θ_{on} – опади за декаду;

ΔW – зміна вологовмісту оголеного ґрунту за декаду;

v – «фактор рослинності», який залежить від приросту сухої маси рослин, дефіциту вологості ґрунту та ін.;

E_{\max} – характеристика максимального декадного випаровування з оголеного ґрунту, обумовлена в залежності від середньої декадної температури повітря T і сумарної сонячної радіації Q :

$$E_{\max} = \frac{1}{16} (T + 2) \sqrt{Q} \quad \text{при } T > 2 \text{ } ^\circ\text{C},$$

$$E_{\max} = 0 \quad \text{при } T \leq 2 \text{ } ^\circ\text{C}.$$

Досить широке поширення одержав метод визначення місячного випаровування по температурі і вологості повітря, запропонований О.Р. Константиновим. В основу методу покладені наступні міркування. Як відомо, у приземному шарі повітря виконується умова $E = \rho k \frac{\partial q}{\partial z}$. Однак величини, які входять у формулу для визначення E , не вимірюються на метеорологічних станціях. О.Р. Константинов спробував зв'язати величини, що входять у цю формулу, з метеоелементами, які вимірюються на метеорологічних станціях.

З цією метою ним були побудовані кореляційні графіки температури і вологості повітря на висоті 2 м із градієнтами температур ($T_0 - T$) і вологості ($e_0 - e$), де T_0 – температура діяльної поверхні; e_0 – парціальний тиск насиченої пари при температурі T_0 ; T і e – температура і вологість повітря, які вимірюються на висоті 2 м.

Для побудови цих графіків використовувалися матеріали градієнтних спостережень, одержані в різних кліматичних умовах над різними видами підстильної поверхні. При цьому спочатку в значення T і e вносилися поправки, які враховують інерційність передачі тепла і вологи від діяльної поверхні на рівень 2 м у добовому і сезонному ході. Далі був побудований кореляційний графік між швидкістю вітру, температурою і вологістю повітря, а також аналогічний графік залежності параметра шорсткості від температури і вологості повітря.

Оскільки усі визначальні величини випаровування виявилися зв'язаними з температурою і вологістю повітря, були побудовані кореляційні графіки між добовими сумами випаровування, які були визначені методом турбулентної дифузії, і середніми добовими значеннями температури і вологості повітря (з поправками на добовий і річний хід). Місячні значення випаровування при цьому розраховувались множенням добових величин на кількість днів у місяці.

На рис. 7.8 наведено графік для розрахунку величин випаровування за місяць за методом О.Р. Константинова.

Формула Блейні і Крідла (1950) має наступний вигляд

$$E = 0,458k_g \sum P(T + 17,8), \quad (7.55)$$

де k_g – коефіцієнт, що залежить від виду культури;

P – частка тривалості денних годин у даному місяці від річної суми, %;

T – середньомісячна температура повітря, °С.

Формула Б.В. Полякова (1947) має такий вигляд

$$E = aW + bT^n + \theta_{on}(1 - \eta), \quad (7.56)$$

де W – середня вологість ґрунту за розрахунковий період;
 θ_{on} – опади; T – температура повітря; η – коефіцієнт стоку;
 n – показник ступеня; a і b – коефіцієнти.

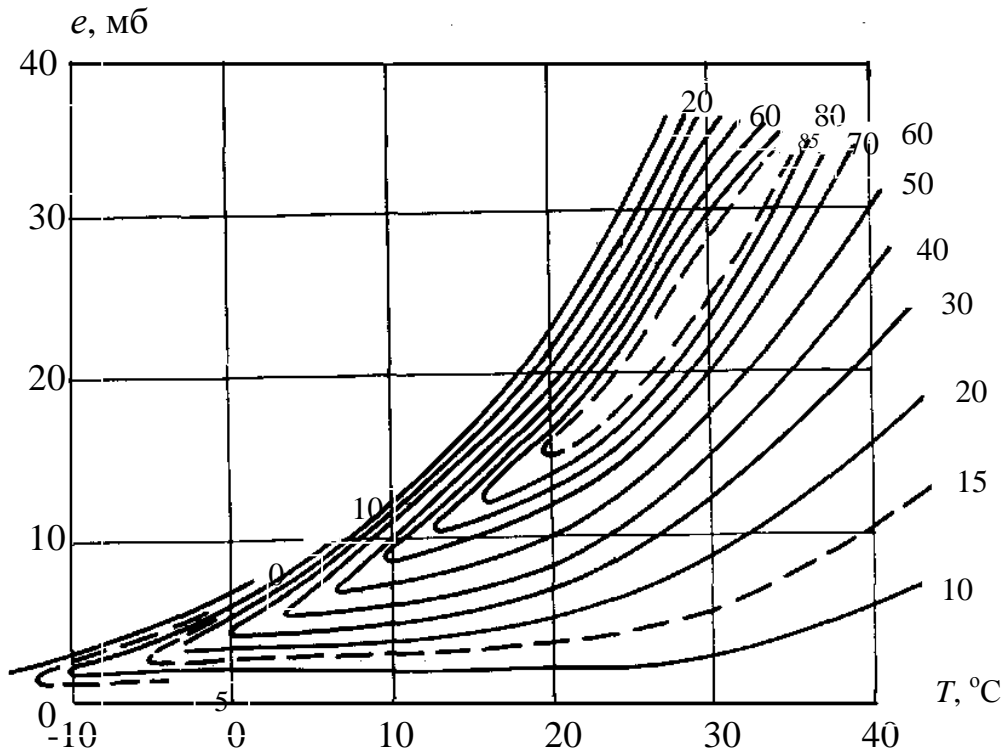


Рис. 7.8. – Значення випаровуваності (мм/місяць) для конкретного року при шорсткості 3 см = $z_0 \approx 3$ см в залежності від температури і вологості повітря на висоті 2 м (О.Р. Константинов, 1967).

Надалі метод Полякова був удосконалений А.С. Конторщиковим. В такому вигляді метод Полякова – Конторщикова знайшов широке застосування в агрометеорології. Були побудовані графіки для розрахунку сумарного випаровування за різні міжфазні періоди вегетації зернових культур в залежності від середньої декадної температури повітря, запасів вологи у ґрунті та суми опадів за декаду.

Цікавий метод був запропонований В.С. Мезенцевим у 1957 р. Формула Мезенцева має вигляд

$$\frac{E}{E_0} = \left[1 + \left(\frac{X + W_1 + W_2}{E_0} \right)^{-n} \right]^{-1/n}, \quad (7.57)$$

де E_0 – випаровуваність (теплоресурси);

W_1, W_2 – вологість діяльного шару на початок і кінець розрахункового періоду;
 n – параметр, рівний трьом для умов рівнинних ландшафтів.

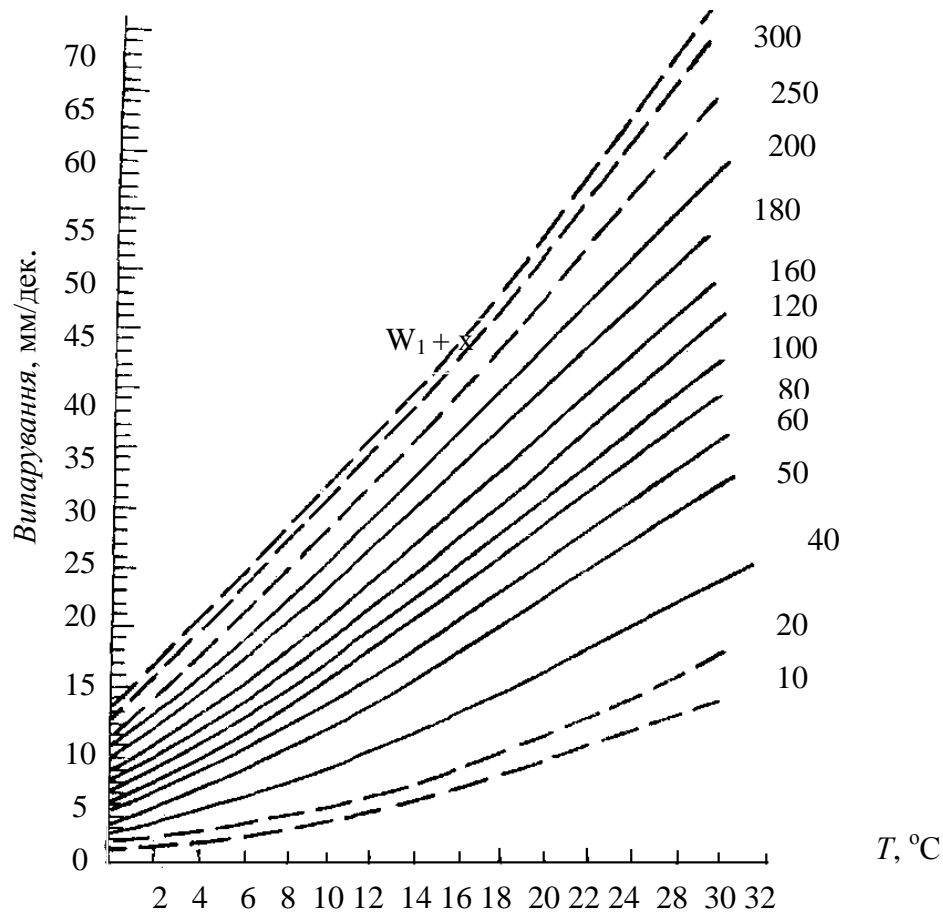


Рис. 7.9 – Графік для розрахунку сумарного випаровування ярої пшениці за період від виходу в трубку до цвітіння (А.С. Конторщиків, 1957).

Комплексні методи. Комплексні методи розрахунку випаровування з поверхні суші ґрунтуються на використанні рівняння водного балансу з залученням окремих елементів рівняння теплового балансу (головним чином при визначенні максимально можливого випаровування). До таких методів відносяться розрахункові схеми Альбрехта, Торнтвайта, Пенмана.

У США і Канаді для розрахунків водоспоживання застосовується метод Торнтвейта. Місячні величини випаровування визначаються за формулою

$$E_m = 16 \left(\frac{10T}{j} \right)^a, \quad (7.58)$$

де E_m – потенційна транспірація за 30 днів;

T – середня місячна температура повітря, °С;

j – теплобалансовий індекс, який розраховується як сума дванадцяти місячних показників i за рік;

a – емпіричний показник, який залежить від j .

Місячні індекси тепла розраховуються за формулою

$$i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1,514}. \quad (7.59)$$

В Англії та інших країнах поширена методика Пенмана

$$E_t = \frac{\Delta R + E_{AT}}{\frac{\Delta}{\gamma_0} + 1}, \quad (7.60)$$

де Δ – константа, яка залежить від температури;

γ_0 – психрометрична постійна;

R – радіаційний баланс;

t – період часу;

E_{AT} – висушувана здатність атмосфери, (величина, яка враховує вплив швидкості вітру і дефіцит вологості повітря, розмірність енергії).

Методики, засновані на сумісному аналізі рівнянь теплового і водного балансу, розроблені рядом авторів – М.І. Будико, С.І. Харченко, Л.І. Зубенко. У цих роботах розглядаються дві стадії випаровування з ґрунту: перша відповідає критично або оптимально зволоженому ґрунту, випаровування з якого дорівнює випаровуваності, а друга – недостатньо зволоженому ґрунту з вологістю нижче критичної.

Використовуючи лінійну залежність інтенсивності випаровування з ґрунту від активних запасів вологи, М.І. Будико запропонував наступну розрахункову схему:

$$E = E_0 \text{ при } \frac{W_1 + W_2}{2} \geq W_0; \quad (7.61)$$

$$E = E_0 \frac{W_1 + W_2}{2W_0} \text{ при } \frac{W_1 + W_2}{2} < W_0, \quad (7.62)$$

де E і E_0 – місячні суми випаровування і випаровуваності;

$\frac{W_1 + W_2}{2}$ – середня за місяць кількість продуктивних запасів вологи у метровому шарі ґрунту;

W_1 і W_2 – продуктивні запаси вологи у метровому шарі ґрунту відповідно на початку і в кінці місяця;

W_0 – критичні продуктивні запаси вологи у метровому шарі ґрунту, за яких і вище яких випаровування E дорівнює випаровуваності E_0 .

Продуктивні запаси вологи W_2 наприкінці місяця розраховуються за формулами:

$$W_2 = \frac{c}{a} \quad \text{при} \quad \frac{W_1 + W_2}{2} < W_0; \quad (7.63)$$

$$W_2 = W_1 + \theta_{on} - \theta_{nc} - E_0 \quad \text{при} \quad \frac{W_1 + W_2}{2} \geq W_0, \quad (7.64)$$

де $c = W_1 b + \theta_{on} - \theta_{nc}$; $b = 1 - \frac{E_0}{2W_0}$; $a = 1 + \frac{E_0}{2W_0}$;

θ_{on} і θ_{nc} – середні багаторічні місячні суми опадів і поверхневого стоку.

В основу розробки тепловоднобалансового методу розрахунку сумарного випаровування із сільськогосподарських полів С.І. Харченко покладені рівняння теплового і водного балансу з урахуванням елементів вертикального вологообміну в зоні аерації, а також біологічних особливостей розвитку рослин.

Спрощене рівняння теплового балансу можна записати в наступному вигляді

$$E = \frac{R - P}{l} \cdot \frac{\Delta e}{\Delta e + 0,64\Delta T}. \quad (7.65)$$

Для великої площі з досить зволоженою поверхнею, коли адвективний член рівняння теплового балансу має малі значення, якими можна знехтувати, рівняння (7.65) можна записати так

$$E_0 = \frac{R_0 - P_0}{l} \quad (7.66)$$

або

$$E_0 \approx \frac{R_0}{l}. \quad (7.67)$$

Тут індексом "0" відзначені компоненти рівняння теплового балансу при досить зволоженій поверхні.

Останні два рівняння справедливі для досить тривалих проміжків часу, коли тепловиток у ґрунт і турбулентний тепловиток, які мають відповідно для різних проміжків часу різні знаки, врівноважуються і стають рівними нулю.

Після ділення рівняння (7.65) на (7.66) отримаємо

$$\alpha = \frac{E}{E_0} = \frac{R - P}{R_0 - P_0} \cdot \frac{\Delta e}{\Delta e + 0,64\Delta T}. \quad (7.68)$$

Параметр α іноді називають *біологічним параметром*, а його зміна в часі – *біологічною кривою*. Неважко бачити, що такі назви параметра α справедливі лише для випадку достатнього зволоженого ґрунту, коли він не залежить від зволоження. При недостатньому зволоженні ґрунту він залежить як від біологічних особливостей рослин, так і від вологості ґрунту. Тому α у всіх випадках краще називати *коефіцієнтом сумарного випаровування*.

Різниця $R - P$ і $R_0 - P_0$ відрізняються незначно, а відношення їх коливається в межах 0,9–1,0. Тому для наближених розрахунків можна прийняти

$$\alpha = \frac{E}{E_0} = \frac{El}{R_0 - P_0} \approx \frac{\Delta e}{\Delta e + 0,64\Delta T}. \quad (7.69)$$

Будучи наближеною характеристикою турбулентного теплотоку, параметр α в той же час виявляє певну залежність від вологозапасів ґрунту і фаз розвитку рослин. Отримано графічні залежності коефіцієнтів сумарного випаровування α від середніх продуктивних вологозапасів у шарі розповсюдження коріння $\frac{W_{hn} + W_{hk}}{2}$, розділених на вільну пористість $\gamma = W_{н.в} - W_{в.з}$. Аналітичний вираз наведених залежностей можна записати у вигляді

$$E = \beta E_0 \frac{W_{hn} + W_{hk}}{2\gamma} = \beta \frac{R_0 - P_0}{l} \cdot \frac{W_{hn} + W_{hk}}{2\gamma}, \quad (7.70)$$

де β – кутовий коефіцієнт нахилу лінії зв'язку, який залежить від фази розвитку рослин і стану діяльної поверхні.

При глибокому заляганні ґрунтових вод, а також при відсутності поверхневого стоку формула (7.70) матиме вигляд

$$E = \frac{2W_{hn} + \theta_{оп} + P_{нор}}{1 + \frac{2W_{HB}}{\beta E_0}}. \quad (7.71)$$

Формулами (7.70) і (7.71) можна користуватися для розрахунку величин сумарного випаровування різних сільськогосподарських культур при періодичних поливах і на незрошуваних полях при різній глибині залягання ґрунтових вод $H > 0,1$ м. При цьому числові значення параметра β визначаються по розрахунковій шкалі, яка наведена в табл. 7.4.

Таблиця 7.4 – Осереднені значення декадних і місячних величин параметра β за період вегетації окремих сільськогосподарських культур

Культура	Квітень				Травень				Червень			
	1	2	3	середнє	1	2	3	середнє	1	2	3	середнє
Озимі та ярі колосові	1,0	1,2	1,3	1,2	1,5	1,8	2,8	2,0	3,1	3,0	2,5	2,9
Широкорядні просапні				1,0	1,2	1,5	1,5	1,4	2,0	2,5	3,0	2,5

Продовження таблиці 7.4

Культура	Липень				Серпень				Середнє за період вегетації
	1	2	3	середнє	1	2	3	Середнє	
Озимі та ярі колосові	1,8			1,6				1,2	2,0
Широкорядні просапні	3,0	2,5	2,0	2,5	2,0	1,5	1,2	1,6	2,0

Частина IV ТУРБУЛЕНТНІСТЬ І РЕЖИМ CO₂ У РОСЛИННОМУ ПОКРИВІ

Розділ 8

ТУРБУЛЕНТНІСТЬ У РОСЛИННОМУ ПОКРИВІ

8.1. Аеродинамічні параметри рослинного покриву

Великі площі, покриті рослинністю, спричиняють визначений аеродинамічний опір повітряному потоку, як і всяка інша підстильна поверхня (рис. 8.1).

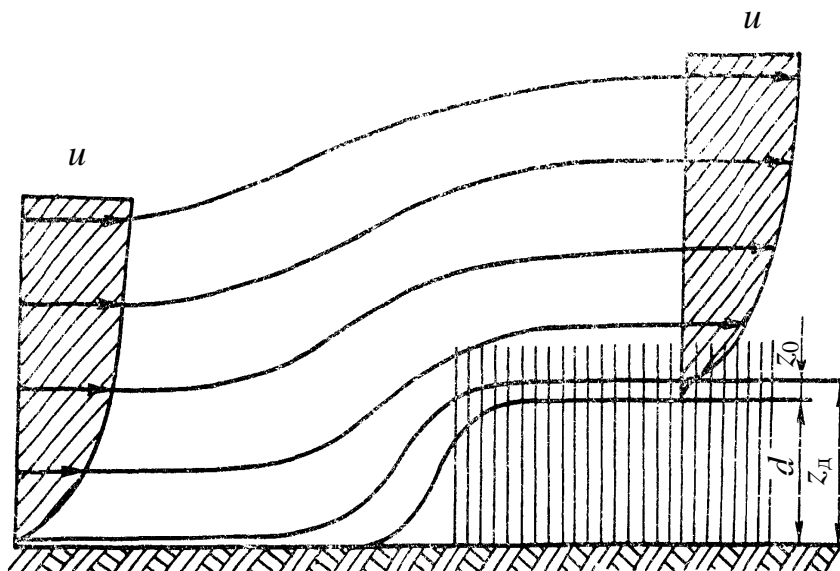


Рис. 8.1 – Схема набігання повітряного потоку на густий і високий травостій (О.Р. Константинов, 1968)

d – шар витиснення; z_0 – шар шорсткості; $z_д$ – діяльний (активний) шар (для швидкості вітру u).

Ця динамічна взаємодія звичайно характеризується так званим коефіцієнтом опору

$$c_D(z) = \frac{u_*^2}{\bar{u}^2(z)}, \quad (8.1)$$

де \bar{u} – середня швидкість вітру;

u_* – динамічна швидкість, обумовлена виразом

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}, \quad (8.2)$$

у якому τ – вертикальний турбулентний потік кількості руху (напряга турбулентного тертя), обумовлений кроскореляцією пульсації вертикального компонента швидкості вітру w' з пульсаціями горизонтальної u' (подовжньої) компоненти швидкості повітряного потоку

$$\frac{\tau}{\rho} = -\overline{w'u'}. \quad (8.3)$$

Якщо на достатньому видаленні по вертикалі від елементів перешкод виконується логарифмічний закон, то використовуючи співвідношення

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0} \quad (8.4)$$

одержимо

$$C_D(z) = \left(\frac{\kappa}{\ln z/z_0} \right)^2, \quad (8.5)$$

де κ – постійна Кармана;

z_0 – шар шорсткості.

У рівнянні (8.4) параметр шорсткості підстильної поверхні є характеристикою аеродинамічного опору цієї поверхні повітряному потоку.

Поблизу нерівностей підстильної поверхні також виконується логарифмічний закон, але висоту z варто відраховувати від деякого рівня d . Рівень, де середня швидкість вітру дорівнює нулю, при цьому ніби піднімається над підстильною поверхнею, а повітряний потік як би «витісняється» нерівностями (рис. 8.1). Так звані О.Р. Константиновим «шари витиснення» спостерігаються, взагалі над будь-якою шорсткуватою поверхнею, але в розрахункових формулах вони враховуються тільки тоді, коли висоти, на яких визначається середня швидкість вітру, можуть бути порівнянними з товщиною цих шарів. Це, зокрема, видно із формули

$$\bar{u} = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z-d}{z_0} \quad \text{при} \quad z \geq d + z_0. \quad (8.6)$$

Якщо $z \gg d$, то рівність (8.6) переходить у звичайний логарифмічний закон $\bar{u} = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}$.

В атмосферному приземному шарі це позначається звичайно при визначенні профілів метеорологічних величин над розвинутим рослинним покривом і особливо істотно, коли висота елементів нерівностей дуже велика.

Аеродинамічні параметри рослинності – коефіцієнт опору, товщина шару витиснення, параметр шорсткості – є функціями висоти, щільності елементів рослинного покриву (параметри дисперсності) і швидкості вітру.

На рис. 8.2 наведена залежність товщини шару витиснення для різних видів рослинності (від трав'яного покриву висотою 0,2 м до тропічних лісів із середньою висотою дерев $h_0 = 50$ м). Суцільна лінія на цьому рисунку апроксимується аналітичною залежністю

$$\lg d = 1,07 \lg h_0 - 0,22, \quad (8.7)$$

де d і h_0 у метрах.

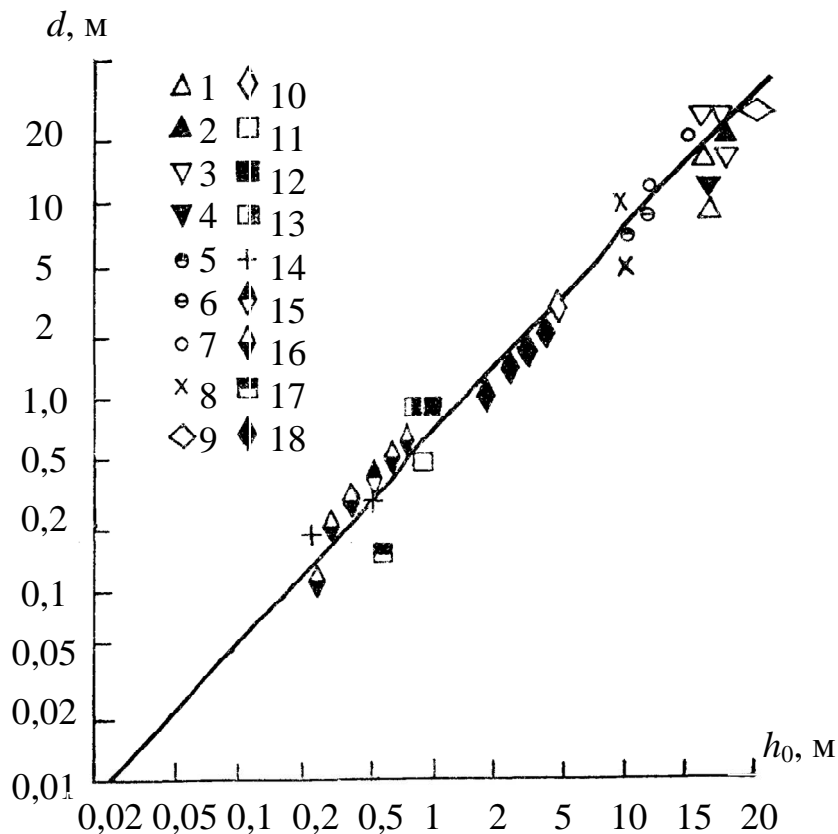


Рис. 8.2 – Залежність товщини шару витиснення d від висоти рослинності h_0 (А.С. Дубов, Л.П. Бикова, С.В. Маруніч, 1968).

1, 2, 3, 4 – ялина; 5 – модрина; 6, 7 – сосна; 8 – осика і береза; 9 – тропічний ліс; 10 – citrusові; 11, 17 – трава; 12 – бобові; 13 – рис; 14 – овес; 15 – пшениця; 16 – люцерна; 18 – кукурудза.

Порівняно невеликий розкид точок відносно прямої свідчить про те, що густота різних типів рослинності, яка може характеризуватися,

наприклад, відношенням r/h_0 (r – середня відстань між елементами рослинності) у природних умовах змінюється незначно, тобто звичайно діапазон густоти росту рослин неширокий, близький до оптимального для даних умов.

Існує цілий ряд інших емпіричних формул, які пов'язують товщину шару витиснення d з висотою рослинності. В 1969 р. Стенхілл на підставі обробки літературних і власних даних за 19 видами сільськогосподарських культур, одержав формулу, близьку до виразу (8.7)

$$\lg \frac{d}{h_0} = -0,154, \quad (8.8)$$

а Коуен використав співвідношення

$$\frac{d}{h_0} = 0,64. \quad (8.9)$$

Товщина шару витиснення залежить також від виду рослинності, характеру листя, розподілу щільності листя по висоті та ін. Так, для зернових культур товщина шару витиснення складає в середньому $2/3$ висоти травостою, для люцерни – $3/4$ висоти травостою, для бавовнику – більш $4/5$ висоти бавовнику.

Від висоти нерівностей залежить і інша, аеродинамічна характеристика підстильної поверхні – параметр *шорсткості* z_0 . Звичайно цей параметр пов'язують з висотою перешкод.

Томм (1968) висловив припущення, що параметр шорсткості та товщина шару витиснення пов'язані між собою. За даними спостережень він одержав наступний вираз

$$z_0 = 0,36(h_0 - d). \quad (8.10)$$

Параметр шорсткості z_0 залежить від густоти стояння і від виду рослинності, а в листяних лісах і від пори року.

Багато дослідників вважають, що і параметр шорсткості і товщина шару витиснення є функціями швидкості вітру. Шорсткість трав'яного покриву зменшується з ростом швидкості вітру. Дані про залежність z_0 від швидкості вітру наведені в табл. 8.1. Така залежність, мабуть, має місце тільки у випадку такої «м'якої» рослинності, як трава або молоді пагони. Для досить «твердої» рослинності (наприклад, хвойний ліс) значне прогинання стебел не може мати місця, а невелике розгойдування крон не зможе помітним чином зменшити шорсткість.

Таблиця 8.1 – Залежність шорсткості трав'яного покриву від швидкості вітру (Пристлі, 1964)

Тип трав'яного покриву	Швидкість вітру на висоті 2 м, м/с	Параметр шорсткості, см
Скошена трава висотою 4,5 см	2	2,4
	6–8	1,7
Трава висотою 60–70 см	1,5	9,0
	3,5	6,1
	6,2	3,7

У цьому випадку при збільшенні швидкості вітру повітряний потік проникає глибше в товщу рослинності, переборюючи опір її елементів. Середня швидкість потоку при цьому перетворюється в нуль на більшій відстані вниз від вершин крон. Цей ефект призводить до зменшення товщини шару витиснення, збільшенню висоти перешкод над цим шаром і, отже, до збільшення параметра шорсткості.

Аналогічна залежність була виявлена і для такої досить твердої рослини, як кукурудза. Параметр шорсткості міняється для кукурудзи від 0,2 до 4,2 см при зміні швидкості повітряного потоку від 3 до 6 м/с.

Зміна параметра шорсткості повинна спричинити за собою і зміну коефіцієнта опору. Для умов нейтральної термічної стратифікації цей коефіцієнт визначається за розрахованими значеннями z_0 і d за співвідношенням

$$c_D = \left(\frac{\kappa}{\ln \frac{z-d}{z_0}} \right)^2. \quad (8.11)$$

О.Р. Константиновим із співробітниками досліджувалася товщина шару витиснення і шорсткості над кукурудзяним полем. На рис. 8.3 наведено графік зв'язку висоти шару витиснення d і висоти кукурудзи h_0 , побудований за даними градієнтних спостережень.

Зміна верхньої границі шару витиснення йде в основному паралельно зміні висоти кукурудзи. Починаючи з фази 19–20-го листка, коли зникається травостій і на одиницю площі поля приходиться значно більше рослинної маси, чим раніше, різниця між висотою рослин і верхньою границею шару витиснення зменшується. Надалі, у фазі викидання волоті й пізніше, коли листя підсихає і частина стебла, на якому розташована мітелка, оголюється, відтискування повітряного потоку травостоем кукурудзи стає відносно меншим, чим у попередні фази. Параметр шорсткості z_0 зростає протягом періоду вегетації: від 2 см у фазу поява 5–

6-го листка до 4–5 см у фазу 15–16-го листка і до 8–10 см у фазу молочно-воскової стиглості.

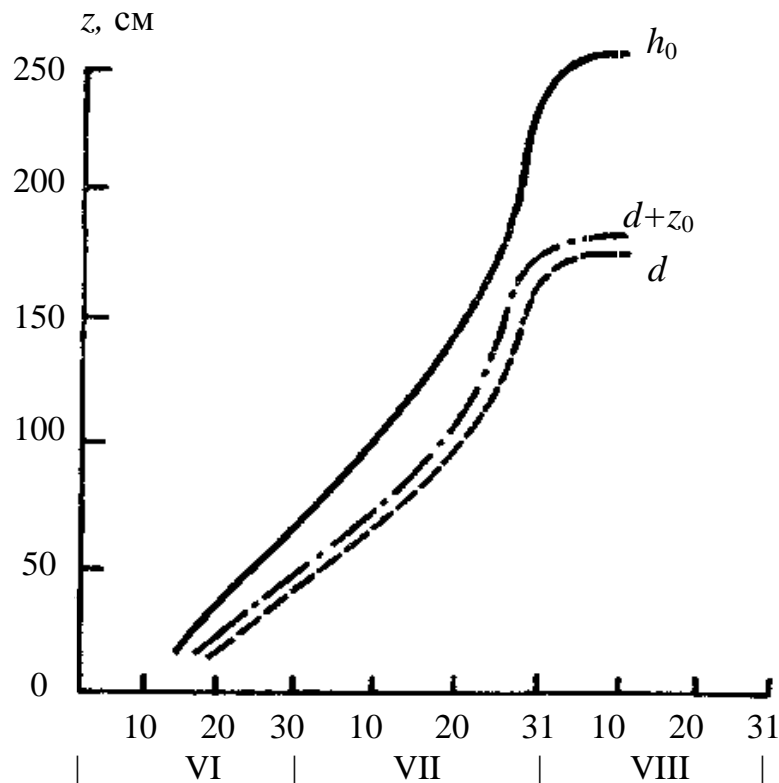


Рис. 8.3 – Зміна в часі висоти травостою h_0 шару витиснення d та загального шару витиснення і шару шорсткості $d + z_0$ кукурудзяного поля (О.Р. Константинов, 1968)

8.2. Рівняння, які описують турбулентний режим у рослинному покриві

Шар повітря з розташованими усередині нього випадково розподіленими перешкодами (елементами рослинності) розглядається як неперервне суцільне середовище для опису якого можуть бути використані звичайні рівняння гідромеханіки. Подібний підхід був успішно використаний при чисельному моделюванні радіаційних процесів у рослинному покриві, коли сукупність листя і стебел, випадково розподілених у повітряному об'ємі, стилізувалась у вигляді мутного середовища, оптичні характеристики якого залежать від щільності листя, його радіаційних властивостей та ін. (розд. 1 і 2).

Для опису динаміки введеного для розгляду модельного середовища звичайні рівняння для прилежого шару атмосфери повинні бути певним чином модифіковані. Така модифікація обумовлена появою сил опору перешкод повітряному потоку. Строго говорячи, ці сили діють тільки на

поверхні перешкод, але, відповідно до прийнятого підходу, ми будемо думати, що вони є об'ємними і можуть бути відповідним чином включені в рівняння. Таким чином, процеси в реальній рослинності з випадковим розподілом поверхневих сил по всьому розглянутому обсязі будуть моделюватися процесами в середовищі з безупинно розподіленими тепер вже об'ємними силами опору.

Тоді відповідно до вище сказаного рівняння руху для цього модельного середовища для стаціонарних і горизонтально однорідних умов запишеться у вигляді

$$\frac{d\tau}{dz} = F_1, \quad (8.12)$$

де F_1 – сила опору, що описує динамічну взаємодію повітря з елементами рослинності.

Для умов повітряного середовища поза зоною перешкод сила F_1 , перетвориться в нуль, а співвідношення (8.12) перетворюється у відоме рівняння для приземного шару, тобто шару постійних по висоті турбулентних потоків.

Як звичайно, силу опору, що діє на об'єм Δv , представимо пропорційній щільності рухомого повітря ρ , квадрату його середньої швидкості \bar{u} та елемента площі обтікаємої перешкоди Δs

$$F = \Delta v F_1 = c_d \rho \bar{u}^2 \Delta s. \quad (8.13)$$

На одиницю об'єму буде тоді діяти сила

$$F_1 = \rho c_d s \bar{u}^2, \quad (8.14)$$

а рівняння руху (8.12) перепишеться у вигляді

$$\frac{1}{\rho} \cdot \frac{d\tau}{dz} = c_d s \bar{u}^2, \quad (8.15)$$

де $s = \Delta s / \Delta v$ – так звана *питома щільність поверхні* – величина, яка має розмірність L^{-1} і характеризує площу поверхні елементів рослинності (листя, стебел та ін.), що приходить на одиницю об'єму.

Як видно з рівняння (8.15), вплив рослинності на формування напруги турбулентного тертя характеризується двома параметрами: *коефіцієнтом аеродинамічного опору c_d* і *питомою щільністю поверхні s* . Зупинимось трохи докладніше на цих параметрах.

Питома щільність поверхні рослинного покриву визначається за допомогою спеціальних фітометричних вимірювань (див. розд. 1).

Розглянемо коефіцієнт аеродинамічного опору c_d . Після інтегрування рівняння (8.15) по вертикалі (змінною щільності повітря з висотою, як звичайно, знехтуємо) і врахування невеликої турбулентної напруги тертя біля поверхні землі в порівнянні з напругою тертя біля верхньої границі рослинності ($\tau_0 \ll \tau_h$), одержимо наступне рівняння

$$c_d = \frac{\tau t_h}{h \rho \int_0^s(z) \bar{u}^2(z) dz} \quad (8.16)$$

За цим співвідношенням звичайно розраховується коефіцієнт опору, осереднений по всій товщі шару рослинності. Для таких розрахунків треба мати у своєму розпорядженні дані величини τ_h , яка визначається або за профілями середньої швидкості і температурою над рослинністю, або так названим прямим методом – за записами пульсацій компоненти швидкості вітру рівняння (8.3). Підінтегральний вираз визначається за профілями $s(z)$ і $\bar{u}(z)$ усередині рослинного покриву, отриманими за допомогою спеціальних вимірювань.

Величина c_d є функцією числа Рейнольдса, ступеня жорсткості листя і пагонів, геометричних розмірів та форм окремих елементів рослин і відстаней між ними, ступеня продувності рослинного покриву та ін. Через складність постановки експериментів для визначення коефіцієнтів опору, інформація про значення цього параметра поки що нечисленна, але все-таки деякі оцінки і зіставлення зроблені. У табл. 8.2 наведені значення величин h_0 , c_d і s для різних типів поверхні.

Таблиця 8.2 – Аеродинамічні характеристики різних типів покривів (А.С. Дубов, Л.П. Бикова, С.В. Маруніч, 1978)

Тип покриву	Характеристика покриву		
	h_0 , м	s , 1/м	c_d
Дрібнолисті деревні породи	8-11	1,2	0,02
Сосна	16	1,2	0,03
Кукурудза	2-3	3-6	0,017
Бобові культури	1,2	7	0,05
Штучний покрив із вертикально встановлених твердих циліндрів	0,14	10	0,5

При вивченні турбулентних процесів часто використовують подібність хаотичного руху повітряних вихрів з молекулярним рухом. Відповідно до цього вводяться поняття *коефіцієнтів турбулентної*

в'язкості k , турбулентної теплопровідності k_T і турбулентної дифузії k_q за аналогією з відповідними молекулярними характеристиками.

В рамках подібної стилізації турбулентні потоки виражаються через вертикальні градієнти середніх значень субстанцій, які переносяться, наприклад,

$$\frac{\tau}{\rho} = k \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}, \quad \frac{E}{\rho} = -k_q \frac{\partial \bar{q}}{\partial z}, \quad \frac{Q}{\rho} = -k_b \frac{\partial \bar{b}}{\partial z}, \quad (8.17)$$

де $\bar{b} = \frac{\overline{(u')^2} + \overline{(v')^2} + \overline{(\omega')^2}}{2}$ – кінетична енергія турбулентних пульсацій;

Q – вертикальний турбулентний потік цієї енергії;

k_b – коефіцієнт турбулентного обміну для цієї енергії;

$u' v' \omega'$ – пульсації компонентів швидкості вітру по осях x, y, z .

Рівняння (8.12) використовується звичайно в трохи модифікованому вигляді. Якщо виразити дотичне напруження тертя через вертикальний градієнт середньої швидкості вітру згідно (8.17), то рівність (8.12) переписеться у вигляді

$$\frac{d}{dz} k \frac{du}{dz} = c_d s \bar{u}^2. \quad (8.18)$$

Рівняння (8.18) є рівнянням перенесення імпульсу (або кількості руху) у рослинному покриві з граничними умовами:

$$u \Big|_{z=z_0} = 0; \quad (8.19)$$

$$k \frac{du}{dz} \Big|_{z=H_1} = u_*^2. \quad (8.20)$$

Рівень z_0 у (8.19), на якому швидкість осередненого руху повітря приймається рівною нулю, відповідає середній висоті шорсткості поверхні землі ($z_0 \ll h_0$; h_0 – висота рослинного покриву). Друга умова (8.20) виражає відомий у фізиці приземного шару факт постійності потоків імпульсу $k = du/dz$, тепла P та вологи E над рослинним покривом. (Тут H_1 – висота, на якій уже не відчувається вплив рослинності на потік, що набігає). Звичайно висоту H_1 вважають рівною $2 - 4h_0$, що приблизно відповідає рівню розміщення приладів у метеорологічній будці.

Для розрахунку коефіцієнта турбулентного обміну кількості руху k залучається гіпотеза локальної й ізотропної турбулентності Колмогорова. Суть цієї гіпотези полягає в припущенні про те, що такі характеристики турбулентності, як k і ε (швидкість дисипації кінетичної енергії

турбулентності в теплову) залежать тільки від двох масштабних величин: l_T – довжини шляху перемішування (масштаб турбулентності – аналог турбулентного шляху перемішування Прандтля) і b – кінетичної енергії турбулентних пульсацій (інтенсивність турбулентності).

Використовуються два співвідношення, запропоновані Колмогоровим, що зв'язують:

1) коефіцієнт турбулентного обміну k з масштабом турбулентності l_T і кінетичною енергією пульсацій b

$$k = l_T \sqrt{b} , \quad (8.21)$$

2) швидкість дисипації в тепло ε с кінетичною енергією пульсацій b і масштабом турбулентності l_T

$$\varepsilon = \frac{b^{3/2}}{C_0 l_T} , \quad (8.22)$$

де C_0 – емпіричний коефіцієнт.

Турбулентність у рослинному покриві характеризується масштабом (турбулентності), яка залежить від розміру комірок міжлистяного простору, який тим менше, чим більше густота рослинності – його питома листкова поверхня s .

Масштаб турбулентності l_T у рослинному покриві формується під впливом двох процесів – чисто турбулентного обміну в міжлистяному просторі і взаємодії повітряного потоку з елементами рослинності.

Виходячи з цього, Г.В. Менжуліним запропонована така формула

$$\frac{1}{l_T} = \frac{1}{l_{L-3}} + \frac{s}{a} , \quad (8.23)$$

де a – параметр дисперсності рослинності;

l_{L-3} – масштаб турбулентності по Лайхтману – Зилитинкевичу, який представляється у вигляді

$$l_{L-3} = \kappa \frac{\psi}{\partial \psi / \partial z} , \quad (8.24)$$

де $\psi = b/k$

Таким чином, рівняння (8.23) виражає відому гіпотезу про структуру турбулентного потоку в приземному шарі, введення ж Г.В. Менжуліним відношення s/a у праву частину (8.23) дозволяє врахувати кінцевий масштаб турбулентності l_T , обумовлений розмірами комірок, вільних від листків усередині посіву, який характеризує його архітектонічне значення.

Для визначення балансу середньої щільності кінетичної енергії пульсаційного руху (баланс турбулентної енергії) у міжлистяному просторі рослинного покриву Г.В. Менжуліним запропоноване рівняння

$$k \left(\frac{du}{dz} \right)^2 + c_d s \bar{u}^3 - \frac{g}{T} k_T \frac{dT}{dz} - 0,61 \frac{g}{\rho} k_q \frac{dq}{dz} = \varepsilon - \frac{d}{dz} k_b \frac{db}{dz}, \quad (8.25)$$

де g – прискорення вільного падіння.

Нижня гранична умова для рівняння (8.25) відповідає відсутності потоку турбулентної енергії в ґрунт

$$k_b \frac{db}{dz} \Big|_{z=z_0} = 0. \quad (8.26)$$

Аналогічно записується верхня гранична умова ($z = H_1$) для нейтральної температурної стратифікації в повітрі

$$k_b \frac{db}{dz} \Big|_{z=H_1} = 0. \quad (8.27)$$

У рівнянні (8.25) турбулізація потоку обумовлена вертикальною неоднорідністю вітру – доданок $k \left(\frac{du}{dz} \right)^2$ і присутністю в потоці елементів рослинності, які додатково турбулізують потік. Доданок $c_d s \bar{u}^3$ характеризує потужність трансформації середнього руху у вихрове з припущенням, що вся робота сили опору складових фітоелементів посіву йде на додаткову турбулізацію основного потоку. У рівнянні (8.25) враховується додаткове джерело генерації вихрової енергії за рахунок роботи архімедових сил при вертикальній неоднорідності полів температури і вологості повітря у міжлистяному просторі. Ці ефекти описуються двома останніми членами лівої частини рівняння (8.25).

Особливістю розглянутих вище рівнянь, які описують баланс імпульсу основного руху турбулентного потоку (8.18) і баланс турбулентної енергії (8.25) у міжлистяному просторі рослинного покриву, що відрізняє їх від звичайно застосовуваних у фізиці приземного шару рівнянь руху і балансу турбулентної енергії, є включення в них доданків $c_d s \bar{u}^2$ і $c_d s \bar{u}^3$. Ці доданки описують дисипацію імпульсу основного руху і додаткову турбулізацію потоку в міжлистяному просторі рослинного покриву. Як уже раніше відзначалося, рівняння, що описує зміну масштабу турбулентності у рослинному покриві (8.23), відрізняється від застосовуваного у фізиці приземного шару рівняння для масштабу

турбулентності, включенням у нього доданка, який враховує взаємодію повітряного потоку з фітоелементами.

Експериментальні формули. Хоча вид профілів коефіцієнта турбулентності і швидкості вітру залежить від вертикального профілю щільності фітомаси, функції $k(z)$ і $u(z)$ часто представляють в експонентній формі:

$$k(z) = k(h_0) \exp\left[-a_m\left(1 - \frac{z}{h_0}\right)\right]; \quad (8.28)$$

$$\bar{u}(z) = \bar{u}(h_0) \exp\left[-a_\omega\left(1 - \frac{z}{h_0}\right)\right], \quad (8.29)$$

де h_0 – висота рослинного покриву;

a_m і a_ω – параметри загасання, значення яких співвідносяться з висото шару витиснення d таким чином

$$a_\omega = \frac{A_k h_0}{(h_0 - d)}, \quad (8.30)$$

де A_k – постійна величина, близька до одиниці.

Значення a_ω зростають в міру росту рослин зі збільшенням щільності рослинного покриву

Висота РП (кукурудза), см	50	140	225	277
a_ω	1,6	2,0	2,6	3,0

Для щільного РП значення a_ω приймається рівним 3.

Параметр загасання a_m розраховується за формулою

$$a_m = (2a_d - a_\omega), \quad (8.31)$$

де a_d – параметр, рівний 2.

Значення $k(h_0)$ визначаємо за виразом

$$k(h_0) = \kappa u_*(h_0 - d). \quad (8.32)$$

Швидкість вітру на верхній границі РП $\bar{u}(h_0)$ визначається шляхом підстановки $z = h_0$ у формулу (8.6).

Для розрахунку коефіцієнта турбулентності Д. Грантом запропонована також формула

$$k(L) = 0,7^L, \quad (8.33)$$

де L – відносна площа листя РП.

8.3. Турбулентний режим у рослинному покриві

Розрахункові дані. На основі описаних у підрозд. 8.2 рівнянь для турбулентного режиму міжлистяного простору рослинного покриву виконані розрахунки характеристик турбулентності при заданих аеродинамічних характеристиках і архітектоніці посіву, швидкості вітру над посівом.

Приклади розрахунку для відносно мало розвинутого посіву (початок кущіння) і сформованого до кінця виходу в трубку представлені на рис. 8.4 і 8.5. Криві на рисунках відповідають швидкості вітру на рівні флюгера, тобто на висоті 10 м і дорівнюють 5 і 15 м/с.

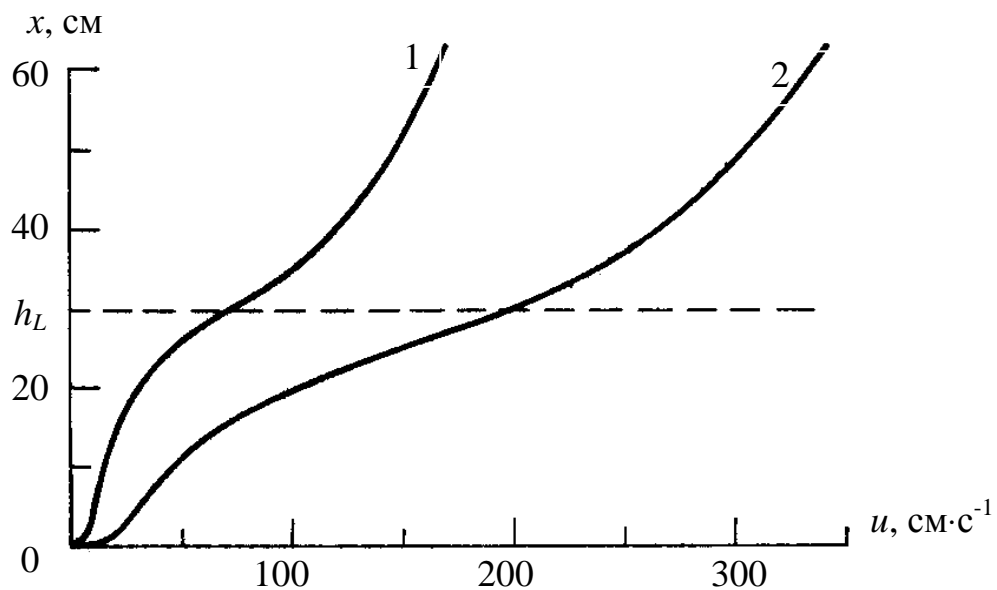


Рис. 8.4 – Профіль швидкості вітру у посіві пшениці в період кущіння (Р.О. Полуєтков, 1991).

1 – $u = 5$ м/с; 2 – $u = 15$ м/с.

На рис. 8.6 представлені отримані Г.В. Менжуніним розрахункові вертикальні профілі характеристик турбулентності в міжлистяному просторі рослинності з різною відносною площею листя L при s , незалежному від z , і у випадку двохярусного покриву, коли в середній частині рослинності висотою 1 м розташований шар товщиною 30 см, вільний від рослинності (криві ω). Питома діяльна поверхня першого і другого ярусів у цьому розрахунку постійна по висоті в межах ярусу і дорівнює $0,06$ см⁻¹. Як видно з рис. 8.6, усі величини, які характеризують розвиненість основного потоку, зменшуються в міру поглиблення в рослинність, причому загасання характеристик потоку тим сильніше, чим густіше рослинність.

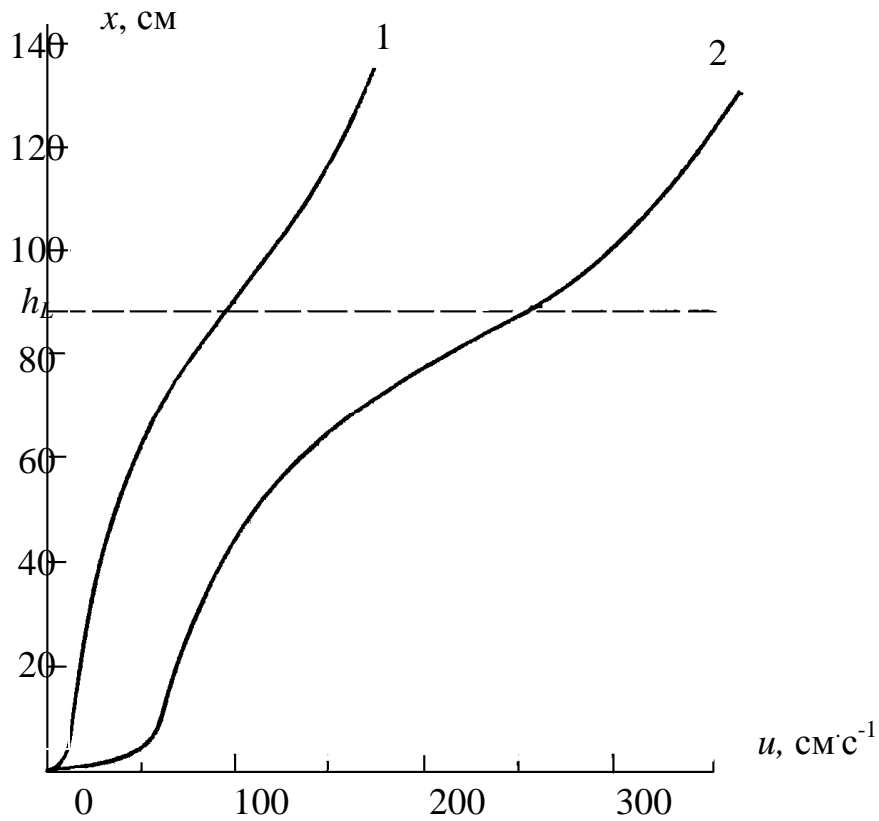


Рис. 8.5 – Профіль швидкості вітру у посіві пшениці наприкінці виходу в трубку (Р.О. Полуктов, 1991).
 1 – $u = 5$ м/с; 2 – $u = 15$ м/с.

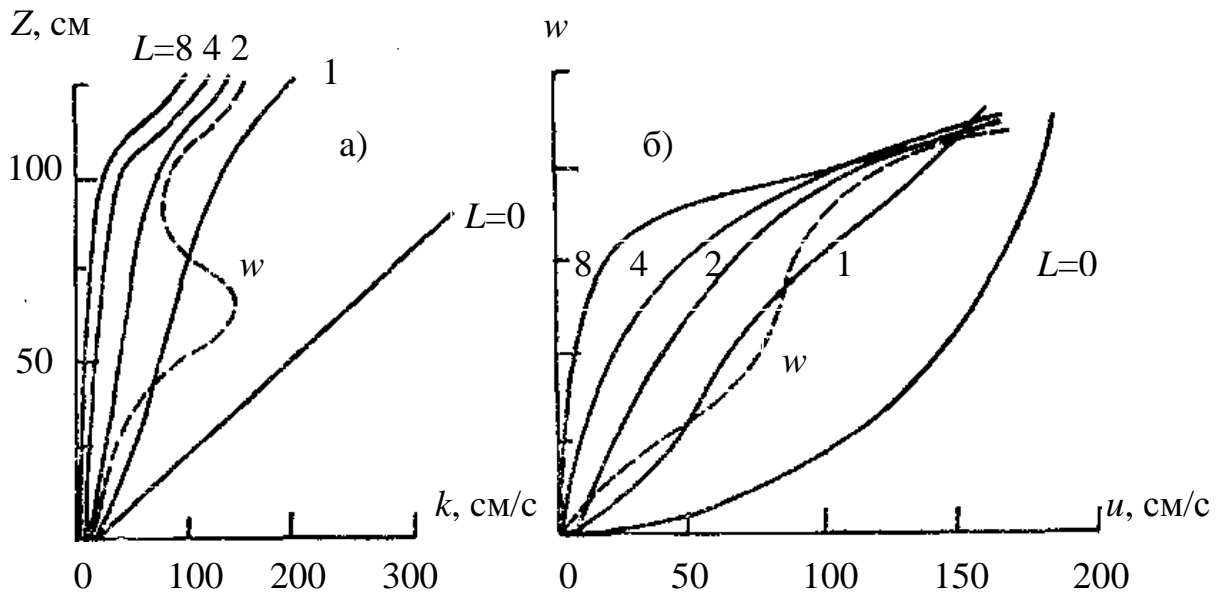


Рис. 8.6 – Вертикальні профілі коефіцієнта турбулентності k (а) і швидкості вітру u (б) у рослинному покриві з різною відносною площею листа L і в двоярусному рослинному покриві ω (Г.В. Менжулін, 1970).

Спостерігається також зменшення коефіцієнта турбулентності на верхній границі рослинності, пропорційно збільшенню площі листа РП. Розрахункові профілі інтенсивності турбулентності мають максимуми біля верхньої границі рослинності, які зв'язані з включенням додаткового члена у рівняння балансу вихрової енергії. Дія додаткового потоку енергії повинна найбільше позначитися на інтенсивності турбулентності саме біля верхньої границі рослинності, де турбулентність більше, ніж у нижче розташованих шарах, через великі значення швидкості \bar{u} . Відбувається також дифузія вихрової енергії з області інтенсивного вихроутворення (верхні рівні в покриві) у шар повітря, що безпосередньо примикає до верхньої границі рослинності.

Профілі швидкості вітру в нижньому метровому шарі при наявності рослинності деформуються таким чином, що їхня кривизна стає позитивною (на відміну від логарифмічного профілю у приземному шарі,

коли $\frac{d^2\bar{u}}{dz^2} < 0$). При великих значеннях площі листа РП вертикальні розподіли швидкості близькі до експонент, показники яких пропорційні L . Спостерігається також перетворення до нуля швидкості спрямованого переносу при $L \rightarrow \infty$ на верхній границі рослинного покриву.

Вертикальний розподіл досліджуваних характеристик у випадку двоярусної рослинності (криві ω на рис. 8.6) істотно відрізняється від відповідних профілів для однорідного по висоті покриву. Спостерігається значний вплив середнього, вільного від рослин, шару на їхній хід. Цей вплив виявляється в появі максимуму на кривій розподілу коефіцієнта турбулентності. Показово, що швидкість вітру в середньому шарі міняється з висотою повільніше, ніж у шарах, зайнятих рослинністю.

За даними А.П. Бойко (1979), на верхній межі посіву будь-якої висоти при рівній питомій поверхні та при постійних значеннях c_d і a вітер практично однаковий (табл. 8.3). Коефіцієнт турбулентності (табл. 8.4) збільшується з ростом h_0 і зменшенням s . З іншого боку, у рідких невисоких посівах перемішування повітря сильніше, а в щільних високих – слабкіше, ніж при відсутності рослинності. Це видно з порівняння k при $s = 0$ і при $s \neq 0$.

Експериментальні дані. За даними Ф.А. Мумінова, цілодобові спостереження за швидкістю вітру в приземному шарі дозволяють охарактеризувати деякі особливості добового ходу вітру в рослинному покриві.

Особливості добового ходу швидкості вітри більш чітко виявляються при аналізі осереднених даних. Тому для характеристики добових змін швидкості вітру були використані три добові серії, отримані в період вегетації картоплі весняної посадки: 13–14 травня, 17–18 і 29–30 червня.

Для літньої посадки використані чотири добові серії, проведені 11–12 липня, 4–5 серпня, 2–3 і 24–25 вересня.

Таблиця 8.3 – Розрахункові значення швидкості вітру (см/с) на верхній межі посіву (А.П.Бойко, 1979)

Висота посіву, см	Питома діяльна поверхня фітомаси, см ⁻¹										
	0	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09	0,1
30	32,8	27,5	24,6	22,6	21,1	19,9	19,0	18,1	17,4	16,8	16,3
40	38,2	29,4	25,5	23,1	21,4	20,1	19,0	18,1	17,3	16,7	16,1
50	42,3	30,4	25,9	23,3	21,4	20,0	18,9	18,0	17,2	16,5	16,0
60	45,7	30,9	26,1	23,3	21,4	19,9	18,8	17,8	17,1	16,4	15,9
70	48,6	31,3	26,3	23,3	21,3	19,8	18,7	17,7	17,0	16,3	15,8
80	51,1	31,6	26,3	23,3	21,3	19,8	18,6	17,7	16,9	16,3	15,7
90	53,3	31,9	26,4	23,3	21,2	19,7	18,6	17,6	16,9	16,3	15,7
100	55,3	32,1	26,5	23,3	21,2	19,7	18,5	17,6	16,9	16,2	15,7
110	57,1	32,3	26,5	23,3	21,2	19,7	18,5	17,6	16,9	16,2	15,7
120	58,7	32,5	26,6	23,3	21,2	19,6	18,5	17,6	16,9	16,2	15,7

Таблиця 8.4 – Розрахункові значення коефіцієнта турбулентності (см²/с) на верхній межі рослинності (А.П. Бойко, 1979)

Висота посіву, см	Питома діяльна поверхня фітомаси, см ⁻¹										
	0	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09	0,1
30	91	103	106	105	103	100	97	94	90	87	84
40	121	151	154	151	146	139	132	125	119	112	106
50	151	205	206	198	187	176	163	152	142	132	123
60	181	262	259	244	226	208	190	175	160	147	136
70	211	323	312	288	262	237	214	193	175	159	145
80	241	386	365	330	295	262	233	208	186	167	151
90	271	450	418	371	325	284	249	220	195	174	156
100	301	517	470	408	352	303	263	229	202	179	159
110	331	584	520	444	376	320	274	237	207	182	162
120	361	653	569	477	398	334	284	243	211	185	164

На рис. 8.7 і в табл. 8.5 наведений добовий хід швидкості вітру для висот 0,5; 1; 2,5 і 7,5 м на картопляному полі в середньому за період вегетації весняної і літньої посадок.

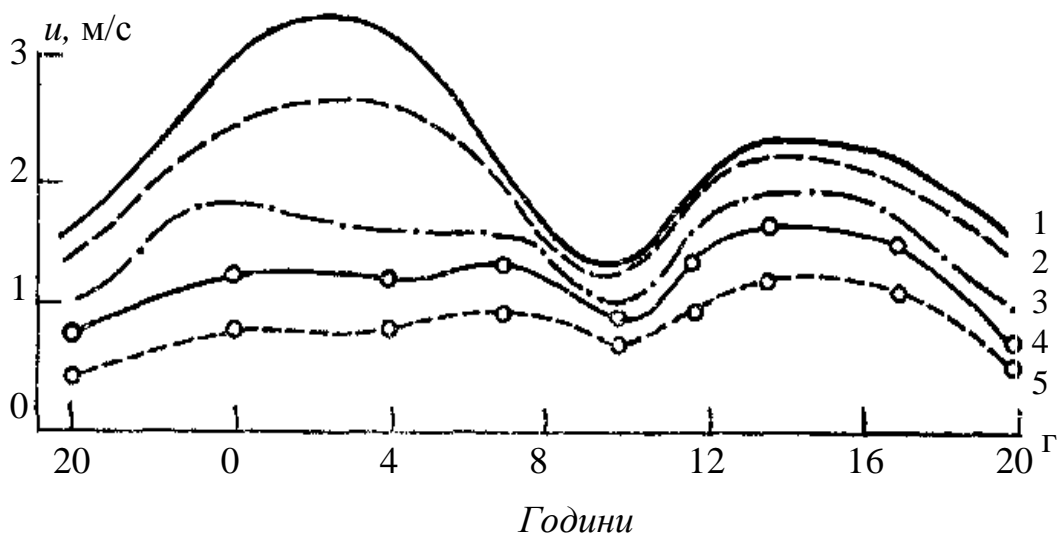


Рис. 8.7 – Добовий хід осередненої за період вегетації швидкості вітру на картопляному полі літньої посадки (Ф.А. Мумінов, 1963). Висота: 1 – 7,5 м; 2 – 5 м; 3 – 2 м; 4 – 1 м; 5 – 0,5 м.

Таблиця 8.5 – Середньогодинна швидкість вітру (м/с) на картопляному полі (Ф.А. Мумінов, 1963).

Час, Год	Весняна посадка					Літня посадка				
	Висота, м									
	0,5	1	2	5	7,5	0,5	1	2	5	7,5
20	0,3	0,5	0,7	1,0	1,2	0,4	0,7	1,0	1,4	1,5
0	0,7	1,0	1,4	2,1	2,4	0,8	1,2	1,7	2,4	2,9
4	0,8	1,1	1,5	2,3	2,7	0,8	1,2	1,7	2,6	3,2
7	0,9	1,4	1,8	2,4	2,6	0,9	1,3	1,6	2,0	2,2
10	1,0	1,4	1,7	2,1	2,2	0,7	0,9	1,0	1,2	1,3
12	1,0	1,3	1,6	1,9	2,0	0,9	1,4	1,6	1,9	2,0
14	1,4	1,8	2,2	2,6	2,8	1,2	1,6	1,9	2,2	2,3
17	1,2	1,6	2,0	2,5	2,6	1,6	1,5	1,7	2,0	2,2

Добовий хід швидкості вітру характеризується дуже слабкими швидкостями в ранкові й вечірні години та посиленням вітру в нічний і денний час. Помітне ослаблення вітру починається вдень о 8–9 год і закінчується о 12–13 год, ввечері воно спостерігається з 18–19 год до 20–21 год.

Максимальна швидкість вітру на усіх висотах за період вегетації весняної посадки спостерігалася вдень, тоді як за період вегетації літньої посадки максимальна швидкість вітру на висотах 5 і 7,5 м спостерігалася вночі, а на висотах 0,5; 1 і 2 м – вдень (див. табл. 8.5). Однак максимальні значення швидкості вітру невеликі. Так, на висоті 1 м середньогодинна

швидкість не перевищувала 1,7–1,8 м/с, а на висоті 7,5 м досягала 2,8–3,2 м/с. В окремі дні швидкість вітру на висоті 7,5 м досягала 7,3 м/с, а на висоті 1 м – 4,8 м/с (30 серпня о 12 год).

Середня добова амплітуда швидкості вітру на висоті 0,5 м дорівнює 1,1–0,9 м/с, з висотою вона зростає, досягаючи 1,6–1,9 м/с на висоті 7,5 м.

Параметр шорсткості z_0 , осереднений для випадків з однаковою висотою рослин, характеризується так: при висоті рослин 25 см $z_0 = 2,0$ см, при висоті 40 см $z_0 = 5,7$ см, при висоті 55 см $z_0 = 8,9$ см. Таким чином, параметр шорсткості z_0 росте зі збільшенням висоти рослин.

Добовий хід коефіцієнта турбулентності характеризується добре вираженим денним максимумом (0,17...0,19 м²/с) і дуже низькими значеннями вночі.

Розділ 9

ВУГЛЕКИСЛОТНИЙ РЕЖИМ У РОСЛИННОМУ ПОКРИВІ. ПОВІТРЯНИЙ РЕЖИМ ҐРУНТУ

9.1. Рівняння щільності потоку турбулентного переносу CO₂ у рослинному покриві

У порівнянні з азотом, киснем і парами води, які в сумі складають основну масу атмосфери, вуглекислий газ, сучасна концентрація якого на рівні моря коливається близько 0,6 г/м³ (тобто 335 см³/м³ = 335 ppm), відноситься до мікрокомпонентів атмосфери. Незважаючи на це, біологічне значення CO₂ дуже велике, тому що воно є найважливішою ланкою біологічного кругообігу вуглецю, необхідного для підтримки усіх форм життя.

Щоб розібратися в основах приходу і витрати вуглекислого газу в системі рослина – ґрунт – приземне повітря, розглянемо рівняння балансу потоків вуглекислого газу в шарі рослинного покриву, яке можна записати у вигляді

$$F_a = F_x + F_k + F_m - \Phi_b, \quad (9.1)$$

де F_a – потік CO₂ над рослинним покривом;

F_x – дихання надземної частини посіву;

F_k – дихання коренів;

F_m – виділення ґрунтових мікроорганізмів;

Φ_b – сумарний (брутто) фотосинтез.

Оскільки $F_k + F_m = F_2$ є потік CO₂ із ґрунту, а $\Phi_b - F_x - F_k = \Phi_n$ – чистий (нетто) фотосинтез, рівняння (9.1) можна переписати у вигляді

$$F_a = -F_k + F_2 + \Phi_n, \quad (9.2)$$

або

$$F_a = \alpha F_2 - \Phi_n. \quad (9.3)$$

Оскільки складові ґрунтового потоку вуглекислого газу безпосередньо не можуть бути визначені порізно, величина кореневого дихання F_k враховується за допомогою поправочного коефіцієнта α (за літературними даними він варіює в середньому від 0,70 до 0,95 в залежності від типу ґрунтів, рослинності та стадії розвитку посіву).

Вертикальний потік вуглекислого газу в приземному шарі повітря, як і будь-якої іншої консервативної субстанції, визначається механізмом турбулентної дифузії і якщо виразити концентрацію вуглекислого газу

$C_a(z, t)$ в абсолютних одиницях (г/м^3), а коефіцієнт турбулентного обміну k_{CO_2} в $\text{м}^2/\text{с}$, то рівняння для щільності потоку турбулентного переносу CO_2 у рослинному покриві можна записати у вигляді

$$F_a = -k_{CO_2}(z, t) \frac{dC_a}{dz}, \quad (9.4)$$

де F_a – середній потік CO_2 .

Як відомо, зі збільшенням швидкості вітру коефіцієнт турбулентного обміну k_{CO_2} зростає, внаслідок чого підсилюється і турбулентний газообмін, що сприяє вирівнюванню різниці концентрації вуглекислоти в рослинному покриві.

Динаміка CO_2 у системі ґрунт – рослина – атмосферне повітря описується рівнянням турбулентної дифузії з врахуванням газообміну рослин:

$$\frac{\partial C_a}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k_{CO_2}(z, t) \frac{\partial C_a}{\partial z} \right] - S_{CO_2}(z, t), \quad (9.5)$$

$$S_{CO_2}(z, t) = \begin{cases} \Phi_{\delta}(z, t) - F_x, & 0 \leq z \leq h_0, \\ 0, & h_0 < z \leq H_1, \end{cases} \quad (9.6)$$

де через $\Phi_{\delta}(z, t)$ і $F_x(z, t)$ позначені швидкості поглинання CO_2 при фотосинтезі (сумарний фотосинтез) і його виділення при диханні (сумарне дихання) надземної частини посіву. Крайові умови для рівняння (9.5) формулюються шляхом надання функції $C_a(t)$, що описує часовий хід концентрації CO_2 на верхній границі системи ґрунт – рослина – атмосфера при $z = H_1$

$$C_a(z, t) \Big|_{z=H_1} = F_a(t) \quad (9.7)$$

і надання функції $F_2(t)$

$$-k_{CO_2}(z, t) \frac{\partial C_a}{\partial z} \Big|_{z=0_+} = F_2(t), \quad (9.8)$$

яка описує інтенсивність потоку CO_2 між ґрунтом і атмосферою при $z = 0$.

9.2. Профіль концентрації CO_2 у рослинному покриві

Точність розрахунку вуглекислотного режиму і фотосинтезу травостою багато в чому визначається й адекватністю постановки крайових умов та набором відповідних параметрів. Природно, що спочатку повинен бути адекватно розрахований гідрометеорологічний режим при відповідному наборі параметрів і характеристик.

Незважаючи на ілюстративний характер наведених нижче результатів, вони дозволяють зробити і ряд важливих висновків.

А.П. Бойко проведені дослідження вуглекислотного режиму для травостою висотою 100 см і $s = 0,01$ ($L_0 = 1$), $s = 0,05$ ($L_0 = 5$) і $s = 0,1$ см²/см³ ($L_0 = 10$).

Профілі концентрації CO₂ в посіві кукурудзи з $L_0 = 5,8$ наведені на рис. 9.1.

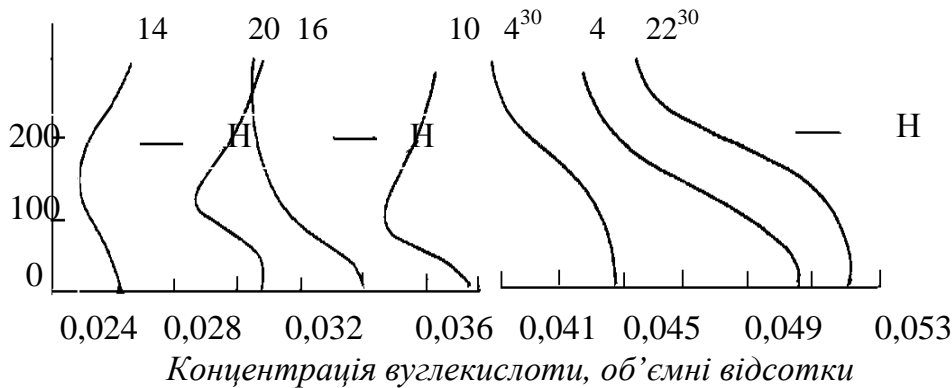


Рис. 9.1 – Сімейство добових вуглекислотних профілів посіву кукурудзи. 21-22 липня 1964 р. (Л.Т. Карпушкін, 1966).
H – висота кукурудзи; цифри біля кривих – години.

Вертикальні профілі концентрації CO₂ у травостоях з розмірами відносної площі листа $L_0=1$, $L_0=5$ і $L_0=10$ при $\bar{T}_p=20$ °C, $\bar{u}_p=3,5$ м/с і $\nu=50$ % наведені на рис. 9.2.

Відповідні профілі наведені й в інших роботах експериментального і теоретичного плану.

На рис. 9.3 показані розраховані хроноізоплети відхилення концентрації CO₂ у травостої ($L_0 = 1, 5, 10$) від фонової, а на рис. 9.4 – ізоплети концентрації CO₂ у посіві озимого жита, червень 1966 р.

На модельних й експериментальних кривих чітко виражений дефіцит вуглекислого газу в денні години в середній частині травостою і його притік зверху і з ґрунту в нічні години. Дуже значним є потік CO₂ із ґрунту. Графіки рис. 9.1, особливо рис. 9.3, наочно демонструють розходження в газових режимах рідкого, середнього і густого травостою.

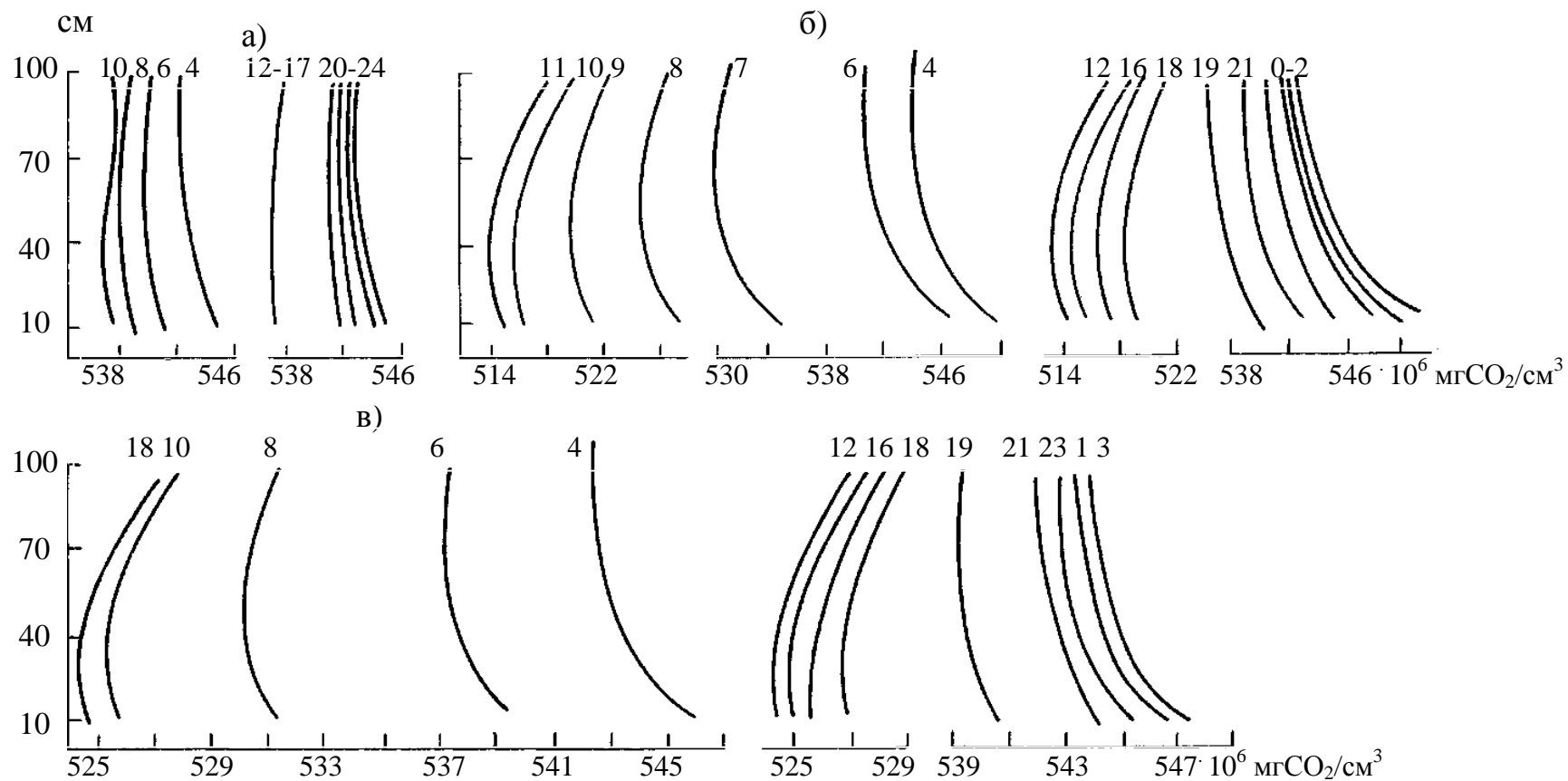


Рис. 9.2 – Вертикальні профілі CO₂ у травостой висотою 100 см. $\bar{T}_p = 20$ °C, $\bar{u}_p = 3,5$ м/с і $v = 50$ % (А.П. Бойко, 1993): а) $s = 0,01$; б) $0,05$; в) $0,1$ см²/см³.

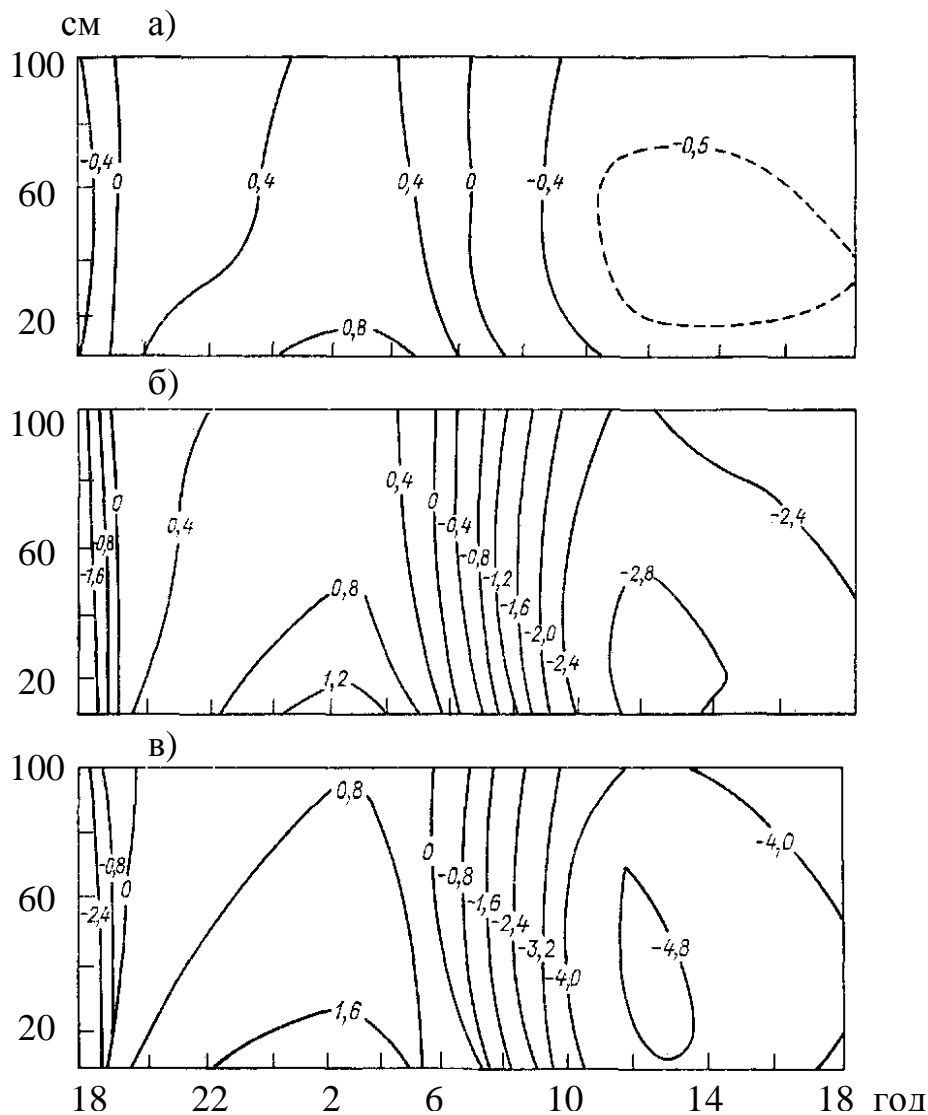


Рис. 9.3 – Хроноізоплети відхилення (%) концентрації вуглекислого газу у травостой висотою 100 см від фонові (над рослинністю).
 $\bar{T}_P = 20^\circ\text{C}$, $\bar{u}_P = 3,5\text{ м/с}$, $v = 50\%$ (А.П. Бойко, 1993).
 а) $s = 0,01$; б) $0,05$; в) $0,1\text{ см}^2/\text{см}^3$.

У модельних травостоях дефіцит вуглекислоти невеликий. В реальних же посівах сільськогосподарських культур концентрація вуглекислоти може опускатися в денні години до 250–270 ppm при значеннях її над травостоем 300–320 ppm ($1\text{ ppm} = 10^{-6}\text{ см}^3 \cdot \text{CO}_2/\text{см}^3$ повітря), що вже помітно лімітує інтенсивність фотосинтезу.

Типовий добовий хід концентрації CO_2 над посівом у рослинному покриві, отриманий за експериментальними даними, наведений на рис. 9.5. Вимірювання концентрації CO_2 у повітрі на чотирьох висотах дозволили одержати добовий хід на всіх рівнях. На висоті 1 м над посівом концентрація CO_2 змінюється в основному від 320 до 360–370 ppm, вдень

вона зменшується, а вночі збільшується. На поверхні ґрунту добові коливання концентрації CO_2 значно вищі (325 – 420 ppm), але мають той же часовий хід.

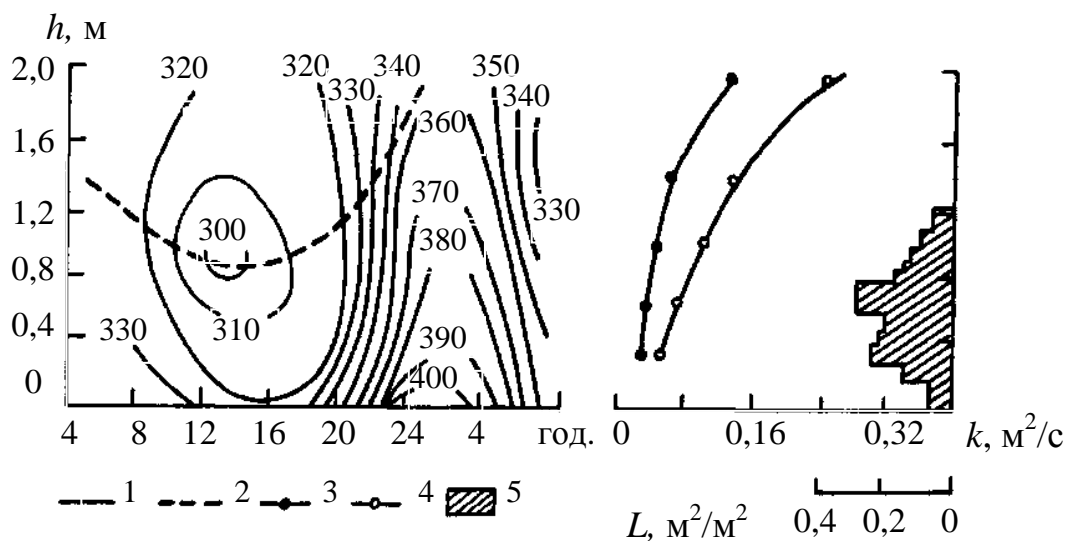


Рис. 9.4 – Ізоплети концентрації вуглекислоти (ppm) і розподіл коефіцієнта турбулентного обміну k та індексу листової поверхні в посіві озимого жита (К.І. Кобак, 1970).

1 – ізоплети концентрації CO_2 ; 2 – рівень мінімальних концентрацій CO_2 ;
3 – розподіл k у ранкові й вечірні години; 4 – розподіл k у денні години;
5 – розподіл асимілюючої поверхні L по вертикалі.

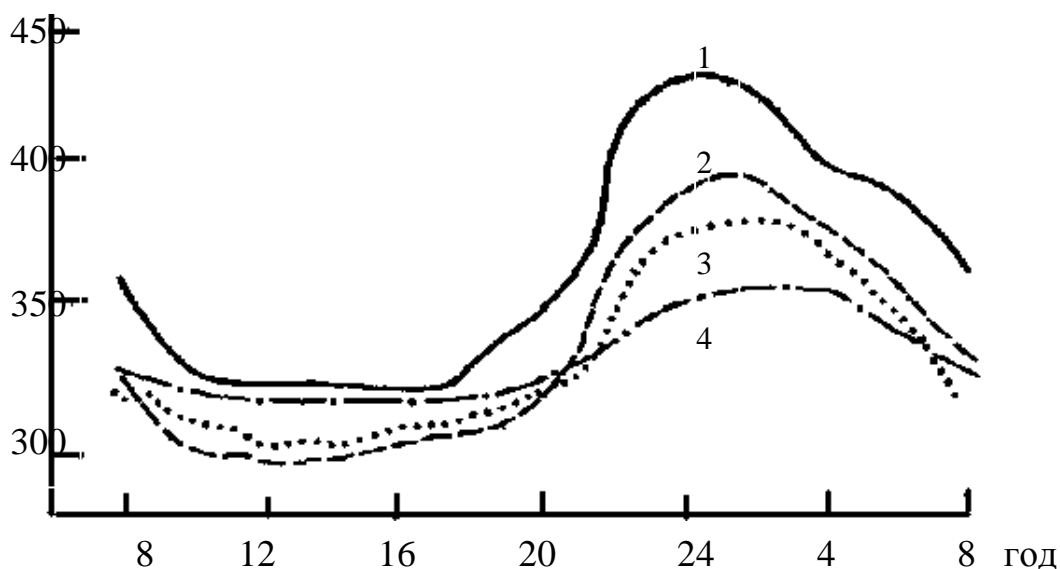


Рис. 9.5 – Добовий хід абсолютної концентрації CO_2 на різній висоті. Озиме жито. (Ю.Є. Гершович, К.І. Кобак, 1968).

1 – поверхня ґрунту; висота: 2 – 90 см; 3 – 110 см; 4 – 200 см.

Вертикальний профіль концентрації CO₂ (рис. 9.6) у денні години має характерний мінімум всередині рослинного покриву. Недостатня кількість точок вимірювання по висоті посіву не дозволила встановити точну висоту цього перегибу (z_m) для кожного інтервалу осереднення, однак варто вказати на важливість цього рівня профілю. Очевидно, що рівень, який відповідає мінімуму концентрації CO₂ всередині рослинного покриву, розділяє весь посів на дві частини, які відрізняються джерелом постачання вуглекислого газу. Нижня частина посіву асимілює CO₂, продукуємий ґрунтом, верхня – із шару повітря над посівом.

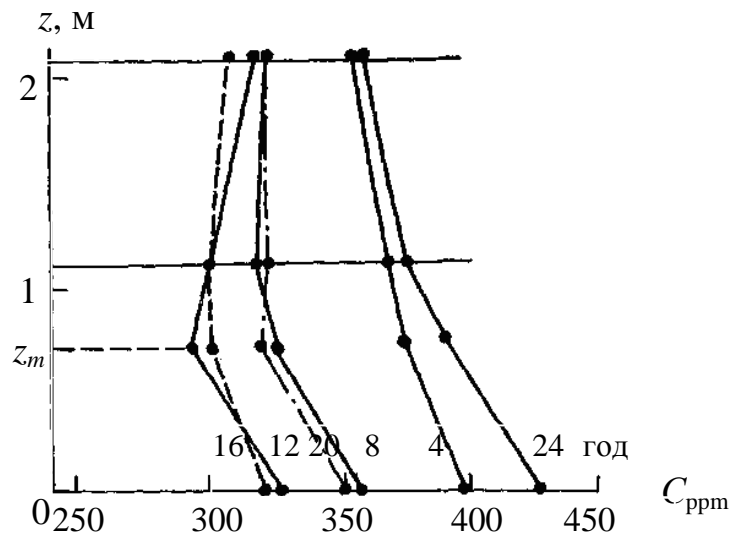


Рис. 9.6 – Вертикальні профілі концентрації CO₂. Озиме жито (Ю.Є. Гершович, К. І. Кобак, 1968)/

До кінця червня, коли ріст рослин практично припиняється і зменшується інтенсивність фотосинтезу, вертикальний профіль виражений слабо.

За даними Учиджими (1970), виявляється добре виражена міграція рівня мінімальної концентрації CO₂ (точки z_m) в залежності від зміни положення рівня максимуму питомої поверхні листя у міру росту рослинності (для зернових посівів). Денна динаміка цієї величини виражена функцією короткохвильової радіації

$$z_m \approx h_0 \exp[-0,59Q(h_0)] , \quad (9.9)$$

де h_0 – середня висота посіву.

При $Q(h_0) \rightarrow 0$ $z_m \rightarrow h_0$, а при $Q(h_0) \approx 700 \dots 840 \text{ Вт/м}^2$ $z_m \approx 0,5h_0$, тобто рівень з мінімальною концентрацією CO₂ може переміщатися всередину посіву на рівень $\approx 0,5h_0$.

9.3. Добовий хід потоків CO_2 у посівах

Розглянемо закономірності добового ходу потоків CO_2 на прикладі спостережень, виконаних Ю.Є. Гершовичем і К.І. Кобак. Ці спостереження підтвердили наявність чітко вираженого добового ходу атмосферного потоку CO_2 . Максимальні значення приходяться на 12–15 годин (відповідно до максимальної інтенсивності сонячної радіації). В окремі дні близько 14 год відзначалося зменшення атмосферного потоку CO_2 , що, очевидно, є наслідком полудневої депресії фотосинтезу. На рис. 9.7 а представлені криві добової динаміки атмосферного потоку CO_2 .

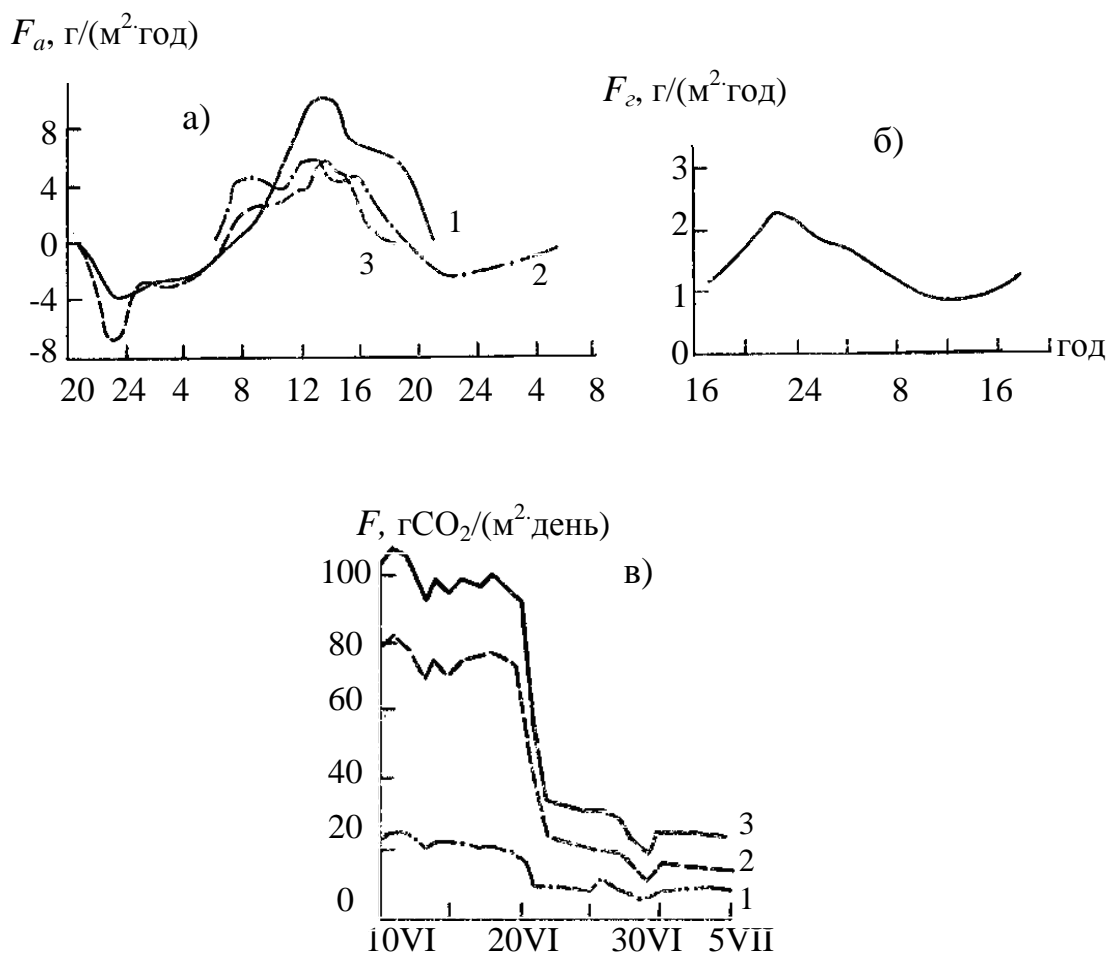


Рис. 9.7 – Динаміка потоків CO_2 (Ю.Є. Гершович, К.І. Кобак, 1968).

а) Добова динаміка атмосферного потоку CO_2 : 1 – 14-15 червня; 2 – 23-24 червня; 3 – 5-6 липня.

б) Добова із ґрунту динаміка потоку CO_2 , 6-7 липня.

в) Динаміка денних величин ґрунтового (1), атмосферного (2) і сумарного (3) потоків CO_2 за весь період спостережень (з 7 до 19 год).

Найбільш інтенсивні полуденні потоки CO_2 мали місце в період з 10 по 20 червня і досягали 13–14 г/(м²·год). До кінця спостережень вони склали 4–5 г/(м²·год). У нічні години максимальні атмосферні потоки CO_2 спостерігаються о 22–23 годині; вони досягають 6–7 г/(м²·год) у період з 14 по 20 червня і з 1 по 7 липня й зменшуються до 2–3 г/(м²·год) 21–29 червня. Максимум нічного атмосферного потоку о 22–23 год відповідає найбільшому ґрунтовому потоку CO_2 у ці години (рис. 9.7 б).

Сумарний потік CO_2 з атмосфери протягом світлового дня досягає 70–80 г/м² у період найбільш активного росту посіву (10–20 червня) і зменшується до 15–18 г/м² до кінця спостережень (1–7 липня), коли ріст рослин практично припинився. Для останнього періоду, коли проводилися цілодобові визначення потоку CO_2 із ґрунту, різниця між атмосферним і ґрунтовим потоками в нічні години дає величину дихання наземної частини посіву в межах 12–15 г/(м²·ніч), що складає 40–50 % кількості CO_2 , яка асимільована посівом протягом світлового дня. Якщо для інших періодів спостережень прийняти аналогічний добовий хід ґрунтового потоку вуглекислоти, то для дихання посіву будуть отримані значення 5–10 г/(м²·ніч), що складає 5–10 % фотосинтезу для періоду 10–20 червня і 10–40 % для періоду 20–30 червня.

Потік CO_2 із ґрунту. Інтенсивність ґрунтового потоку CO_2 має характерний добовий хід. Добовий хід ґрунтового потоку CO_2 представлений на рис. 9.7 б. У денні години, які відповідають активному фотосинтезу, ґрунтовий потік зменшується, а в передвечірні збільшується, досягаючи максимуму в 21–23 год.

Такий хід інтенсивності виділення CO_2 із ґрунту збігається з ходом температури у ґрунті на глибині 20–25 см. У години максимальної інтенсивності потік вуглекислого газу з ґрунту збільшується у 2–2,5 рази в порівнянні з полуденними годинами, що відповідають мінімальній інтенсивності.

Денний потік CO_2 із ґрунту (від 7 до 19 год) складає 30–40 % сумарної продуктивності вуглекислоти.

Сумарний потік вуглекислоти. На рис. 9.3 в наведена динаміка денних величин (з 7 до 19 год) ґрунтового, атмосферного і сумарного потоків CO_2 протягом усього періоду спостережень. Найбільш інтенсивні потоки CO_2 із ґрунту мають місце з 10 по 20 червня. Між 20 і 30 червня інтенсивність ґрунтового потоку значно зменшується, незважаючи на збільшення в ці дні максимальних добових температур у життєдіяльному шарі ґрунту. Це пояснюється зменшенням вологості ґрунту (з 15,8 % 11 червня до 6,3 % 27 червня на глибині 20 см і з 15 до 6,2 % відповідно на глибині 10 см), що призводить до зниження мікробіологічної активності ґрунту. В період з 30 червня по 7 липня ґрунтовий потік знову трохи зростає в зв'язку зі збільшенням вологості ґрунту.

Атмосферний і сумарний потоки CO_2 мають максимальні величини в другу декаду червня, що відповідає найбільш інтенсивному росту рослин (з 100 до 160 см). Після 20 червня спостерігається різке зменшення росту. Наприкінці місяця зафіксовано наступні мінімальні значення: атмосферний потік $10,6 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{день})$ і сумарний $17 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{день})$. З 1 по 5 липня потоки незначно збільшуються, але й у цей період атмосферний потік не перевищує $15 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{день})$, а сумарний – $25 \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{день})$.

9.4. Дифузійне перенесення газів у ґрунті

Обмін газами між ґрунтом і атмосферою може відбуватися за допомогою двох різних механізмів: конвекції й дифузії. Дифузія є основним механізмом. В основі кожного з цих процесів лежить розглянутий раніше основний закон переносу маси й енергії, тобто швидкість переносу або потік газу пропорційний рушійній силі.

У випадку конвекції рушійною силою є градієнт повного тиску газу, який призводить до переміщення всієї маси повітря із зони з більш високим тиском у зону з більш низьким. У випадку ж дифузії рушійною силою є градієнт парціального тиску (або концентрацій) якого-небудь компонента повітря.

Дифузійне перенесення газів у ґрунті відбувається частково в газовій фазі й частково в рідкій. Дифузія через заповнені повітрям пори підтримує обмін газами між атмосферою і ґрунтом, у той час як дифузія через водні плівки різної товщини безпосередньо забезпечує постачання киснем гідратованих живих тканин коренів рослин і видалення з них вуглекислоти. Для обох ділянок шляху дифузійний процес можна описати законом Фіка

$$q_d = -D \frac{dC}{dx}, \quad (9.10)$$

де q_d – дифузійний потік повітря (маса, що дифундує через одиницю площі за одиницю часу);

D – коефіцієнт дифузії, має розмірність площа на час;

C – концентрація (маса субстанції, яка дифундує, в одиниці об'єму);

x – відстань, dC/dx – градієнт концентрації.

Насамперед, розглянемо ділянку шляху дифузії газів у повітряній фазі. Очевидно, що коефіцієнт дифузії газів у ґрунті D_s буде менше коефіцієнта їхньої дифузії у повітрі D_0 , тому що ґрунтові частки знижують площу ефективного поперечного перетину, доступну для дифузії газів. У ґрунті ця площа дорівнює площі, зайнятій повітрям. Це теж саме, що і заповнена повітрям пористість, тобто пористість аерації ϵ_a . До того ж частки перешкоджають переносу газів ще і тим, що змінюють шляхи

їхнього пересування в звивистій і погано зв'язаній системі, отже, чинять опір, який оцінюється коефіцієнтом b .

Таким чином, відношення $D_s/D_0 = b\varepsilon_a$. Пенман знайшов, що відношення $D_s/D_0 = 0,66\varepsilon_a$. Тут 0,66 – коефіцієнт звивистості, який припускає, що пересувний шлях складає близько $2/3$ довжини реального середнього шляху дифузії у ґрунті.

Міллінгтон запропонував таку формулу

$$\frac{D_s}{D_0} = \left(\frac{\varepsilon_a}{\varepsilon} \right)^2 \varepsilon_a^{4/3}, \quad (9.11)$$

де ε – загальна пористість.

Ці розбіжності були пояснені де Фрізом, який доказав теоретично, що залежність між ефективним коефіцієнтом дифузії і пористістю аерації повинна бути криволінійною, обумовленою геометрією розподілу пор за розмірами, і тому немає підстав думати, що вона буде тією ж самою для різних ґрунтів і складу повітря при різному вмісті води.

Установивши мінливу природу D_s , повернемося до математичного формулювання процесів дифузії. Приймаючи до уваги нестационарні умови, знову звернемося до принципу нерозривності

$$\frac{\partial C}{\partial t} = - \frac{\partial q_d}{\partial x}, \quad (9.12)$$

який встановлює, що інтенсивність зміни концентрації CO_2 в часі вирівнюється швидкістю зміни дифузійного потоку з відстанню. Приймається, що субстанція, яка дифундує, зберігається всюди. Однак, у міру того як O_2 і CO_2 дифундує через ґрунт: O_2 поглинається, CO_2 продукується аеробною біологічною діяльністю уздовж шляху дифузії.

Для того щоб врахувати ці кількості, що додаються до субстанції, яка дифундує, або віднімати із неї в одиницю часу, до правої частини рівняння нерозривності (9.12) варто додати вираз $\pm S$, у якому плюс означає збільшення інтенсивності (джерело), а мінус – зменшення інтенсивності (стік) для розглянутої субстанції (у нашому випадку або для O_2 , або для CO_2). Відповідно

$$\frac{\partial C}{\partial t} = - \left(\frac{\partial q_d}{\partial x} \right) \pm S(x, t). \quad (9.13)$$

Вираз $S(x, t)$ означає, що джерело – стік є функція простору і часу. Далі, підставляючи вираз $q_d = -D \frac{dC}{dx}$ у рівняння (9.13) і розглядаючи тільки вертикальний напрямок z (глибина), отримаємо

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_s \frac{\partial C}{\partial z} \right) \pm S(z, t). \quad (9.14)$$

Очікується, що в агрегованих ґрунтах відбувається досить швидка дифузія в міжагрегатних порах, які швидко дреноються після дощу або поливу й утворюють мережу суцільних, заповнених повітрям пустот. Однак внутрішньоагрегатні пори можуть залишатися майже насиченими протягом тривалого часу й обмежувати таким чином внутрішню аерацію агрегатів.

Центри великих щільних агрегатів можуть бути анаеробними навіть у тому випадку, коли великі пори на їхній периферії добре аеровані. Таким чином, навіть у добре аерованих ґрунтах можуть зустрічатися області анаеробіозису.

Тепер розглянемо дифузію газів у рідкій фазі. Кінцевий відрізок шляху дифузії O_2 до тканин коренів і CO_2 від них відбувається через рідку фазу, тобто через водні плівки й оболонки, що оточують корені. У цьому випадку в рівнянні (9.14) варто використовувати коефіцієнт дифузії для розчиненої субстанції, що дифундує у воді, D_w .

Незважаючи на те, що ця стадія дифузії протікає на дуже короткій відстані (водні плівки навіть самі товсті можуть бути товщиною всього лише в кілька міліметрів), вона може виявитися обмеженою, оскільки дифузія O_2 у воді складає тільки близько 0,0001 її величини в повітрі. Коефіцієнти дифузії O_2 і CO_2 складають відповідно у воді $2,60 \cdot 10^{-9}$ і $2,04 \cdot 10^{-9}$ м²/с, а у повітрі – $2,26 \cdot 10^{-5}$ і $11,81 \cdot 10^{-5}$ м²/с.

9.5. Повітряний режим ґрунту

Зміни інтенсивності дихання ґрунтів пов'язані головним чином з диханням коріння рослин, життєдіяльністю мікроорганізмів, біохімічними реакціями і т.п. Інтенсивність газообміну між ґрунтом і атмосферою, швидкість переміщення газів по профілю обумовлюють зміну вмісту основних компонентів ґрунтового повітря – кисню і вуглекислого газу – як у просторі профілю ґрунту, так і в часі, тобто створюють повітряний режим ґрунтів.

Ґрунтове повітря в порівнянні з надґрунтовым сильно збагачене вуглекислим газом. Якщо в надґрунтовому середовищі він складає стандартну цифру 0,03 %, то в ґрунтовому цей вміст коливається в залежності від стану і властивостей ґрунту більш ніж на порядок, а саме від 0,74 до 9,74 %. В основному збільшення CO_2 відбувається за рахунок різкого зменшення частки кисню.

Замість стандартної частки кисню 20,94 %, що міститься в приземній атмосфері, у ґрунтовому повітрі в залежності від різних причин кількість його коливається від 20,03 до 10,35 %. Цей процес особливо яскраво виражений в угноєних ґрунтах при інтенсивних біологічних процесах, які відбуваються в них, і при підвищеній вологості цих ґрунтів. Природно, що зростання вмісту CO₂ відбувається за рахунок зменшення вмісту кисню. Дані табл. 9.1 підтверджують цей простий закон зміни газового складу ґрунтового повітря, в залежності від якого постійне споживання кисню йде паралельно з процесом утворення вуглекислоти.

У дійсності реальні процеси протікають значно складніше. Постійне споживання кисню, який йде на процеси хімічного і біохімічного окислювання, частково поповнюється надходженням кисню з атмосфери, а продукуєма кількість вуглекислоти також частково врівноважується безупинним відводом її в атмосферу, поглинанням коренями рослин і т.д. Таким чином, у ґрунті спостерігаються прямо протилежні явища: з одного боку, порушення рівноваги складових, властиве нормальній атмосфері, з іншого боку – відновлення цієї рівноваги. На фоні цієї рівноваги має місце цікавий нас ефект, виділення вуглекислоти і поглинання кисню ґрунтовим повітрям. Наведемо кілька конкретних цифр, які характеризують масштаб цього ефекту.

Таблиця 9.1 – Вміст O₂ і CO₂ у ґрунтовому повітрі (%).
(С.В. Нерпін, А.Ф. Чудновський, 1975)

Глибина, см	Вміст O ₂		Вміст CO ₂		
	вологий період, X–I	сухий період, II–V	вологий період, X–I	початок сухого періоду, II	Кінець сухого пе- ріоду, IV–V
10	13,7	20,6	6,5	1,0	0,5
25	12,7	19,8	8,5	2,1	1,2
45	12,2	18,8	9,7	4,3	2,1
90	7,6	17,3	10,0	6,7	3,7
120	7,8	16,4	9,6	8,5	5,1

При рості грибів за добу виділяється від 276 до 1874 см³ CO₂ на 1 г сухої маси; 2·10⁶ рослин пшениці виділяють на кожен гектар 48–96 кг CO₂/д; 10⁵ рослин гірчиці в період цвітіння виділяють 50 кг CO₂/д. На кожному гектарі бавовнику за добу виділяється 42–50 кг CO₂.

По інтенсивності продукування вуглекислоти сільськогосподарські культури розташовуються в наступному порядку: люпин, картопля, овес, озиме жито, озима пшениця, ячмінь.

У цьому процесі взаємозалежні: дихання коріння, яке залежить від маси коріння і надземної частини рослини, інтенсивність їхнього росту, зовнішні умови, агробіологічна і мікроорганічна діяльність ґрунтів.

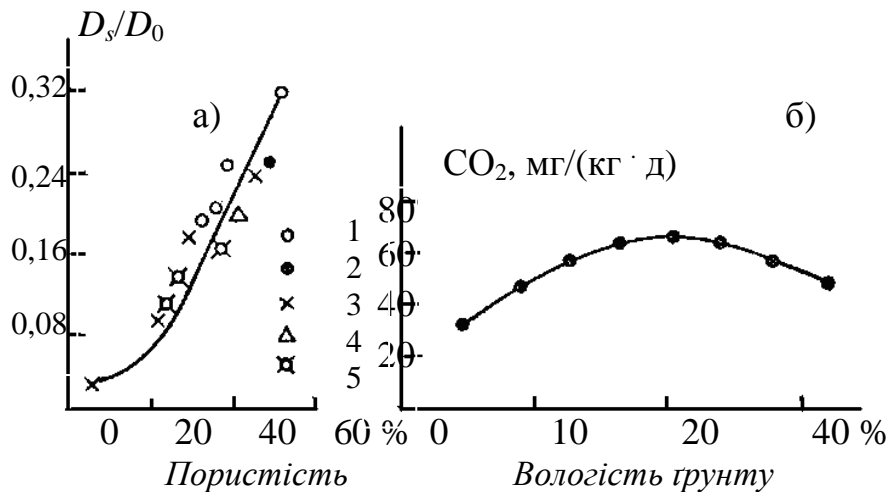


Рис. 9.8 – Залежність відношення D_s/D_0 від пористості ґрунту (%) при різній щільності ρ (а) і кількості виділяємої із ґрунту вуглекислоти від вологості ґрунту (% маси) (Л.М. Абросимов, І. Б. Реут, 1972).
 1 – 1,1 г/см³; 2 – 1,2г/см³; 3 – 1,3 г/см³; 4 – 1,4г/см³; 5 – 1,5г/см³;

На рис. 9.8 а наведена експериментальна крива зростання коефіцієнта дифузії (вірніше, відношення коефіцієнтів дифузії у ґрунті до коефіцієнта самодифузії в атмосфері D_s/D_0) від пористості ґрунту для конкретного супіщаного ґрунту. Якої б щільності не був даний ґрунт (у межах 1,1–1,5 г/см³), коефіцієнт збільшується дуже сильно (іноді в три рази) при рості пористості в усьому інтервалі можливих змін.

За даними Л.М. Абросимова і І.Б. Реута (1972) зміна вологості ґрунту дає дуже високий відсоток збільшення пористості ґрунту і призводить до інтенсифікації продукування у ґрунті концентрації CO₂. На рис. 9.8 б наведено хід виділення вуглекислоти зі зміною вологості. При цьому встановлюється деякий оптимум виділення CO₂ при визначеній вологості, яка знаходиться у межах 16–24 % для досліджуваного супіщаного слабкопідзолистого ґрунту.

Частина V
АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ УМОВИ ТА НАЙВАЖЛИВІШІ
ПРОЦЕСИ ЖИТТЄДІЯЛЬНОСТІ РОСЛИН

Розділ 10

АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ УМОВИ Й ОНТОГЕНЕЗ
ВИЩИХ РОСЛИН

10.1. Загальна характеристика онтогенезу вищих рослин

Під *онтогенезом* (індивідуальним розвитком або *життєвим циклом*) розуміють життя рослини з моменту появи заплідненої яйцеклітини (зиготи) або виникнення зародкової бруньки, яка дає початок органам вегетативного розмноження, до природного відмирання рослинного організму.

Нормальний онтогенез у більшості видів вищих рослин складається з двох основних періодів вегетативного і генеративного. Перший період це формування коренів, стебел, листя – вегетативних органів або так званої *вегетативної сфери рослини*, яка виконує найважливіші функції живлення, дихання, водопостачання, синтезу і пересування речовин в організмі. Другий період це формування генеративних органів (розмноження) – суцвіть, квіток, плодів і насіння – *генеративної сфери*. Однак таке розділення життєвого циклу відносно, тому що формування кожного органа, у тому числі й усіх вегетативних, тісно пов'язано не тільки з ростом, але і з розвитком генеративних органів та рослини в цілому.

Життєвий цикл багатьох видів рослин включає також період «спокою», коли ріст і орґаноутворювальні процеси різко сповільнюються або майже припиняються через несприятливі умови вегетації (низькі температури, посухи та ін.). Тривалість періоду спокою буває різною – від декількох тижнів до багатьох місяців.

По загальній тривалості життєвого циклу усі вищі рослини поділяються на: однолітні, дволітні та багаторічні.

При цьому однолітні рослини прийнято відносити до наступних груп: а) ефемери – рослини, весь онтогенез яких завершується протягом декількох весняних місяців; звичайно це рослини пустель і напівпустель, які використовують для свого розвитку і росту зимові та ранньовесняні опади; б) однолітні ярі рослини, вегетація яких починається навесні або влітку і завершується в це ж літо або восени; в) однолітні озимі культури, тривалість життя яких не перевищує одного року, але вегетація рослин

починається восени і завершується плодоносінням влітку або восени наступного року.

У дволітніх рослин на першому році життя звичайно утворюються вегетативні органи, на другому році йдуть процеси цвітіння і плодоносіння, після чого рослини відмирають.

Багаторічні рослини характеризуються самою різною тривалістю життєвого циклу: від декількох місяців – ефемероїди (трав'янисті рослини) до багатьох століть (дуб, липа) і навіть тисячоліть (секвоя, мамонтове дерево та ін.).

Крім того, рослини поділяються на дві великі групи: одноразово плодоносні – монокарпіки і багаторазово плодоносні – полікарпіки. У монокарпічних рослин після плодоносіння настає відмирання материнського організму. У полікарпічних рослин плодоносіння не веде до повного відмирання материнського організму, тому цвітіння і плодоносіння в них повторюється протягом ряду років.

До групи монокарпічних рослин відносяться однолітні (ефемери, ярі й озимі сільськогосподарські зернові культури), більшість дволітніх, а також деякі види багаторічних рослин: різні види бамбука, деякі види пальм, мексиканська агава, види роду ферула. До числа полікарпічних рослин відноситься велика частина чагарників (наприклад, смородина, малина, шипшина, таволга, бузина, жимолость, бузок й ін.), плодові дерева (яблуня, слива, вишня, груша та ін.), деревні породи (дуб, липа, клен, ясен, верба й ін.), кімнатні декоративні рослини (бегонія, герань, примула та ін.), багаторічні трав'янисті рослини (люцерна, еспарцет, конюшина, тимофіївка лугова, костер, костриця й ін.).

Полікарпічні багаторазово плодоносні рослини розрізняються також за терміном настання першого плодоносіння: рослини, які цвітуть на першому році життя, наприклад, тимофіївка лугова; зацвітають на другому році – багаторічний люпин, конюшина та ін.; рослини, які зацвітають на третьому році – багато видів ягідних чагарників; рослини, що плодоносять на 8–11-му році життя – ряд сортів яблунь, груш; рослини, які переходять до масового цвітіння на 25–30-му роках життя – липа, клен й ін., або на 40–60-м році життя – дуб і ряд інших лісових порід.

Довговічність багатьох полікарпічних видів рослин обчислюється століттями і навіть тисячоліттями. Так, мамонтове дерево (секвоя) живе до 5000 років; кипарис, кедр ліванський, тис – до 3000 років; каштан – до 2000 років; дуб, ялина, липа, сибірський кедр – понад 1000 років; тополя, бук, сосна, горіх волоський – від 300 до 600 років; яблуня, груша, черешня – від 100 до 400 років і більш.

Навіть серед багаторічних трав'янистих злаків, поряд з такими, як райграс, тимофіївка, їжа, життєвий цикл яких обчислюється від 3 до 7, іноді до 10 років, є ряд видів, наприклад, щучка і біловус, у яких тривалість життя обчислюється десятиліттями. Причому не довголітні

злаки швидко розвиваються і починають плодоносити вже на першому і другому роках життя, а багатолітні розвиваються повільно і починають цвісти і плодоносити лише на 5–8-му році життя.

Межі між монокарпічними і полікарпічними формами в життєвому циклі рослин певною мірою умовні. В залежності від умов і району вирощування ті ж самі види рослин швидко переходять від вегетативного росту до генеративного розвитку, або навпаки, дуже довго затримуються на фазі формування вегетативних органів.

10.2. Фенологічні фази розвитку рослин, вікові періоди їхнього життєвого циклу

Рослини в процесі розвитку зазнають ряд зовнішніх змін: проростання насіння, поява сходів, ріст стебла, утворення органів цвітіння, формування плодів. Спостереження за проходженням життєвого циклу дозволили О.І. Воейкову і П.І. Броуну вже наприкінці ХІХ ст. поряд з основними періодами вегетативного і генеративного розвитку виділити ряд фаз розвитку і росту рослин, які одержали назву *фенологічних фаз розвитку*. Кожна фенологічна фаза характеризується появою ряду нових зовнішніх морфологічних ознак або нових органів.

Вченими фенологами (О.І. Руденко, О.О. Шиголев та ін.) розроблена методика визначення фенологічних фаз для багатьох культурних рослин.

У хлібних злаків (пшениця, жито, ячмінь, овес) відзначаються наступні фенологічні фази: 1) проростання насіння, 2) сходи, 3) 3-й листок, 4) куціння (розгалуження) з підземних вузлів стебла, 5) вихід у трубку (стеблуння, початок росту стебла головного пагона), 6) колосіння (викидання мітелки), 7) цвітіння, 8) молочна стиглість, 9) воскова стиглість, 10) повна стиглість.

У кукурудзи відзначаються: сходи, поява 3-го листка і наступних листків, викидання волоті, цвітіння султана, молочна, воскова і повна стиглість.

В однолітніх трав'янистих рослин (соняшник, гречка, коноплі та ін.) розрізняють наступні фази: 1) проростання насіння 2) сходи, 3) поява першої пари дійсних листків, 4) розгалуження стебла, 5) стеблуння, 6) утворення суцвіть, 7) цвітіння, 8) утворення плодів (зелена стиглість насіння), 9) дозрівання насіння (повна стиглість).

У зернобобових – сої, гороху, кормових бобів, вики, квасолі, люпину й ін. бобових з моменту початку формування плодів відзначаються фази зелених, сизих і бурих бобиків.

У томатів також визначаються окремі фази дозрівання плодів: зелені плоди, бланжева стиглість, повна стиглість, переспілі плоди. У баштанних культур визначається так звана знімна стиглість.

У капусти на першому році життя визначають такі фази: сходив, поява 1-го справжнього листка, поява 3-го справжнього листка, початок завивання качана, технічна стиглість.

У плодових культур (яблуна й ін.) відзначають наступні фази: 1) набрякання бруньок, 2) розпускання квіткових і листкових бруньок, 3) розгортання перших листків, 4) утворення суцвіть, 5) цвітіння, 6) зав'язування плодів, 7) дозрівання плодів, 8) осіннє розцвічування листя, 9) листопад.

При спостереженнях за коренеплодами в перший рік життя (буряк цукровий і кормовий, бруква, морква та ін.) відзначаються фази сходів, появи 1-й, 2-й і 3-й пари справжніх листків, початок росту коренеплоду. На другий рік життя коренеплодів відзначаються такі фази: поява розетки, стеблуння, поява бокових пагонів, цвітіння, початок дозрівання, збиральна стиглість.

Таким чином, фенологічні фази характеризують не тільки зміну морфологічних ознак рослин, але вони найчастіше пов'язані з детальною характеристикою господарсько-важливих ознак культурних рослин. Вивчення фаз розвитку і росту рослин, термінів настання окремих фаз у різних видів рослин у різних географічних умовах і визначення їхньої тривалості складає предмет окремої дисципліни сільськогосподарської метеорології – *фенології*.

В онтогенезі рослин відбувається ряд закономірних змін у їхній будові в зв'язку з віковими періодами їхнього життя. Тому поряд з фенологічними фазами й етапами органогенезу варто розрізняти також і вікові періоди.

Процеси старіння, які залежать від фактора часу в індивідуальному житті рослини, є найбільш загальними. Усі явища і процеси в житті рослини протікають у часі, мають визначену тривалість, свій початок і свій кінець, тобто зазнають вікових змін. Протопласт, ядро, органоїди клітини, тканини, органи, фізіологічні процеси та в цілому весь рослинний організм піддаються віковим змінам.

При нормальних умовах існування і розвитку особини вікові зміни проходять синхронно з її розвитком; їх практично важко відокремити від стадійних і органоутворювальних процесів. При несприятливих умовах для розвитку рослин синхронність цих процесів порушується. У цьому випадку стадійні й органоутворювальні процеси затримуються, а процеси старіння продовжуються і навіть можуть прискорюватися. Тому вікова періодизація життєвого циклу, зокрема, багаторічних полікарпічних рослин проводиться за морфологічними ознаками, в зв'язку з розвитком.

Таким чином, вікові зміни відображають не тільки певний морфологічний стан самої особини, але і стан тих процесів, які пов'язані безпосередньо з відтворенням нових індивідуумів.

Отже, вони відображають загальні біологічні закономірності життя не тільки особин, але і усього виду.

Життєвий шлях індивідуума в насінневих рослин починається з проростання насіння. Тому перший віковий період часто визначається як період або стан паростка рослини. При цьому, на відміну від наступного вікового періоду, паростки поряд з автотрофним живленням використовують і запаси поживних речовин насіння. Стан паростків характеризується тим, що всі органи (корені, листки, зародковий пагін) є зародковими органами, які утворилися за рахунок речовин материнського організму і насіння. Тривалість періоду паростка в однолітніх рослин визначається декількома днями, рідше декількома тижнями, у багаторічних займає не більш одного вегетаційного періоду, а частіше, як і в однолітніх рослин, триває кілька днів.

Тривалість періоду проростання визначається в залежності від ступеня диференціації бруньки й у цілому зародка в насінні, яка у різних видів різна.

Другим віковим періодом є ювенільний період. Він характеризується формуванням вегетативних органів – листків, стебел, коренів. У цей період найбільш чітко в онтогенезі проявляються ознаки, властиві віковим формам. Морфологічно в цей період усі органи звичайно різко відрізняються від дорослих рослин по своїй будові та розміщенню.

Ювенільний період найчастіше називають також виргінільним (незайманим), відзначаючи тим самим непідготовленість рослини до плодоносіння. Тривалість ювенільного періоду варіює від декількох тижнів в однолітніх трав'янистих рослин до декількох років у деяких багаторічних трав і особливо деревних порід.

Третій віковий період – статевозрілість або зрілість рослин – характеризується формуванням органів розмноження, починаючи від утворення квіткових горбків у зародковому суцвітті, диференціації археспоріальних клітин у тканинах пильовика і насінневого зародка бруньки (материнських клітин мікро- і макроспор) і закінчуючи утворенням зиготи.

З загасанням процесів, пов'язаних із плодоносінням і відмиранням основних вегетативних органів рослини, починається наступний, останній віковий період онтогенезу рослин – старіння, яке завершується відмиранням рослини.

У полікарпічних багаторічних форм процес старіння має ряд особливостей у порівнянні з однолітніми, тому що окремі пагони можуть старіти і відмирати, а в організмі в цілому продовжуються процеси росту і розвитку нових пагонів (за рахунок своїх запасів і сплячих бруньок).

10.3. Етапи органогенезу в онтогенезі вищих рослин

Фенологічні спостереження – це спостереження над основними фазами росту і розвитку рослин, однак вони не відображають усіх складних органоутворювальних процесів, які протікають у міжфазні періоди. Весь процес органогенезу рослин проходить етапами на базі визначених стадій розвитку і тому, якщо встановити, на якій стадії проходить той або інший етап органогенезу, можна потім за станом етапів органогенезу з порівняно високим ступенем вірогідності судити про зворотнє, тобто на якій стадії розвитку знаходиться рослина.

При всій специфічності формоутворювальних процесів, властивих кожному виду, роду і сімейству рослин, існують закономірності і послідовність органогенезу пагонів і суцвіть, спільні для усіх вищих рослин. Ф.М. Куперман установила дванадцять основних етапів органогенезу, спільних для усіх видів покритонасінних рослин, які наведені на рис. 10.1. На I-II етапах органогенезу формується вегетативна сфера пагона.

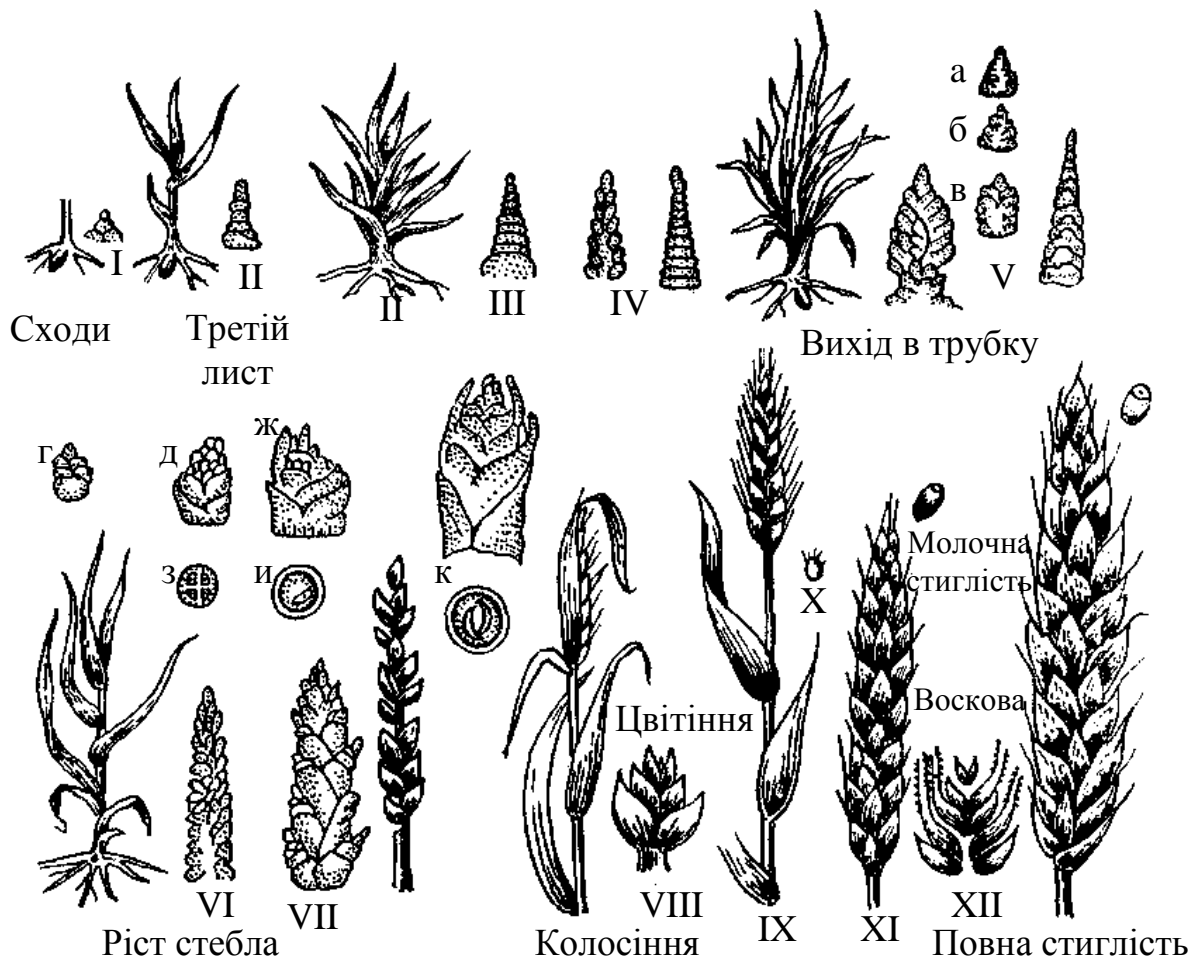


Рис. 10.1 – Фази розвитку й етапи органогенезу пшениці.

(Ф.М. Куперман, О.І. Ржанова, 1963).

I *етап органогенезу* у більшості сільськогосподарських культур проходить у міжфазний період проростання насіння – поява сходів. У багаторічних полікарпічних рослин пазушні бруньки, з яких розвиваються пагони другого, третього і наступного порядків, також починають свій розвиток з I етапу. При цьому в конусі наростання відбувається анатомічна диференціація первинної меристеми на основні тканини майбутнього стебла і листя.

В основі конуса наростання добре розрізняються зародкові листки. Так, наприклад, у ярої й озимої пшениці є 3–5 зародкових листків, у кукурудзи – 5–7, у соняшника – від 3 до 7 в залежності від скоростиглості сорту. На цьому етапі конуси наростання не тільки різних сортів, але і різних видів рослин зовні дуже подібні й розрізняються частіше розмірами і ступенем опуклості первинного горбика зародкового стебла.

II *етап органогенезу*. Слідом за появою сходів рослини переходять у II етап органогенезу. Цей етап у більшості рослин проходить у міжфазний період сходи – вихід у трубку або початок стеблуння, а в багаторічних рослин збігається з процесом внутрішньобрунькової диференціації верхівкової і пазушних бруньок.

II етап органогенезу характеризується диференціацією конуса наростання на вузли й укорочені міжвузля зародкового стебла, а також формуванням листових зачатків. У багатьох видів рослин визначається не тільки кількість вузлів і міжвузля дорослого пагона, але ступінь і характер куціння злаків і розгалуження стебла у дводольних рослин. У рослин з незавершеним ростом пагона (наприклад, у багатьох видів бобових і гарбузових рослин) на II етапі тривало йдуть процеси диференціації вузлів і міжвузля стебла.

Кількість вузлів і листків стебла метамерів, що закладаються на II етапі органогенезу, визначається видовими (сортними) спадковими особливостями рослин і умовами їхнього розвитку в цей період. За сприятливих умов погоди кількість метамерів стебла є типовим для кожного сорту або різновидності.

У більшості зернових культур фаза виходу в трубку супроводжується переходом пагона до III етапу органогенезу і майже відразу переходить до IV етапу. На III і IV етапах органогенезу відбувається диференціація осі суцвіття.

III *етап органогенезу*. Витягування і «сегментація» конуса наростання – зародкової осі суцвіття. Чим сприятливіші умови для ростових процесів на III етапі, тим більше формується зародкових члеників колоса, мітелки, кошика і тим довше буде колос, більше початок, ширше діаметр кошика соняшника. Так як III етап проходить швидко, то спостереження за сегментацією конуса наростання здійснюються без детального підрахунку зміни кількості сегментів.

IV етап органогенезу. Формування так званих лопатей суцвіття, зародкових віточок суцвіття або колоскових горбиків у злаків.

Таким чином, на III і IV етапах органогенезу, які у більшості рослин проходять ще на початку виходу в трубку або на початку стеблуння, уже визначаються можливі величини суцвіття, колоса, мітелки, качана, кошика і парасольки. Завершується IV етап органогенезу утворенням квіткових недиференційованих горбиків (квіткової меристеми). Кількість квіткових горбиків у суцвітті може продовжувати наростати на V етапі.

На V і VI етапах органогенезу формуються квітки і генеративні органи, археспорії, мікроспори (материнські клітини пилку) і макроспори (зародкові мішечки).

V етап органогенезу характеризується диференціацією основних органів квітки. Спочатку в більшості видів рослин утворюються зачатки покривних органів – чашечки та віночка і власне генеративних органів — тичиночних і пестичних горбиків. Наприкінці V етапу в них можна розрізнити утворення первинного археспорія, потім спостерігається подальша диференціація клітин вторинного археспорія.

VI етап органогенезу характеризується процесами утворення материнських клітин пилку (мікроспор і мікроспороцитів) і зародкового мішечка (макроспор і макроспороцитів). Цей етап характеризується також початком посиленого росту покривних органів квітки.

На VII і VIII етапах органогенезу звичайно завершується формування гамет (полових клітин рослини – пилку і яйцевого апарата зародкового мішечка). Квітка здатна до здійснення основної функції — запліднення.

VII етап органогенезу. На цьому етапі відбувається формування чоловічого і жіночого гаметофіта. Тобто відбувається розподіл ядра й утворення двоклітинного пилкового зерна – генеративної клітини і вегетативного ядра пилку. Пилкові зерна значно збільшуються в розмірах. Одночасно продовжується посилений ріст зародкового мішечка. Спостерігаються високі темпи росту покривних органів квітки, які захищають на цьому етапі генеративні органи, причому віночок росте швидше, ніж чашечка. Посилено розростаються вегетативні органи суцвіття – членики колосу, гілочки мітелки, голівка конюшини, квітколоже кошика; витягаються тичинкові нитки, росте стовпчик маточки, збільшується розмір зав'язі.

VIII етап органогенезу. Завершуються процеси гаметогенеза і формування полового апарата рослин – пилку і яйцеклітини. На цьому етапі відбувається формування видимої частини фази бутонізації, вихід віночка за межі чашечки, посилений ріст міжвузля, яке несе суцвіття і квітконос. Відзначаються фази колосіння у пшениці, жита, ячменю і багаторічних злаків, а також появи нитковидних стовпчиків з обгортки качана у кукурудзи (цвітіння).

IX етап органогенезу. Цвітіння запліднення й утворення зиготи. Процеси цвітіння у квіткових рослин, розрізняють по своїй тривалості, способам запилення, типах запліднення і нарешті ведуть до утворення зиготи.

X етап органогенезу. Посилений ріст плоду, зародка й ендосперму насіння. На цьому етапі дуже рано починається ділення зиготи, утворення зародка і заповнення клітинами ендосперму зародкового мішечка.

На X етапі органогенезу зародок починає диференціюватися на осьові органи і сім'ядолі. Установлено, що до кінця X етапу органогенезу насіння багатьох видів рослин (пшениці, жита, бавовнику та ін.) є життєздатним; його можна пророщувати на живильних середовищах і при дотриманні необхідних умов схожість насіння досягає 90–100 %. В цей час у зародка добре помітний зародковий корінь з кореневим чохлаком і брунька з декількома зародковими листочками. Кількість і форма їх визначаються видовими (сортовими) особливостями насіння.

На XI–XII етапах органогенезу завершується формування плоду і насіння, йдуть процеси нагромадження поживних речовин і перетворення їх у запасні, специфічні для кожного сімейства, роду, виду (сорту).

XI етап органогенезу. Цей етап характеризується ростом плодів у діаметрі, різкою зміною будови стінок зав'язі і нагромадженням поживних речовин. На цьому етапі, коли в плодах і насінні накопичується велика кількість води, вони досягають свого максимального розміру: при цьому в насінні відповідно до їх видової і сортової специфіки йде ряд складних біохімічних процесів. У той же час із завершенням морфологічної диференціації їхній ріст (плоду, насіння і зародка) як у довжину, так і в ширину різко сповільнюється.

XII етап органогенезу – дозрівання насіння. Цей етап характеризується перетворенням поживних речовин у запасні, різким зневоднюванням насіння, переходом зародка насіння в деяких видів у стан тимчасового змушеного (у багатьох видів глибокого органічного) спокою. При цьому від специфіки запасних поживних речовин, накопичених у насінні, залежать не тільки видові, але і сортові особливості росту паростків на ранніх етапах органогенезу. Ці особливості у величезній більшості видів рослин впливають на ріст рослин на більш пізніх етапах. У деяких крупнонасінневих видів рослин диференціація органів квітки (аж до VI етапу) може здійснюватися при вирощуванні рослин у темряві за рахунок запасних речовин насіння (за умови нормального формування материнської рослини на XI–XII етапах). У більшості видів рослин XII етап завершується повною стиглістю насіння.

Тривалість етапів органогенезу, інтенсивність органоутворення й амплітуда варіювання тривалості кожного етапу визначається ходом спадкоємної інформації виду (сорту) і ступенем оптимізації основних факторів, до яких адаптована рослина.

Така загальна характеристика основних етапів органогенезу більшості однолітніх сільськогосподарських рослин.

У багаторічних, полікарпічних трав'янистих і деревних рослин пагони різних років життя, так само, як і пагони різних порядків на тій же самій рослині, можуть бути одночасно на різних етапах органогенезу. В той час як одні пагони тільки ще закладаються у бруньці й перебувають на I-II етапах органогенезу і з них потім виростають ростові пагони, репродуктивні пагони, які багато років перебувають на II етапі у стані вегетації, швидко розвиваються і досягають XII етапу органогенезу. Тому в багаторічних рослин прийнято розрізняти систему пагонів, а про стан розвитку рослини в цілому судять по пагонах, які досягли найбільш високого рівня розвитку (етапів органогенезу).

10.4. Основні положення закону єдності етапів органогенезу

Багаторічні спостереження за розвитком, ростом і процесами органогенезу різних життєвих форм, які представляють значну кількість видів, родів і сімейств культурної і дикоростучої флори, дослідження росту і диференціації органів у зв'язку зі зміною режиму живлення, освітлення, зволоження, температури та інших факторів дозволили сформулювати наступні основні положення закону єдності етапів органогенезу квіткових рослин.

1. Усім квітковим рослинам притаманна єдність процесів формування пагонів, яка виражається в послідовності проходження дванадцяти етапів органогенезу.

2. Розходження в тривалості етапів органогенезу пагонів характеризують основну розмаїтість життєвих форм квіткових рослин і їхнє довголіття.

Найбільші розходження в тривалості існують на I – II етапах органогенезу. Тривалість цих етапів у різних видів сімейств і їхніх життєвих форм варіює від декількох годин до багатьох десятків і сотень років. Так, у ефемерів I – II етапи тривають не більше 1–2 днів, у інших – до 5–6 днів. У однолітніх рослин тривалість I – II етапів варіює від 6–7 днів до 200–240 днів у озимих культур. У дволітніх рослин I–II етапи тривають залежно від виду (сорту) і умов збереження від 150 до 300 днів і більше. У багаторічних трав'янистих і деревних форм період формування вегетативної сфери (кореневищ, цибулин, крони та ін.) може тривати від одного до багатьох десятків років. Тривалість III – IX етапів, і особливо III–V етапів, також варіює від десятків днів у однолітніх пагонів до декількох сотень днів і 2–3 років у багаторічних життєвих форм.

Таким чином, життєві форми квіткових рослин і їхнє довголіття визначаються переважно тривалістю I – II етапів органогенезу. При цьому

довголіття різних життєвих форм квіткових рослин визначається не тільки тривалістю проходження I – II етапів функціонуючих пагонів, але і потенційною тривалістю спокою сплячих бруньок.

3. Для всіх життєвих форм квіткових рослин характерне формування пагонів з різними циклами етапів органогенезу.

Закон єдності етапів органогенезу квіткових рослин в усіх життєвих формах полягає у формуванні трьох морфофізіологічних типів пагонів:

- перший тип характеризується завершеним циклом етапів органогенезу, коли пагони проходять послідовно від I до XII етапу (так названі генеративні або репродуктивні пагони);

- другий тип відрізняється незавершеним циклом етапів органогенезу, коли пагони не переходять до III етапу, можуть довгостроково рости на II етапі, а потім відмирають у стані I або II етапів (так названі вегетативні або ростові пагони і сплячі бруньки);

- третій тип з перерваним у період від III до X етапу циклом органогенезу (потенційно репродуктивні пагони, окремий випадок першого типу).

Співвідношення кількості пагонів із завершеним і незавершеним циклами етапів органогенезу визначає життєві форми рослин, їхнє довголіття і поновлення. В однолітніх монокарпічних рослин чисельно переважають пагони з завершеним циклом органогенезу. У багаторічних, полікарпічних форм рослин переважають пагони з незавершеним циклом органогенезу, які забезпечують вегетативне розмноження, що сприяє довголіттю рослин.

4. Закон єдності органогенезу квіткових рослин полягає у морфологічній ярусній мінливості будови пагонів (гетерофілії, гетерорамії, гетерокарпії) і відображає кількісні та якісні відмінності біохімічних і фізіологічних процесів, які властиві кожному етапу.

В оптимальних умовах для росту і розвитку пагонів із завершеним циклом етапів органогенезу існує асинхронне, послідовне проходження чергових етапів у пазушних бруньках. При цьому, чим далі в стадійному розвитку просунулися тканини і пазушні бруньки, тим швидше в них протікають V – VIII етапи органогенезу в межах однієї і тієї ж особини, тим сильніше виявляється асинхронність у розвитку пазушних бруньок різних ярусів, а також різних ярусів квіток у суцвітті.

При розвитку найбільш розвинутих пазушних бруньок більше на два-три етапи має місце припинення в розвитку, а потім редукція органів, які відстають у розвитку, або їхній перехід у стан спокою. Останнє частіше має місце, коли бруньки знаходяться на I або II етапах органогенезу.

Після опадання нормально дозрілих органів або при ушкодженнях (механічних, шкідниками або поїдання тваринами) органів, які пішли на два-три етапи вперед і викликали внаслідок зміни біохімізму редукцію відсталих органів, пазушні сплячі бруньки можуть почати функціонувати і

пройти в залежності від умов і їхнього розташування на пагоні завершений цикл органогенезу або затриматися на II етапі в стані ростових пагонів.

У багатьох видів квіткових рослин припинення в розвитку на II етапі характерне для головної осі пагона: завершений цикл етапів органогенезу в них здійснюється пагонами другого і наступного порядків. У рослин, які відносяться до життєвих форм із пагонами індетермінантного росту (ліани), завершений цикл органогенезу мають лише бокові пагони різних порядків.

Припинення на II етапі в розвитку пагона призводить до переходу рослин від моноподіального до симподіального типу розгалуження.

Онтогенетична мінливість пагона, властива усім життєвим формам квіткових рослин, виявляється як у морфологічній мінливості органів, так і в численних кореляціях між морфологічними ознаками і рівнем показників біохімічних і фізіологічних процесів. До їхнього числа відноситься ярусна мінливість у вмісті пігментів, продуктивності фотосинтезу, білкового і нуклеїнового обміну, дихання, інтенсивності росту і диференціації тканин.

5. Закон єдності етапів органогенезу квіткових рослин виявляється в онтогенетичній мінливості будови їхніх органів.

Типовий морфогенез життєвої форми квіткових рослин і їхніх пагонів, реалізація спадкоємного коду інформації визначаються ступенем оптимізації умов, необхідних для проходження етапів органогенезу, росту органів і для переходу рослини від одного етапу до іншого.

В залежності від ступеня оптимізації умов у межах, визначених генетичним кодом спадковості, спостерігається кількісна варіабельність ознак, яка відзначається на загальній величині біомаси рослин і їхній насіннєвій продуктивності. Так, наприклад, у злаків оптимальні умови: на II етапі органогенезу визначають типову для даного виду кількість продуктивних пагонів кущіння; на III–IV етапах – потенційну величину суцвіть (кількість колосків у колосі, гілочок у мітелці); на V етапі – потенційно можливу кількість квіток. У бобових, пасльонових і гарбузових на X етапі визначають оптимальні розміри плодів, у хрестоцвітих визначають також і довжину суцвіття; на XI–XII етапах – розміри і якість плодів і насіння.

Уповільнення в темпах проходження етапів органогенезу, відхилення від оптимуму може викликати збільшення кількості метамерних органів відповідно тому, на якому етапі мала місце затримка в розвитку. Так, на II етапі може збільшитись кількість вузлів, міжвузля, листків, на III–IV етапах – кількість члеників осей суцвіття, на V етапі – кількість квіток, на VI–VIII етапах може бути збільшення розмірів покривних органів квітки, збільшення кількості насінин у плодах.

Уповільнення темпів розвитку на ранніх етапах органогенезу в поєднанні з інтенсивним ростом підсилює онтогенетичну мінливість і підвищує ступінь дивергенції ознак на більш пізніх етапах. Навпаки,

відхилення від оптимуму при прискоренні в темпах проходження окремих етапів органогенезу і при зниженні інтенсивності ростових процесів, можуть викликати зменшення кількості метамерів відповідно тому, на якому етапі мали місце ці явища. Так, на всіх етапах органогенезу зниження інтенсивності росту при прискоренні в розвитку призводить до формування карликовості (нанізму): зменшується кількість листків, розмір суцвіть, кількість квіток і плодів.

Особливе значення для продуктивності рослин мають умови проходження III, IV і V етапів органогенезу. Якщо умови для росту на IV–V етапах органогенезу сприятливі, то формуються багатокоскові колоски пшениці, жита, ячменю, розвинуті, багаторазово розгалужені мітелки у вівса, проса, великі кошики з великою кількістю квіткових горбиків у соняшника. Чим сприятливіші умови для росту в цей період, тим більше буде колосків у колосі або мітелці, кількість колосків, а потім квіток і зерен у кожному рядку в качані, тим більше буде рядків у кошику соняшника. Навпаки, якщо IV етап проходить занадто швидко або в несприятливих умовах для росту рослин (недостатня вологозабезпеченість і занадто високі температури), то кількість органів у суцвітті різко скорочується, і вже на цьому етапі йде відмирання (усихання) частини колоскових горбиків і зародкових гілочок суцвіття.

Такі факти неодноразово спостерігаються в умовах Півдня України коли високі температури і низька відносна вологість повітря при дефіциті ґрунтової вологи призводять до усихання від 20 до 80 % закладених на IV етапі колосків. Тому важливо саме тоді, коли рослини вступають у III і IV етапи органогенезу, створити шляхом міжрядної обробки ґрунту і за допомогою дуже ранніх весняних підживлень найкращі умови для використання зимових і весняних опадів, пристосувавши саме до цих етапів підживлення і поливи. Якщо упущені III – IV етапи формування суцвіть, то наступні навіть самі рясні поливи звичайно вже не можуть вплинути на розміри колоса, мітелки або качана.

Різниця в термінах внесення підживлення може іноді визначатися всього лише декількома днями, а ефект його дії може бути дуже різним. Особливо важливо це для такої культури, як рис, де ефективність поливу майже цілком залежить від IV етапу органогенезу.

Забезпеченням рослин вологою, теплом, світлом і живленням на III–IV етапах органогенезу в період формування зародкового колоса мусить значною мірою визначатися і вибір найбільш оптимальних термінів посіву в кожному районі, з урахуванням термінів збирання, які гарантують повну господарську реалізацію урожаю.

У роки з надзвичайним дефіцитом вологи в період проходження рослинами VI і VII етапів органогенезу різко зменшується кількість нормального (фертильного) пилку і порушується формування зав'язей, що призводить до недорозвинення квіток і різкого зниженню урожаю. Тому у

всіх районах, де застосовується зрошення пшениці, овочевих і технічних культур, варто проводити другий вегетаційний полив на VI етапі органогенезу.

На VI етапі при нормальній вологозабезпеченості посилено ростуть середні міжвузля пагонів, при дефіциті вологи у ґрунті стебла рослин бувають укороченими. По довжині міжвузля можна встановити, чи мали місце відхилення у розвитку рослин.

Розділ 11

АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ УМОВИ ІСНУВАННЯ РОСЛИН

11.1. Умови існування рослин. Екологічні фактори

Середовище – одне з основних екологічних понять. Воно охоплює весь комплекс природних тіл і явищ, з якими організм знаходиться в прямих або непрямих взаєминах. У науковій літературі існує велике розмаїття похідних цього слова в залежності від смислових акцентів і ступеня конкретизації поняття. Широко вживається термін *зовнішнє середовище*, визначене як сукупність сил і явищ природи, її речовина і простір, будь-яка діяльність людини, яка знаходяться поза розглянутим об'єктом або суб'єктом і необов'язково безпосередньо контактуючи з ним. Поняття *навколишнє середовище* ідентично попередньому, але має на увазі безпосередній контакт із об'єктами або суб'єктами. Розрізняють також:

– *природне середовище* – це сукупність природних і змінених діяльністю людини факторів живої і неживої природи, які можуть впливати на організми;

– *середовище абіотичне* – усі сили і явища природи, походження яких прямо не пов'язано з життєдіяльністю нині існуючих організмів;

– *середовище біотичне* – сили і явища природи, зобов'язані своїм походженням життєдіяльності нині існуючих організмів.

Існує і більш конкретне просторове поняття середовища як безпосереднього оточення організму це – *середовище мешкання*. Воно містить у собі сукупність абіотичних і біотичних факторів окремого організму або біоценозу в цілому, які впливають на їхній ріст і розвиток, тобто це частина природи, яка безпосередньо оточує дані живі організми, усе те, серед чого вони живуть. У земних умовах існують чотири типи середовища мешкання для живих організмів: 1) водне, 2) наземне (повітряне), 3) ґрунтове, 4) тіло іншого організму, яке використовується паразитами і напівпаразитами.

Поняття «середовище» не тотожно поняттю «умови існування». *Умови існування* це сума життєво необхідних факторів середовища, без яких живі організми не можуть існувати. Ті елементи середовища мешкання або умови, які для конкретних видів або їхніх угруповань небайдужі і викликають у них пристосувальні реакції є по відношенню до організмів екологічними факторами (світло, вода, тепло, повітря, ґрунт, навколишні організми і т.п.).

Екологічні фактори поділяються на: *зовнішні (екзогенні)* і *внутрішні (ендогенні)* стосовно даної екосистеми. До зовнішніх відносяться фактори, дія яких у тому або іншому ступені визначають зміни, які відбуваються в

екосистемі, але самі вони практично не зазнають її зворотного впливу. Такими є сонячна радіація, інтенсивність атмосферних опадів, атмосферний тиск, швидкість вітру, швидкість течії і т.д. На відміну від зовнішніх внутрішні фактори співвідносяться з властивостями самої екосистеми (або окремих її компонентів) і в дійсності утворюють її склад. До внутрішніх факторів відносяться чисельність і біомаса популяцій, запаси різних речовин, характеристики приземного шару повітря, водної або ґрунтової маси і т.п.

Другий розповсюджений класифікаційний принцип – це розподіл факторів на біотичні й абіотичні. До першого відносяться різноманітні перемінні, які характеризують властивості живої речовини, а до других — перемінні, які характеризують властивості неживих компонентів екосистеми та її зовнішнього середовища.

В екологічній літературі широко використовується класифікація факторів в основному за відмінними властивостями екосистеми і навколишнього середовища, специфічний вплив яких вони характеризують. Наприклад, серед екзогенних розрізняють метеорологічні, агрометеорологічні, кліматичні, геологічні, гідрологічні, міграційні (біогеографічні), антропогенні фактори, а серед ендогенних – мікрометеорологічні (названі також мікро- або біокліматичними), ґрунтові (едафічні), водні (стосовно до водної маси) і біотичні, які характеризують властивості рослин, тварин і мікроорганізмів.

Серед екологічних факторів особлива роль належить сумативним (адитивним) факторам, які характеризують чисельність біомаси або щільність популяцій організмів, а також запаси або концентрацію різних форм речовини й енергії, часові зміни яких підпорядковуються законам збереження. Ці фактори називаються *ресурсами*. (Наприклад, говорять про ресурси тепла, вологи, органічного і мінерального живлення і т.п.). На відміну від них такі фактори, як інтенсивність і спектральний склад радіації, рівень шуму, окислювально-відновний потенціал, швидкість вітру або течії, розмір і форма поживи і т.п., що також дуже сильно впливають на організми, не відносяться до категорії ресурсів, тому що до них незастосовні закони збереження.

Кількість всіляких екологічних факторів представляється потенційно необмеженим. Однак по ступеню впливу на організми вони далеко не рівнозначні, внаслідок чого в екосистемах різного типу деякі фактори виділяються як найбільш істотні або імперативні. В наземних екосистемах з числа екзогенних факторів до них, як правило, відносяться інтенсивність сонячної радіації, температура і вологість повітря, інтенсивність атмосферних опадів, швидкість вітру, швидкість занесення спор, насіння і інших зародків або переміщення дорослих особин різних видів з інших екосистем, а також усілякі форми антропогенного впливу. Ендогенні

імперативні фактори в наземних екосистемах представлені наступними властивостями:

1) мікрометеорологічними – освітленість, температура і вологість приземного шару повітря, вміст у ньому O_2 і CO_2 ;

2) ґрунтовими – температура, вологість, аерація ґрунту, фізико-механічні властивості, хімічний склад, вміст гумусу, доступність елементів мінерального живлення, окислювально-відновний потенціал;

3) біотичними – щільність популяцій різних видів, їхній віковий і статевий склад, морфологічні, фізіологічні та поведінкові характеристики.

Кожен екологічний фактор можна представити математичною перемінною, яка приймає значення на деякій шкалі. Екологічні фактори ранжируються по силі їхнього відносного впливу на організм, популяцію, угруповання. Якщо значення першого по силі впливу фактора вимірюється перемінною x_1 , другого – перемінною x_2, \dots, n -го – перемінною x_n і т.д., то весь комплекс екологічних факторів представляється послідовністю $(x_1, x_2, \dots, x_n, \dots)$. Для характеристики множин усіляких комплексів екологічних факторів, які є при різних значеннях кожного з них, вводиться поняття простору екологічних факторів або, іншими словами, екологічного простору.

Простором екологічних факторів назвемо евклідовий простір, координати якого порівнювальні ранжируванням екологічним фактором. Для позначення екологічного простору використовуємо запис вигляду

$$E = \{(x_1, x_2, \dots, x_n, \dots)\}, \quad (11.1)$$

який означає, що множина E складається з усіляких послідовностей вигляду $(x_1, x_2, \dots, x_n, \dots)$.

Таким чином, кожній конкретній комбінації значень екологічних факторів $x_1 = x_1^*, x_2 = x_2^*, \dots, x_n = x_n^*, \dots$ відповідає точка екологічного простору E з координатами $(x_1^*, x_2^*, \dots, x_n^*, \dots)$.

11.2. Закон оптимуму, лімітовані фактори і взаємодія факторів середовища

Для кількісної характеристики впливу екологічних факторів на показники життєдіяльності рослин і тварин, такі, як швидкість росту, розвитку, плідність, тривалість життя, смертність, живлення, метаболізм, рухова активність і т.п. (нехай вони нумеруються індексом $k = 1, \dots, m$), вводиться поняття про функції відгуку. Значення, прийняті показником з номером k на визначеній шкалі при варіюванні екологічних факторів, як правило, обмежені знизу і зверху. Позначимо через $I_k = [\underline{C}_k, \overline{C}_k]$ відрізок

на шкалі вимірів, обмежений мінімально \underline{C}_k і максимально \overline{C}_k можливим значенням k -го показника.

Функцією відгуку k -го показника на сукупність екологічних факторів $(x_1, x_2, \dots, x_n, \dots)$ називається функція φ^k , яка відображає екологічний простір E на шкалу I^k

$$\varphi^k : E \rightarrow I^k, \quad (11.2)$$

яка кожній точці (x_1, \dots, x_n, \dots) простору E порівнює число $\varphi^k(x_1, \dots, x_n, \dots)$ на шкалі I^k .

Наприклад, позначивши через φ_k швидкість нетто-фотосинтезу листків вереску (*Calluna vulgaris*) у основного продуцента в екосистемах верескових боліт – і звернувшись до рис. 11.1, де зображена поверхня відгуку величини φ_k на інтенсивність сонячної радіації (фактор x_1) і температуру повітря (фактор x_2), ми бачимо, що при невеликих значеннях сонячної радіації (< 50 Вт/м²) і високих температурах повітря (25–30 °C) нетто-фотосинтез негативний (-2 мг·СО₂/(дм²·год)).

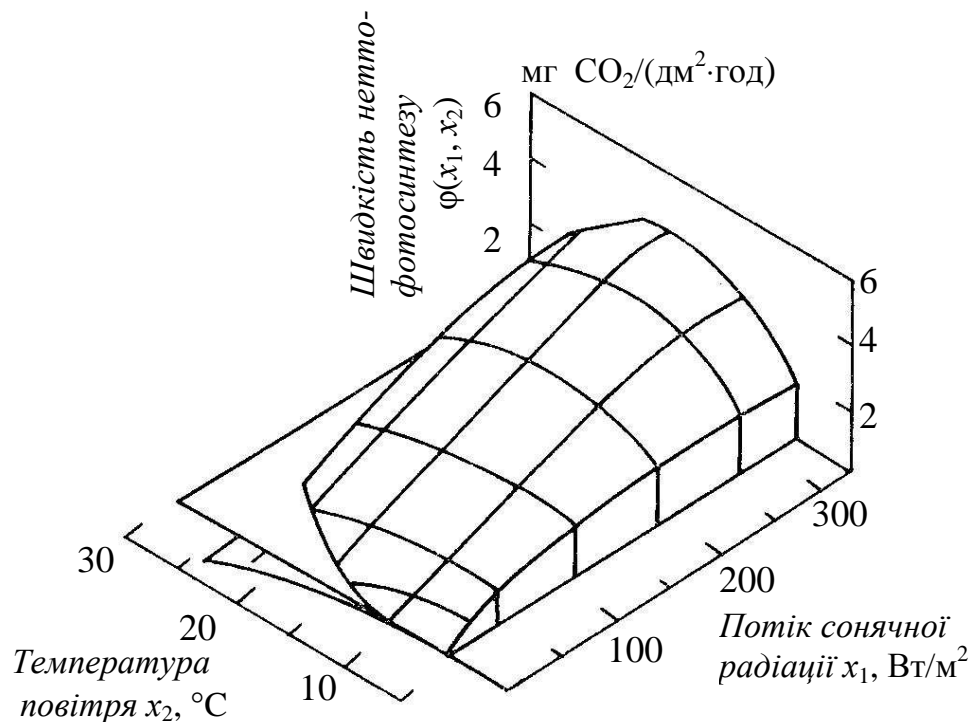


Рис. 11.1 – Функція відгуку $\varphi^k(x_1, x_2)$ швидкості нетто-фотосинтезу вереску (*Calluna vulgaris*) на інтенсивність сонячної радіації x_1 і температуру повітря x_2 (Grace, Marks, 1971).

Максимальний нетто-фотосинтез ($5 \text{ мг}\cdot\text{CO}_2/(\text{дм}^2\cdot\text{год})$) спостерігається при значеннях сонячної радіації близько $300 \text{ Вт}/\text{м}^2$ і температурах повітря $15\text{--}20 \text{ }^\circ\text{C}$. Таким чином, областю значень функції $\varphi^k(x_1, x_2)$ є інтервал $I^k = [-2, 5] \text{ мг}\cdot\text{CO}_2/(\text{дм}^2\cdot\text{год})$. Для кожної припустимої комбінації радіації і температури (x_1, x_2) функція $\varphi^k(x_1, x_2)$ показує відповідне цьому сполученню факторів значення швидкості нетто-фотосинтезу.

Хоча кількість екологічних факторів потенційно необмежена і нескінченна розмірність екологічного простору E та кількість аргументів функції відгуку $\varphi^k(x_1, x_2)$, в дійсності дозволяє виділити кінцеву кількість факторів (позначимо їх через n), за допомогою яких можна пояснити задану частину від повного варіювання функції відгуку. Наприклад, перші три фактори можуть пояснити 80 % загального варіювання показника φ^k , перших 5 факторів – 95 %, перші 10 факторів – 99 % і т.д. Інші, що не ввійшли в кількість зазначених факторів, не мають визначального впливу на досліджуваний показник. Їхній вплив можна розглядати як деякий екологічний шум, що накладається на дію імперативних факторів.

Це дозволяє від простору E з нескінченною кількістю вимірів перейти до його n -мірного підпростору E_n і розглядати звуження функції відгуку φ^k на цей підпростір

$$\widehat{\varphi}^k : E_n \rightarrow I^k. \quad (11.3)$$

При цьому значення функцій φ^k і $\widehat{\varphi}^k$ пов'язані співвідношенням

$$\varphi^k(x_1, \dots, x_n, x_{n+1}, \dots) = \widehat{\varphi}^k(x_1, \dots, x_n) + \varepsilon_{n+1}, \quad (11.4)$$

де ε_{n+1} – випадковий «екологічний шум», що вносить незначні збурювання в дію імперативних факторів.

Тому при аналізі реальних ситуацій варто розглядати тільки функції від n перемінних, вважаючи, що внесок n факторів досить великий, щоб визначити умови існування особин розглянутої популяції.

У типових випадках графік частинної функції відгуку на зміну фактора x_i ($i=1, \dots, n$) має форму опуклої кривої, яка монотонно зростає від мінімального значення фактора x_i (нижня межа *толерантності*) до максимального (або плато максимальних значень) при оптимальних значеннях факторів x_i^0 і монотонно спадної, з наближенням x_i до максимального значення \bar{x}_i (верхня межа *толерантності*).

Діапазон дії (або *зона толерантності*) екологічного фактора обмежений відповідними крайніми граничними значеннями (точки мінімуму і максимуму) даного фактора, при яких можливе існування організму (рис. 11.2). Точка на осі абсцис, яка відповідає найкращим показникам життєдіяльності організму, означає оптимальне значення

фактора – це точка оптимуму. Звичайно визначити оптимальне значення фактора з достатньою точністю важко, у зв'язку з чим прийнято говорити про зону оптимуму або в більш широкому значенні – зону комфорту. Точки оптимуму, мінімуму і максимуму складають три основні точки, які визначають можливість реакції організму на даний фактор.

Крайні ділянки кривої, які виражають стан пригнічення при недостатці або надлишку фактора, називають зонами мінімуму і максимуму; їм відповідають мінімальні і максимальні значення фактора. Поблизу критичних точок лежать сублетальні значення фактора, а за межами зони толерантності – летальні.

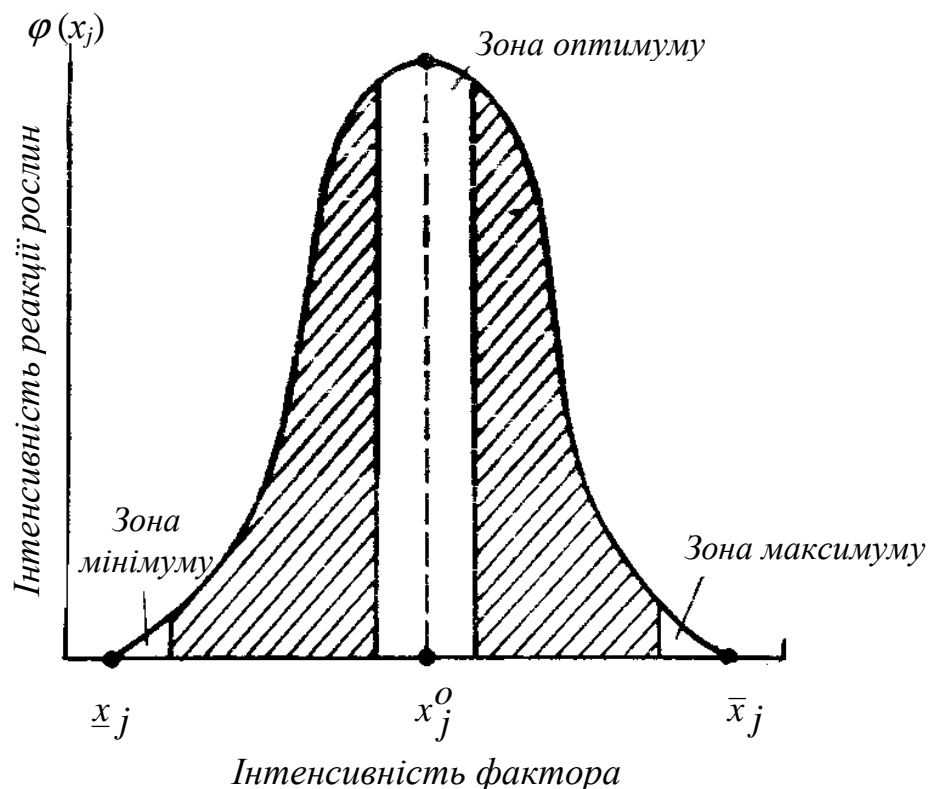


Рис. 11.2 – Схема дії екологічного фактора на рослину (К.М. Ситник, А.В. Байрон, А.В. Городецький, 1987)

x_j – точка мінімуму; x_j^o – точка оптимуму; \bar{x}_j – точка максимуму.

Умови середовища, в якому який-небудь фактор (або сукупність факторів) виходить за межі зони комфорту і чинить пригнічений вплив, в екології часто називають *екстремальними* (крайовими, граничними, важкими). Цей вираз характеризує не тільки екологічні ситуації, обумовлені критичними значеннями температури, солоності, світла, вологості і т.п., але і такі місцеперебування, де умови близькі до меж можливості існування організму (полярні зони, високогір'я, пустелі і т.п.).

Фактор, який має тенденцію до сповільнення розвитку організмів, називають *обмежувальним*.

Розглянуті вище закономірності впливу екологічних факторів на живі організми і характер відповідних реакцій останніх відомі в літературі як *закон оптимуму*.

Необхідно підкреслити, що ширина інтервалу толерантності, положення на ньому точки оптимуму, а також форма і масштаб функції відгуку для даного фактора можуть значно змінюватися в залежності від значень, прийнятих іншими факторами (випадок взаємодії). При цьому можна виділити два взаємозалежних питання:

1) який з факторів має більший відносний вплив на зміну функції відгуку $\varphi(x_1, \dots, x_n)$ при даній комбінації екологічних факторів $(x_1^{(1)}, \dots, x_n^{(1)})$;

2) чи зберігається відносна важливість факторів при переході до інших точок простору екологічних факторів, досить відмінним від даної точки $(x_1^{(1)}, \dots, x_n^{(1)})$ наприклад до точки $(x_1^{(2)}, \dots, x_n^{(2)})$;

Відповідь на перше питання вперше була надана Ю. Лібіхом у 1840 р., який сформулював стосовно до компонентів мінерального живлення рослин *закон мінімуму*, відповідно до якого величина урожаю визначається кількістю у ґрунті того з елементів живлення, потреба у якому задоволена найменше, іншими словами, даний елемент знаходиться в мінімумі.

Ф. Блекман у 1905 р. узагальнив цей закон для сукупності всіх екологічних факторів, які впливають на життя рослин, і назвав його *законом обмежуючих факторів*.

Обмежуюче значення мають не тільки ті фактори, що знаходяться в мінімумі. Існування організму може визначатися не мінімальним значенням, а, навпаки, надлишком кожного з факторів (наприклад, таких факторів, як тепло, світло, вода). Вперше уявлення про вплив максимального значення лімітуючого фактора нарівні з мінімальним було висловлено В. Шелфордом (1913), який сформулював *закон толерантності*. Відповідно до цього закону, існування виду визначається як недостатчею, так і надлишком кожного з ряду екологічних факторів, які мають рівень, близький до межі толерантності даного організму. У зв'язку з цим усі фактори, рівень яких наближається до меж витривалості організму або перевищує її, називаються *лімітуючими факторами*.

Лімітуючим будемо вважати такий фактор, якщо для досягнення заданої (досить малої) відносної зміни функції відгуку потрібна мінімальна відносна зміна цього фактора. Виберемо досить мале позитивне число δ . Для кожного j -го фактора ($j = 1, \dots, n$) розглянемо величину

$$\Delta\varphi_j = \varphi(x_1^{(1)}, \dots, x_j^{(1)} + \frac{\delta}{2x_j^{(1)}}, \dots, x_n^{(1)}) - \varphi(x_1^{(1)}, \dots, x_j^{(1)} - \frac{\delta}{2x_j^{(1)}}, \dots, x_n^{(1)}). \quad (11.5)$$

Тоді в точці $(x_1^{(1)}, \dots, x_n^{(1)})$ лімітуючим буде фактор x_l , якому відповідає максимальний за абсолютною величиною приріст функції відгуку $\Delta\varphi_j$

$$|\Delta\varphi_l| = \max_{j=1, \dots, n} \{|\Delta\varphi_j|\}. \quad (11.6)$$

Розробка другого питання пов'язано з ім'ям А. Мітчерліха і його послідовника Б. Баулі. Вивчаючи вплив фізичних (освітленість, температура і вологість ґрунту та ін.) і хімічних (вміст елементів мінерального живлення, кислотність і т.п.) факторів на урожайність сільськогосподарських культур, А. Мітчерліх у 1909 р. установив закон фізіологічних взаємозв'язків, який пізніше був перейменований Б. Баулі в 1918 р. у *закон спільної дії факторів*. Закон полягав в тому, що величина урожаю φ залежала не тільки від якого-небудь одного (нехай навіть лімітуючого) фактора, але від усієї сукупності факторів одночасно, тобто $\varphi_k = \varphi(x_1, \dots, x_n)$

На рис. 11.3 представлені графіки частинних функцій відгуку урожаю зернових в залежності від загального запасу азоту у ґрунті x_i – (азот ґрунту + азот добрив).

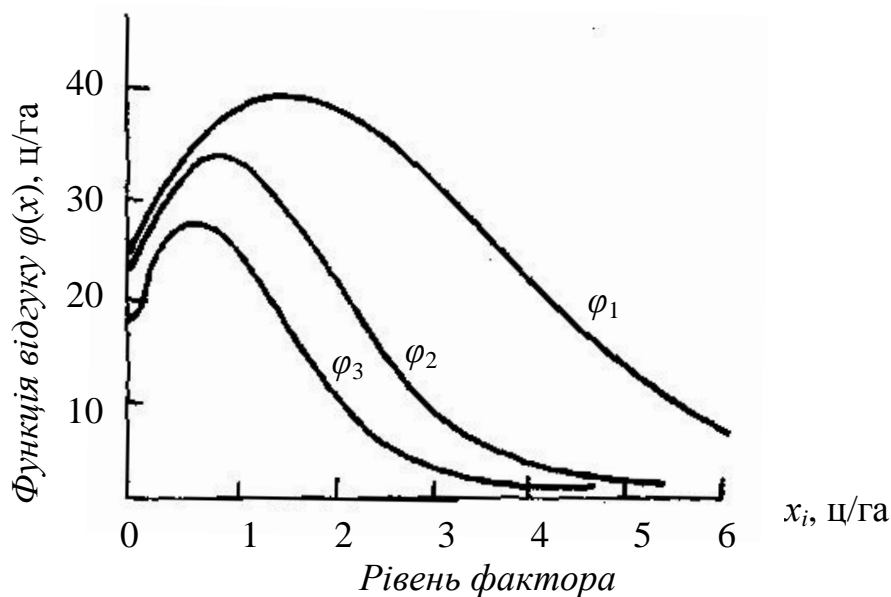


Рис. 11.3 – Залежність відносної урожайності пшениці φ_1 , вівса φ_2 і жита φ_3 від забезпеченості ґрунту азотом x_i (Mitscherlich, 1948).

Виходячи з розробок Мітчерліха і нехтуючи негативною дією підвищених концентрацій добрив, Баулі запропонував вираз, який описує залежність функції відгуку φ від усієї сукупності екологічних факторів одночасно

$$\varphi(x_1, \dots, x_n) = A_{\max} (1 - 10^{-c_1 x_1}), \dots, (1 - 10^{-c_n x_n}), \quad (11.7)$$

де A_{\max} – максимальний урожай зерна пшениці, можливий при оптимальних умовах.

Для коефіцієнтів c_i , що були названі коефіцієнтами дії відповідних факторів, Мітчерліх наводить оцінки (табл. 11.1), отримані на основі багаторічних дослідів.

Таблиця 11.1 – Коефіцієнти дії вивчених факторів (Мітчерліх, 1948).

№ п/п	Фактор, x_i	Коефіцієнт дії, c_i
1	Сонячна радіація	2,0 на одиницю повної сонячної радіації
2	Температура ґрунту	0,01 на 1 °С
3	Атмосферні опади	0,003 на 1 мм опадів
4	Азот	0,122 на 1 ц N/га
5	Фосфор	0,6 на 1 ц P ₂ O ₅ /га
6	Калій	0,4 на 1 ц K ₂ O/га
7	Магній	2,0 на 1 ц MgO/га
8	Сірка	15,0 на 1 ц SO ₄ /га

Надалі стало очевидним, що формула Мітчерліха–Баулі (11.7) описує лише один порівняно вузький клас функцій відгуку, монотонно і з насиченням зростаючих для кожного з факторів. Значення цієї формули полягає в тому, що вона стала першим математичним виразом явища взаємодії факторів.

Екологічні фактори зовнішнього середовища впливають на живий організм одночасно і спільно, причому дія одного з них у визначеній мірі залежить від кількісного виявлення інших факторів. Ця закономірність одержала назву *взаємодії екологічних факторів*. Іноді нестача одного фактора частково компенсується зусиллям іншого; явище часткової взаємозамінності дії екологічних факторів називається *ефектом компенсації*. Наприклад, у пустелях нестача опадів компенсується підвищеною відносною вологістю повітря у нічні години; в Арктиці тривалий світловий день влітку компенсує нестачу тепла.

Але жоден з необхідних організму екологічних факторів не може бути повністю замінений іншим. Фітотрофні рослини не можуть вирости без світла навіть при самих оптимальних режимах температури або живлення. Тому, якщо значення хоча б одного з необхідних екологічних факторів виходить за межі діапазону толерантності (нижче мінімуму або вище максимуму), то існування організму стає неможливим.

У комплексному впливі середовища, значення окремих екологічних факторів нерівноцінні. Серед них виділяють ведучі (головні) і другорядні (супутні, фонові). Ведучими є ті фактори, які необхідні для життєдіяльності організму. Для різних видів потрібні звичайно різні ведучі фактори, навіть якщо організми живуть в одному місці. Поряд з цим у різні періоди органогенезу спостерігається зміна ведучих факторів, що особливо характерно для рослинних організмів.

11.3. Температурні межі життя рослин. Суми температур

Достатня кількість тепла є основною передумовою для життя рослин. Для кожного окремого етапу життєвого циклу існують визначені температурні межі і деякий оптимум, після переходу, через який інтенсивність процесів життєдіяльності знижується. З гармонічною взаємодією всіх цих процесів і з порушеннями їхньої координації, що виникають при занадто низькій або занадто високій температурі, пов'язані характерні для кожного виду і кожної фази розвитку температурні межі, які, однак, не є константами, а можуть зсуватися в межах генетично зафіксованої норми реакції в результаті пристосування до умов середовища. Наземні листостеблові рослини ростуть, як правило, у широкому температурному діапазоні – вони евритермі. Їхній життєвий інтервал в активному стані простирається в більшості випадків від $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ до плюс $55\text{ }^{\circ}\text{C}$, тобто охоплює $60\text{ }^{\circ}\text{C}$, причому між 5 і $40\text{ }^{\circ}\text{C}$ ці рослини продуктивні.

Встановлено визначені межі функціонування і температурні потреби різних видів рослин.

Температурні межі життя. Це найнижчі і найвищі температури, які витримує дана рослина. При цьому треба розрізняти латентні (латентна межа – схована межа фізіологічної реакції) і летальні межі. Після переходу через латентну межу активні життєві процеси зворотно знижуються до мінімального рівня і протоплазма клітин впадає в теплове або холодове заціпеніння. При досягненні летальної межі виникають необоротні ушкодження організму і життя припиняється (рис. 11.4).

Температурний діапазон для достатнього балансу речовин і оптимум для фотосинтезу і дихання. Температурні межі для фотосинтетичного засвоєння вуглецю в більшості рослин у стані активної вегетації усього лише на $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ нижче, ніж інтервал між холодним ушкодженням і загибеллю листя від перегріву (див. рис. 11.4). Деякі C_4 -рослини можуть поглинати CO_2 навіть у крайніх ділянках свого життєвого діапазону. На відміну від цього оптимальний температурний діапазон для нетто-фотосинтезу і приросту сухої речовини у більшості видів не ширше $10\text{--}15\text{ }^{\circ}\text{C}$. Швидкий ріст пагонів також можливий лише при температурах у

межах 10–20 °С, однак температурний оптимум для цього процесу лежить, як правило, трохи вище, ніж оптимум для нетто-фотосинтезу.

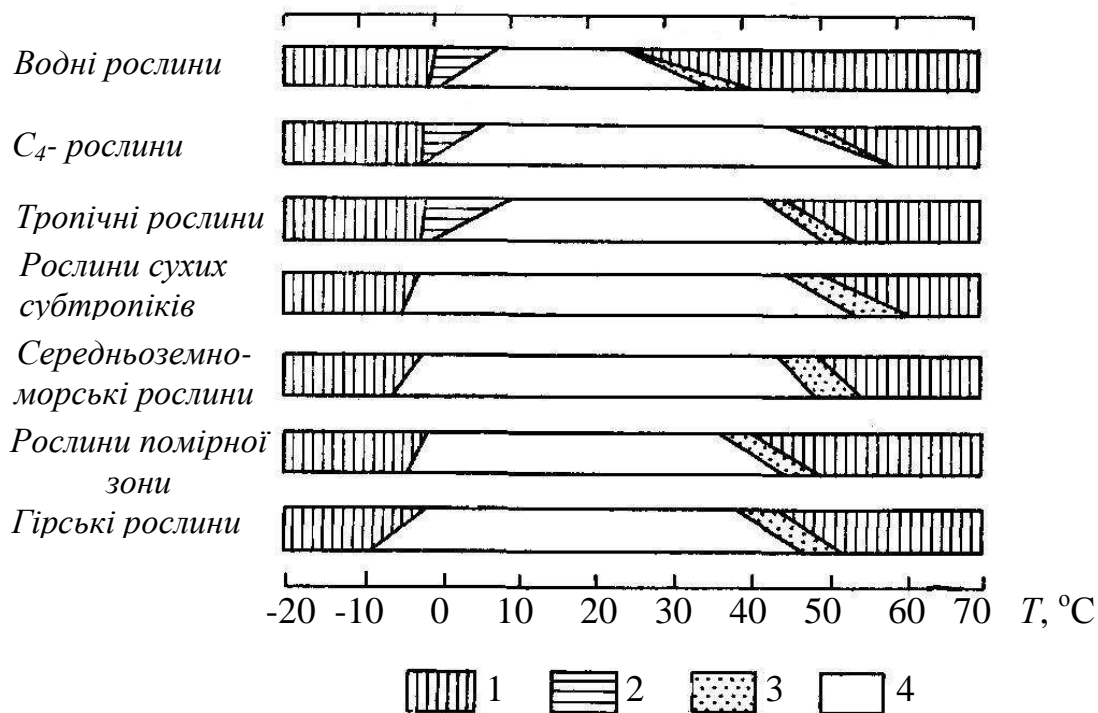


Рис. 11.4 – Температурні межі життя і нетто-фотосинтезу рослин у стані активної вегетації (Wagner, 1975).

1 – ушкодження морозом і високою температурою; 2 – порушення обміну речовин при низькій температурі, що поступово призводить до необоротних ушкоджень; 3 – порушення поглинання CO₂ при високій температурі; 4 – область нормальних функцій: на верхньому краї виділених прямокутників показані температурні межі для життя і продуктивності найбільш чутливих до холоду і жару рослин, на нижньому краї – відповідні значення для найбільш стійких видів.

Для росту пагонів рослин помірної зони найбільш сприятлива температура від 15 до 25 °С, а для рослин тропіків і субтропіків – від 30 до 40 °С. Ріст пагонів більшості рослин помірної зони починається вже при температурі на кілька градусів вище нуля, а у тропічних рослин – тільки при 12–15 °С. У рослин холодних областей, раноквітучих видів і гірських рослин процес фотосинтезу відзначається вже при температурі 0 °С.

Температурні границі для росту коренів у довжину в більшості випадків дуже широкі. Деревні рослини помірної зони мають нижню межу між 2 і 5 °С; тому не дивно, що корені починають рости ще до розпускання бруньок і що їхній ріст продовжується до пізньої осені. Рослини теплих країн пред'являють більш високі вимоги. Температурні межі для росту можуть значно змінюватися в залежності від температурної адаптації, фази розвитку, сезону і часу доби. У поперемінній зміні денної і нічної температур виявляється добова ритмічність температури (*термоперіодизм*). Рослини континентальних областей, для яких характерний чіткий добовий хід температури, розвиваються краще, якщо

вночі на 10–15 °С холодніше, ніж удень. Більшість рослин помірної зони краще розвиваються при різниці температур дня і ночі 5–10 °С, тропічні рослини розвиваються при ще меншій різниці (близько 3 °С).

Температурні межі і потреба в теплі для репродуктивних процесів. Для збереження популяції і розселення виду недостатньо того, щоб окремі рослини функціонували при екстремальних ситуаціях і більш-менш довгостроково розвивалися, необхідні також відповідні умови для утворення квіток, дозрівання і проростання насіння. Насіння тропічних рослин найбільший відсоток проростання дають при температурі від 15 до 30 °С, насіння рослин помірної зони – від 8 до 25 °С, насіння гірських рослин – від 5 до 30 °С. Швидкість проростання збільшується з підвищенням температури.

Процес цвітіння починається і проходить тільки у вузькому температурному інтервалі, а для розвитку і розпускання квіток сприятливі вже інші температури. Озимі однолітні і дволітні рослини потребують для нормального цвітіння холодної пори року (це відноситься і до бруньок багатьох плодових дерев). Наприклад, цвітіння персика настає тільки в тому випадку, якщо бруньки протягом декількох тижнів піддавалися впливу температур у межах –3...13 °С; найбільш оптимальна температура від 3 до 5 °С (яровизація). Якщо холодний період занадто короткий або переривається підвищенням температури повітря вище 15 °С, то цвітіння відсутнє.

Для дозрівання плодів і насіння потрібно більше тепла, ніж для закінчення росту пагонів і коренів.

Вивчаючи пристосування рослин до термічного режиму, прийнято розрізняти: 1) характерну температурну криву розвитку; 2) визначений рівень температур, у межах якого йде розвиток рослин; 3) загальну суму тепла, необхідного для всього періоду вегетації в зв'язку з його тривалістю.

Стосовно температурної кривої розвитку рослини поділяються розділяються на кілька груп.

До першої групи відносяться всі рослини тропічного походження, які розвиваються в умовах рівного ходу температури і які пред'являють в усі періоди свого розвитку майже однакові вимоги до температури.

До другої групи – зимуючі дволітні й озимі рослини, які розвиваються в помірному поясі при температурі, що знижується восени, але закінчують вегетацію при підвищених температурах навесні і влітку. У субтропічному поясі ці рослини проходять частину свого розвитку в холодну половину року, тому що вони вимагають відносно низьких температур перед формуванням органів плодоносіння.

До третьої групи відносяться ярі рослини помірних і субтропічних широт, які починають вегетацію при низьких температурах, але для проходження наступних етапів розвитку вимагають більш високих температур. Ці рослини сформувалися або в країнах помірної поясу, де є

тільки літній період вегетації, або у високогірних районах субтропічної зони.

За рівнем температур початку і кінця активної вегетації майже всі рослини помірних і субтропічних широт можна розділити на чотири групи. До першої групи відносяться рослини, маловимогливі до тепла і починають вегетацію при температурі близько 5 °С (зимуючі злаки, багаторічні трави, плодові дерева); до другої – рослини, які потребують помірного тепла і вегетують при температурі вище 10 °С (ярі хліби й ін.); до третьої – теплолюбні рослини, які розвиваються при температурі вище 15 °С, – вимогливі до тепла рослини помірного поясу і рослини літнього періоду субтропічного поясу (бавовник, рис й ін.), до четвертої – дуже теплолюбні рослини, які активно розвиваються при температурі вище 20°С, рослини тропічного поясу (цукрова тростина, фінікова пальма та ін.)

Рослини характеризуються певними біологічними мінімумами, максимумами й оптимумами температури. При температурах вище максимуму або нижче мінімуму для даного етапу (стадії) розвиток або дуже сповільнюється, що призводить до ряду аномалій, або зовсім припиняється (табл. 11.2).

Показником потреби рослин у теплі за всіх інших рівних умов може служити і *сума середніх добових температур повітря* за весь вегетаційний період або за окремі періоди (фази, етапи). Вона є інтегральним показником – добутком тривалості вегетаційного періоду і середньої температури за період. Спосіб підсумовування середніх добових температур за період вегетації вперше введений Реомюром у 1734 р. Пізніше Буссенго запропонував враховувати не середні добові температури вище 0°С, а біологічно активні, які можуть впливати на розвиток рослини, тобто температури вище біологічного мінімуму.

Для визначення теплозабезпеченості культури використовують суми активних і ефективних температур. *Сума активних температур* – середня добова температура повітря або ґрунту після її переходу через біологічний мінімум, установлений для визначеного періоду розвитку рослини. *Сума ефективних температур* – середня добова температура повітря або ґрунту, зменшена на величину біологічного мінімуму, установленого для визначеного періоду розвитку рослини. Так як біологічний мінімум у різних рослин, а часом і сортів того самого виду різний, то й ефективна температура при одній і тій же середній добовій температурі повітря різна для різних культур. Приклад розрахунку сум активних і ефективних температур наведено у табл. 11.3.

Рослина розвивається тільки в тому випадку, якщо середня добова температура перевищує його біологічний мінімум. Правда, у раньовесняний період бувають випадки, коли денні позитивні температури сприяють розвитку рослин незважаючи на те, що середня добова температура нижче біологічного нуля за рахунок нічного вихолоджування.

У цих випадках необхідно розраховувати ефективну температуру за даними термінових спостережень і отриману суму поділити на кількість термінів, у які температура повітря була вище біологічного мінімуму для даної рослини.

Таблиця 11.2 – Характеристика польових культур по відношенню до тепла в різні періоди вегетації – біологічний мінімум температури, °С (В.Н. Степанов, 1948).

Культура	Поява сходів і формування вегетативних органів	Формування органів плодоношення	Культура	Поява сходів і формування вегетативних органів	Формування органів плодоношення	Культура	Поява сходів і формування вегетативних органів	Формування органів плодоношення
Зернові			Зернобобові			Олійні і прядильні		
Яра пшениця	4–5	10–12	Вика	4–5	10–12	Рапс ярий	2–3	8–10
Ячмінь	4–5	10–12	Горох	4–5	8–10	Соняшник	7–8	12–15
Овес	4–5	10–12	Сочевиця	4–5	12–15	Льон олійний	5–6	10–12
Просо	10–11	12–15	Люпин	5–6	8–10	Льондовгунець	5–6	10–12
Кукурудза	10–13	12–15	Соя	10–11	15–18	Коноплі	2–3	10–12
Сорго	12–13	15–18	Квасоля	12–13	15–18	Бавовник	14–15	15–20
Рис	14–15	18–20						
Гречка	7–8	10–12						

Таблиця 11.3 – Приклад розрахунку сум активних і ефективних температур повітря, °С

Характеристика	10 V	11 V	12 V	13 V	14 V	15 V	16 V	17 V	18 V	Сума
Середня добова температура	15,0	14,5	14,8	16,0	16,6	17,0	17,1	18,5	17,3	146,8
Активна температура	15,0	14,5	14,8	16,0	16,6	17,0	17,1	18,5	17,3	146,8
Ефективна температура вище 5 °С	10,0	9,5	9,8	11,1	11,6	12,0	12,1	13,5	12,3	101,8
Ефективна температура вище 10 °С	5,0	4,5	4,8	6,0	6,6	7,0	7,1	8,5	7,3	56,8

Дослідженням Ю.І. Чиркова встановлена деяка мінливість сум ефективних температур міжфазних періодів у залежності від рівня температури повітря. Виявлено, що при зростанні середніх добових температур до 18–20 °С і подальшому їхньому збільшенні суми ефективних температур також починають зростати. Це пояснюється тим, що швидкість розвитку рослин зростає пропорційно підвищенню температури навколишнього середовища лише в межах від біологічного мінімуму температура до середньої добової температури 10–20 °С (для багатьох культур помірного поясу), а при подальшому підвищенні температури розвиток рослин уже не прискорюється, він може навіть сповільнитися. Температури, які не прискорюють розвиток рослин, називають *баластними*.

Якщо ефективні температури підсумовуються при середній добовій температурі вище 20 °С, то суми ефективних температур збільшуються за рахунок баластних температур. Тому при розрахунку сум ефективних температур, які характеризують потребу рослин у теплі, необхідно вводити поправку на баластні температури, тобто враховувати, поряд з нижньою межею ефективної температури розвитку рослин, також і їхню верхню межу.

Суми активних температур характеризують потребу культур в теплі за вегетаційний період. Г.Т. Селяниновим, а пізніше і іншими дослідниками була розрахована сума активних температур (вище 10 °С) за вегетаційний період основних сільськогосподарських культур (табл. 11.4).

Таблиця 11.4 – Потреба культур в теплі за вегетаційний період

Культура	Сума температур вище 10 °С	Культура	Сума температур вище 10 °С
Ріпа	700–900	Соняшник	1900–2300
Картопля	1000–1200	Кукурудза середньостигла	2000–2300
Гречка	1200–1500	Цукровий буряк	2100–2400
Морква, буряк столовий	1200–1500	Соя	2100–2500
Ячмінь	1300–1500	Виноград ранній	2500–2800
Льон	1500–1700	Бавовник ранній	2700–3000
Просо	1500–1800	Виноград пізній	3000–3500
Пшениця озима	1600–1800	Бавовник середньостиглий	3200–3600
Пшениця яра	1700–1900	Бавовник пізній	360–4000
Томати до повної стиглості	1800–2000	Цитрусові	4000–4500
Огірки	1900–2000	Фініки	4500–5000

Для уточнення термічних умов, необхідних рослинам, використовуються також суми денних і суми нічних температур. Середня

добова температура і її суми нівелюють термічні розходження добового ходу температури повітря. Дослідження, проведені А.І. Руденко і З.А. Міщенко, показали, що для більш точної оцінки впливу температури повітря на рослини необхідне роздільне врахування середніх денних і середніх нічних температур повітря і їхніх сум.

Суми температур, що характеризують швидкість розвитку рослин, залежать від широти місця, а отже, і від тривалості світлового дня. Зі збільшенням останньої сума необхідних для розвитку рослин температур зменшується; для короткоденних рослин (південні сорти проса, кукурудзи, сорго та ін.) вона, навпаки, збільшується.

Сума температур залежить і від висоти над рівнем моря. По мірі збільшення висоти над рівнем моря збільшується тривалість дня для ранніх стадій розвитку – наслідок більш пізніх термінів сівби. Сума активних температур при цьому зменшується аналогічно зміні сум температур при перенесенні рослин з півдня на північ.

11.4. Класифікація рослин за їхнім відношенням до світлового фактора. Фотоперіодизм

Світло – один із найважливіших абіотичних факторів біосфери. Життя нашої планети в усьому його біорізноманітті зумовлене енергією сонячної радіації, яка є основним джерелом для підтримання теплового балансу планети. Завдяки сонячній енергії відбувається також випаровування води, формування повітряних і морських течій. Діапазон електромагнітних коливань, які сприймає око людини (видима радіація), майже збігається з діапазоном так званої фізіологічної радіації (350...750 нм), яка в екологічному аспекті має найважливіше значення, оскільки на неї припадає до 50 % усього сонячного випромінювання.

Особливо важлива роль світла в житті рослин, які використовують сонячну енергію в процесі фотосинтезу для створення органічної речовини. Все це в цілому дає можливість сформувати середовище, здатне задовольнити життєві потреби організмів. Світло – не лише життєво важливий регулюючий фактор, а й обмежуючий як на мінімальних, так і на максимальних рівнях.

Стосовно світла рослини підрозділяються звичайно на три групи:

1. *Світлові (світлолюбні) рослини (геліофіти)*. Оптимальна їхня життєдіяльність спостерігається в умовах повного сонячного освітлення. Вони або зовсім не переносять, або переносять дуже погано навіть незначне затінення. Типовими геліофітами є рослини відкритих місцеперебувань: степові і лугові злаки, рослини тундри і високогір'я, прибережні і напівзанурені рослини, ефемери і ефемероїди, більшість культурних рослин відкритого ґрунту, багато бур'янів.

2. *Тіньовитривалі рослини*. Вони характеризуються широкою екологічною амплітудою стосовно світлового фактора. Ці рослини краще ростуть і розвиваються при повній освітленості, однак здатні адаптуватися і до умов різного рівня затінення. До цієї групи рослин відноситься ряд деревних порід, більшість видів чагарників і трав'янистих рослин лісової зони, а також багато кімнатних рослин.

3. *Тіньові рослини (сціофіти)*. Рослини цієї групи виростають тільки в затінених місцях і в умовах сильної освітленості ніколи не ростуть. У процесі еволюції ці рослини адаптувалися до умов, властивих нижнім затіненим ярусам складних рослинних угруповань темнохвойних і широколистяних лісів, наприклад, кислиця звичайна (*Oxalis acetosella* L), тропічних вологих лісів і т.п. Тіньолюбність цих рослин звичайно поєднується з високою потребою у воді.

Сутністю фотоперіодизму є ритмічні зміни морфологічних, біохімічних і фізіологічних властивостей і функцій організмів під впливом змін і тривалості періодів освітленості й темряви. Саме тривалість дня і ночі строго закономірно і дуже точно змінюється протягом року, не піддаючись випадковим коливанням. Регулярність і незмінна повторюваність щорічно цього явища дозволила організмам у ході еволюції узгодити свої найважливіші життєві процеси з ритмом цих часових інтервалів.

Регулярність і незмінна повторюваність тривалості дня і ночі щорічно дозволили організмам у ході еволюції виробити ритмічні зміни найважливіших життєвих процесів і властивостей їхнього організму – так названий *фотоперіодизм*.

Фотоперіодизм регулює ритмічність добової і сезонної життєдіяльності організмів, тобто всі метаболічні процеси, пов'язані з ростом, розвитком і розмноженням рослин і тварин.

У рослин фотоперіодичний ефект виявляється в узгодженні періодів цвітіння і дозрівання плодів з періодом найбільш активного фотосинтезу.

В залежності від фотоперіодичної реакції рослин, яка визначається тривалістю світлового періоду, необхідного для переходу їх до цвітіння, виділяють: *рослини короткого дня*, у яких перехід до цвітіння відбувається при тривалості світлового періоду менше 12 год за добу (коноплі, капуста, перила, хризантема, амарант та ін.); *рослини довгого дня*, для цвітіння і подальшого розвитку яких необхідна тривалість неперервного світлового періоду більш 12 год за добу (льон, цибуля, овес, морква, пшениця, шпинат та ін.); *фотоперіодично нейтральні рослини*, у яких розвиток генеративних органів настає при різній тривалості світлового періоду (крім дуже короткої, яка означає для рослини світлове голодування). До цієї групи відносяться гречка, виноград, чорнобривці, кульбаба, бузок, флокси та ін. Зазначені вище типи фотоперіодичної реакції у рослин проілюстровані на рис. 11.5.

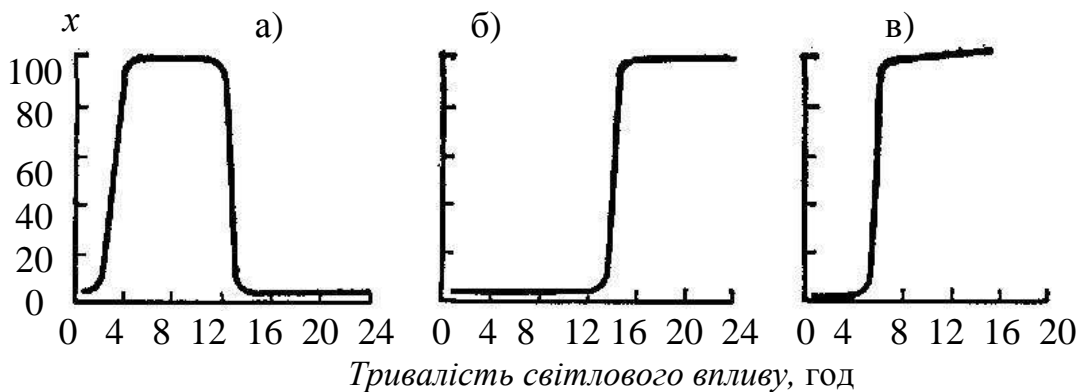


Рис. 11.5 – Типи фотоперіодичної реакції рослин (К.М. Ситник, А.В. Брайон, А.В. Городецький, 1987).
 а – рослини короткого дня (перила); б – рослини довгого дня (шпинат); в – рослини фотоперіодично-нейтральні (гірчиця).

Рослини довгого дня характерні переважно для північних широт, рослини короткого дня – для південних. Рослини довгого дня встигають дати урожай навіть в умовах короткого північного літа. Формування біомаси відбувається протягом досить тривалого світлового періоду. Так, на широті Москви вона складає 17 год. за добу, на широті Архангельська – більше 20 год. за добу. У тропічному поясі, де тривалість дня і ночі мало змінюється протягом року, фотоперіод не може служити фактором, який визначає періодичність біологічних явищ. Його заміняє періодична зміна сухого сезону і сезону дощів.

11.5. Класифікація рослин за їхньою потребою у воді

Серед хімічних сполук живих організмів вода в кількісному відношенні займає домінуюче положення, її вміст у листках мезофітів становить до 85 %, а в корінні – до 99 % сирої маси. Активний прояв життєдіяльності без води взагалі неможливий. Що ж до сухого насіння, спор, де вміст води становить 3...15 %, то вони перебувають у стіні анабіозу, коли інтенсивність метаболізму зведена до мінімуму.

Висока оводненість характерна не лише рослинам, а й взагалі всім живим організмам, причому не тільки наземним, а й водним. Порогові (тобто мінімальні) значення вмісту води в клітинах, нижче, якого рослинний організм гине, дістало назву гомеостатична вода. Як виявилось, вміст такої води для різних представників неоднаковий, але завжди досить значний. Так, для гідрофітів він становить 65...70 %, мезофітів – 45...60 %, ксерофітів – 25...27 %.

Значення води полягає насамперед у тому, що саме вода зі своїми унікальними фізико-хімічними властивостями становить те внутрішнє середовище, де відбуваються всі життєві процеси. За образним визначенням Сент-Дьєрді, вода – "матриця життя". Тільки у водному середовищі можливе виникнення специфічних для біологічних систем протоплазматичних структурних формувань (подібних структур немає в неживій природі), тільки у воді можливе їхнє функціонування, причому сама вода є невід'ємною частиною таких структур. Характерно, що всі взаємодії з водою мають не біохімічний, а біофізичний характер, а можливо, навіть і фізико-хімічний, саме тому вода при цьому як така не зникає.

О.Л. Курсанов проводить паралель між структурою живої клітини та залізобетонною конструкцією, в якій макромолекули виконують роль арматури, тоді як вода – бетонної маси. Зрозуміло, така аналогія досить віддалена у зв'язку з тим, що структура клітини динамічна, а не статична. Однак у такій аналогії досить глибокий смисл: без води ніяка біологічна структура не може функціонувати.

Підкреслюючи структурну роль води в рослині, доречно нагадати, що саме за рахунок води створюється гідростатичний тиск (тургор), від якого залежить характерна форма рослинних тканин та органів.

Вода – терморегулюючий фактор, адже вона, завдяки своїй високій теплоємності, захищає рослину від різких коливань температури зовнішнього середовища.

Активний прояв життєдіяльності організмів можливий лише у водному середовищі, яке постійно поновлюється.

Безперервно циркулюючи організмом, вода постачає клітинам субстрати й метаболіти, а також одночасно виносить продукти їхньої життєдіяльності, в тому числі й токсичні відходи. Все це забезпечує гомеостаз і функціонування організму як єдиного цілого. Цілком очевидно, що ця об'єднувальна транспортна функція води має першочергове значення для життєдіяльності як рослин, так і інших організмів, тому механізм транспортування води в системі ґрунт – рослина – атмосфера не зводиться до простої ультрафільтрації води крізь рослину до атмосфери, а піддається ендогенному контролю рослинним організмом.

В даний час найбільш розповсюдженою класифікацією екологічних груп рослин за їхнім відношенням до водного фактора є класифікація А.П. Шенникова з тими чи іншими модифікаціями. За потребою рослин у воді розрізняють наступні екологічні групи:

1. *Гідрофіти* – рослини, що виростають і вільно плавають у водному середовищі або укорінених на дні водойм, наприклад, латаття (*Nymphaea alba L.*).

2. *Гігрофіти* – сухопутні рослини, життєвий цикл яких здійснюється в умовах достатнього водопостачання і високої вологості повітря, у зв'язку з

чим, вони слабо пристосовані до змін водного режиму. Найбільш типовими гігрофітами є мешканці вологої і теплої атмосфери тропічних лісів (епіфітні папороті, орхідеї), а також світлолюбні рослини болотистих і перезволожених ґрунтів.

3. *Ксерофіти* – рослини, які в силу своїх анатомічних, морфологічних і фізіологічних особливостей пристосувалися до значної постійної або тимчасової недостачі вологи у ґрунті або повітрі. Пристосування до таких умов об'єднують у три категорії: а) обмежуючі випаровування, б) посилюючі добування води при її недостатку в ґрунті, в) дозволяючі створювати запаси води під час тривалої перерви у водопостачанні.

Скорочення позаустячкової непродуктивної транспірації досягається частковою редуцією листя, розвитком товстої кутикули і численних волосків, поглибленням устячок, згортанням листя устячковою стороною всередину, збільшенням кількості склеренхімних елементів і інших пристосувальних рис, об'єднаних терміном ксероморфні ознаки.

Підвищена здатність багатьох ксерофітів добувати воду пов'язана з діяльністю їхніх кореневих систем. Одні рослини формують глибоку малорозгалужену систему коренів, які досягають водоносних слоїв або їхньої капілярної кайми – це саксаул (*Haloxylon aphyllum (Minkw) Hjin*), верблюжа колючка (*Alhagi camelorum Fisch*); у других формування кореневої системи спрямоване на густе пронизування численними розгалуженнями значного об'єму ґрунту (дерновинні злаки); у третіх – коренева система поверхневого типу, яка здатна найбільш ефективно і швидко забезпечувати водою надземні частини рослини в періоди відносно незначних опадів і резервувати її на бездощовий період (сукуленти): різні види солянок (*Salsola*), кактусів (*Cereus* й ін.). Ксерофіти поширені звичайно в степових, пустельних і напівпустельних зонах.

4. *Мезофіти* займають проміжне положення між гігрофітами і ксерофітами. Поширення мезофітів пристосовано до помірно вологих місцеперебувань. Це найбільш велика за видовим складом екологічна група рослин помірного клімату, яка включає дерева, чагарники, лугові і лісові трав'янисті види, бур'яни і культурні рослини, ефемери і ефемероїди.

Ефемери і ефемероїди – дуже своєрідні рослини з надзвичайно коротким (30–50 днів) періодом вегетації. Це або однорічники з коротким життєвим циклом (ефемери) або багатолітники (ефемероїди), які швидко закінчують вегетацію у весняний вологий період, а іншу частину року або сухого сезону проводять у стані спокою. Ефемери характерні для пустель, напівпустель і сухих степів.

У цілому явище ефемерії серед рослин – це спосіб «відходу» від посухи за рахунок використання вологого періоду року для своєї вегетації, протягом якої такі рослини зберігають усі морфологічні ознаки мезофітів. Тобто це перехідна група рослин від мезофітів до ксерофітів.

Розділ 12

АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ УМОВИ І ВОДНИЙ ОБМІН РОСЛИН

12.1. Рух води через рослину

Система пагонів наземної рослини, знаходячись у повітряному просторі, весь час втрачає шляхом випаровування воду, і для заповнення цієї втрати рослина повинна видобувати воду з ґрунту. *Процес випаровування води рослиною називають транспірацією.* Особлива назва для процесу випаровування води рослиною має підставу, так як в даному випадку ми маємо справу не з простим фізичним явищем випаровування, а із складним фізіологічним процесом. Транспірація – основний процес, який відображає залежність рослини від води, оскільки вона забезпечує енергетичний градієнт, який зумовлює переміщення води в рослині та її випаровування.

Транспірація відіграє важливу роль в житті рослини. Вона, насамперед створює неперервний потік води із кореневої системи до листків, поєднуючи всі органи рослин в єдине ціле. Транспірація захищає рослинний організм від перегріву. Нарешті, з транспіраційним потоком пересуваються розчинні мінеральні й частково органічні поживні речовини, при чому, чим інтенсивніше транспірація, тим швидше йде і цей процес.

Транспірація, усмоктування води і надходження її від коренів до транспіруємих поверхонь – неподільно пов'язані один з одним основні процеси водного обміну. При цьому дефіцит тиску водяної пари в повітрі служить рушійною силою для випаровування, а від кількості води у ґрунті вирішальним чином залежить водопостачання. Водний обмін рослини підтримується завдяки постійному припливу води, яка знаходиться у рухливій рівновазі.

Переважна маса води надходить у рослину через кореневу систему із ґрунту. Величезна поверхня коріння забезпечує надходження води в рослину із великого об'єму ґрунту. Так, у однієї рослини озимого жита за сприятливих умов може утворитися 143 корені першого порядку, 35 тисяч – другого, 2 млн. 300 тисяч – третього і 11,5 млн. – четвертого порядку, разом біля 14 млн. коренів. Загальна довжина їх складає 600 км, загальна поверхня 225 м². На них розміщені 15 млрд. корневих волосків, загальна довжина яких біля 10 тис. км, а площа 400 м². Разом з тим надземна частина цієї рослини жита (всі пагони та листки) складає загальну площу приблизно 4,5 м² (Лебедев, 1978). Коренева система здатна активно пересувати воду в клітинах кореня в певному напрямку – через кореневі волоски, клітини корової паренхіми, ендодерму, перицикл до судин

ксилеми осьового циліндра кореня. Зона найбільш інтенсивного поглинання води коренем співпадає із його зоною розтягування та зоною розвитку кореневих волосків.

Поглинання води коренями. Рослина добуває воду з ґрунту доти, поки сисна сила його тонких коренів може конкурувати із сисною силою ґрунту. Сисна сила ґрунту (рослинної клітини) – еквівалентний показник, дорівнює потенціалу тиску вологи у ґрунті (у клітині рослинній) із протилежним знаком. Поглинання води відбувається тим інтенсивніше, чим більше усмоктувальна поверхня кореневої системи і чим легше корені і ґрунтова волога надходять у зіткнення один з одним

$$v_S = \frac{\psi_S - \varphi_R}{\sum r} . \quad (12.1)$$

Відповідно до цієї формули, запропонованої В. Гарднером, потік води v_S , який проходить через одиницю поверхні кореневої системи за одиницю часу, прямо пропорційний різниці потенціалів кореня ψ_R і ґрунту ψ_S і обернено пропорційний сумі опорів транспорту води $\sum r$ у ґрунті і при переході з ґрунту в рослину.

Якщо припустити, що в одиниці об'єму ґрунту всі корені поглинають воду однаково, то швидкість поглинання води з одиничного об'єму ґрунту Q_{WS} , г води/(см³·с) буде дорівнювати

$$Q_{WS} = \rho_W \sigma_R v_S , \quad (12.2)$$

де v_S – потік води через одиницю поверхні кореня, см³ води/(см²·кореня·с); σ_R – площа коренів в одиниці об'єму ґрунту, см²·коренів/см³·ґрунту. Сумарна кількість води, яка поглинається кореневою системою рослини за одиницю часу Q_{WR} (г·води/(с·роsl.), дорівнює

$$Q_{WR} = \int_{V_S} Q_{WS} dV = \rho_W \int_{V_S} \sigma_R v_S dV = \rho_W \bar{v}_S S_R , \quad (12.3)$$

де V_S – об'єм ґрунту, заповнений кореневою системою рослини, см³·ґрунт/роsl.;

\bar{v}_S – середній потік води до одиниці поверхні кореня;

S_R – площа поверхні коренів усієї рослини, яка дорівнює

$$S_R = \int_{V_S} \sigma_R dV . \quad (12.4)$$

Активна поверхня коренів у трав'янистих сільськогосподарських рослин складає приблизно $1 \text{ см}^2/\text{см}^3$, а в деревних рослин $0,1 \text{ см}^2/\text{см}^3$.

Завдяки концентрації клітинного соку корені найчастіше розвивають сисні сили $1 \cdot 10^5 - 2 \cdot 10^5 \text{ Па}$, але цього цілком достатньо для витягнення з більшості типів ґрунтів більшої частини зв'язаної води. Це наглядно видно з рис. 12.1. За допомогою сисної сили, рівної усього лише $2 \cdot 10^5 \text{ Па}$, корені витягують більш $2/3$ води, яку запасав піщаний ґрунт; глинистий ґрунт, завдяки своїй дрібнопористості сильніше утримуючи воду, віддає половину свого запасу зв'язаної води при сисній силі коренів $6 \cdot 10^5 \text{ Па}$.

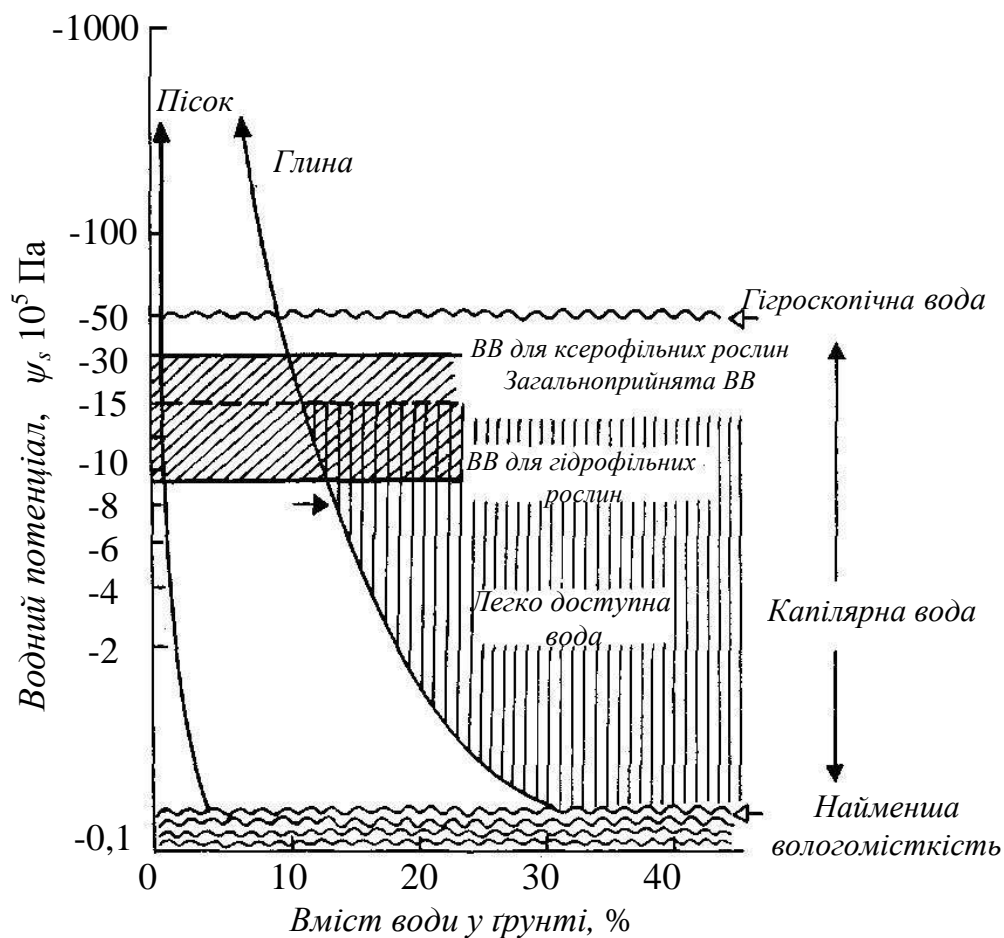


Рис. 12.1 – Схема залежності водного потенціалу піщаного і суглинкового ґрунту від вмісту води у ґрунті (Kramer, 1949; Slatyer, 1967; Laatsch, 1954 з використанням даних Gradmann, 1928 і Ellenberg, 1963).

Загальноприйняті приміжові значення: за виключенням гігроскопічної зв'язаної води, за якої водний потенціал ґрунту ψ_s приймають рівним $-50 \cdot 10^5 \text{ Па}$, вміст води при найменшій вологомiсткiсткi зазначають при $\psi_s = -0,15 \cdot 10^5 \text{ Па}$, а вологість стійкого в'янення – при $\psi_s = -15 \cdot 10^5 \text{ Па}$; кількість доступної для рослин підвищеної води залежить від величини ВВ: у вологолюбних рослин вона лежить між $-6 \dots -8 \cdot 10^5 \text{ Па}$, а у посухостійких може складати $-30 \cdot 10^5 \text{ Па}$.

Деякі трав'янисті рослини помірної зони здатні збільшувати сисну силу своїх коренів до значень порядку $40 \cdot 10^5$ Па; рослини сухих областей – до значення $60 \cdot 10^5$ Па і більше; лісові дерева розвивають сисну силу близько $30 \cdot 10^5$ Па.

Однак уже при незначному зменшенні вмісту води у ґрунті сисна сила ґрунту різко зростає до надзвичайно високої. Подальший витяг води можливо лише у випадку припливу її з ділянок ґрунту, вільних від коренів. При прогресуючому висиханні ґрунту окремі корені можуть відмирати і засихати, тоді, як в інших місцях корінь розростається і густо гілкується. Ця здатність особливо сильно виражена у рослин посушливих областей.

Надходження води в рослину залежить від температури ґрунту, тому що вона впливає на усмоктувальну діяльність кореня і на опір руху води в ґрунті. З теплих ґрунтів рослини добувають воду легше, ніж з холодних. При низькій температурі зменшується водопроникність протоплазми і насамперед погіршується ріст коренів, надзвичайно важливий для просування коренів у більш забезпечені вологою шари ґрунту. У багатьох трав і деревних рослин при зниженні температури до декількох градусів вище 0°C поглинання води значно скорочується. У квасолі, томатів, огірків, гарбуза та інших теплолюбних рослин поглинання води припиняється при температурі трохи нижче 5°C . При температурі нижче мінус 1°C більша частина доступної для рослин води у ґрунтових порах замерзає (величина r у формулі (12.1) нескінченно велика) і рослини не можуть поглинати воду.

Шлях води у рослині. Вода пересувається по рослині із зони з високим водним потенціалом (ґрунт) в зону з більш низьким водним потенціалом (атмосфера) відповідно з його градієнтом. Водний потенціал помірно зволоженого повітря на кілька десятків тисяч кілопаскалей нижчий ніж в рослині, тому вода і прагне покинути тканину рослин.

Загальноновизнано, що поглинання води та пересування її ввєрх здійснюється в результаті спільної дії таких факторів, як *кореневий тиск або нижній кінцевий двигун та транспірація – верхній кінцевий двигун*. Вода, яка надійшла в клітини кореня, під впливом різниці водних потенціалів, які виникають завдяки транспірації і кореневому тиску, пересувається провідними елементами ксилеми. В нормі вода із рослини виходить у вигляді пари. Для переходу води з рідкого стану в пароподібний використовується сонячна енергія. Випаровується вода через *продихи, кутикулу та сочевички* (у листопадних дерев після опадання листя). Вода у рослині транспортується від клітини до клітини (ближній транспорт) і по ксилемних шляхах (далекій транспорт).

У тканинах вода рухається від клітин з більш високим водним потенціалом за градієнтом сисної сили осмотичним шляхом, насамперед у клітинних стінках за принципом гнота. Весь потік води йде через пропускні клітини. У центральному циліндрі кореня вода надходить у

систему далекого транспорту, де пересування води аналогічно руху її у водопроводі. Паренхімні клітини центрального циліндра служать джерелом кореневого тиску, який виникає внаслідок того, що вода (разом з мінеральними іонами) прискорено, з витратою метаболічної енергії поступає у судинну систему.

Мережа судин пристосована для швидкого проведення і розподілу води по всій рослині. Вода рухається в основному суцільним потоком у просвітах судин. У системі далекого транспорту здійснюється і рух води по клітинних стінках, але він у кількісному відношенні зовсім незначний.

Жилки листка, що складаються із ксилеми та флоєми, створюють настільки густу сітку, що будь-яка його клітина знаходиться близько від джерела води. Із ксилеми вода рухається у стінки клітин мезофілу. Отже, вода в рідкій фазі заповнює шлях від ґрунту через тканини кореня та стебла до клітин мезофілу в листку.

Потік води завжди направлений в бік меншого потенціалу, тобто від самого високого в ґрунті до самого низького в клітинах, які примикають до епідермісу листків. Мала величина водного потенціалу в цих клітинах пояснюється головним чином випаровуванням. У мезофілі листків є великі міжклітинники, повітря їхнє насичене водяною парою, частина якої і виділяється назовні. Велика її кількість весь час неперервним потоком проходить через рослину, випаровуючись з поверхні її листків, а у трав'янистих рослин і з поверхні стебла. Оскільки у рослин дуже часто епідерміс вкритий кутикулою, то водяна пара виходить крізь продихи(устячка).

Продих – це отвір (щілина), обмежений двома замикаючими клітинами. Продихи зустрічаються у всіх наземних органах рослин, але більше всього у листках. Кількість продихових отворів коливається в залежності від виду рослин від 10 до 600 на 1мм^2 листка. У багатьох рослин (75 % видів), в тому числі більшості деревних порід, продихи розташовані на нижній стороні листка. Діаметр продихової щілини 3-12 мкм. Продихи поєднують внутрішній простір листка із довкіллям.

Рослина згладжує великий градієнт водного потенціалу між ґрунтом і повітрям (рис. 12.2). Оскільки пагін стикається з повітрям, де існує дефіцит тиску водяної пари, (а тому водний потенціал низький), виникає безупинний потік води через рослину. Для транспорту води характерні закономірності, аналогічні тим, які для електричного струму описуються законом Ома. Тому відношення в системі ґрунт – рослина – атмосфера можуть бути представлені аналогічними схемами. Рушійною силою для транспорту води через рослину служить градієнт потенціалу в системі ґрунт – рослина – вода. Через різні опори проведенню води в рослині створюється градієнт сили від листка через провідну систему аж до кореня.

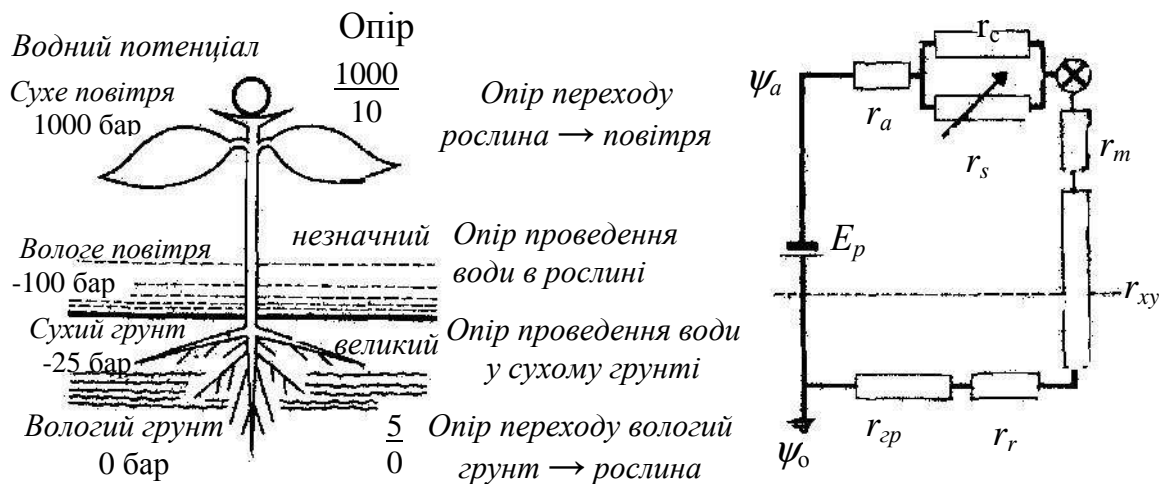


Рис. 12.2 – Градієнти водного потенціалу і опору транспорту води між ґрунтом, рослиною й атмосферою.

Ліворуч: порядок величин сисної сили й опорів переходу. Найбільший градієнт потенціалу існує між поверхнею пагона і сухим повітрям, але там переборюється і найбільший опір. Причини цього – висока енергоємність випаровування води і кутикулярний опір дифузії (Kausch, 1955).

Праворуч: опори транспорту води, представлені на зразок електричної схеми. E_p – потенційна транспірація; Ψ_0 – водний потенціал рідкої фази у ґрунті; Ψ_a – водний потенціал атмосфери; r_{zp} – опір пересуванню води у ґрунті; r_r – опір пересуванню води в сисних коренях і в корі кореня; r_{xy} – опір проведенню води в судинах ксилеми коренів, стебел, черешків і жилок листка; r_m – опір транспорту в мезофілі; r_c – кутикулярний опір (дуже високий); r_s – устячковий опір (регулюємий); r_a – опір примежового шару біля поверхні пагона; \otimes – перехід від рідкої фази до пароподібної (Coman, 1965; Boyer, 1974; Kreeb, 1974).

Б. Хубер, Г. Градман і Т. Ван ден Хонерт представили відношення між проведенням води (потік F , який відповідає силі електричного струму), градієнтом потенціалу $\Delta\Psi$ (напруженням) і опором r у наступній формі

$$F = \frac{\Delta\Psi}{\sum r} \Delta\Psi / \sum r. \quad (12.5)$$

Сисна сила ψ_z у тій чи іншій ділянці z рослини буде тим вище, чим нижче водний потенціал у ґрунті, чим більше виявляється дія прискорення вільного падіння ψ_g , чим більше сумарний опір проведенню води $\sum r$ між ґрунтом і даною точкою у пагоні і чим більше води проходить через рослину. Відповідну формулу запропонував Х. Ріхтер

$$\psi_z = \psi_S + \psi_g - (\sum r)F. \quad (12.6)$$

З формул (12.5) і (12.6) виходить, що значного градієнта сисної сили в рослині можна чекати тільки при сильному потоці води, тобто при більш інтенсивній транспірації.

Інтенсивність транспіраційного потоку. Кількість води, що транспортується в одиницю часу через провідну систему, буде тим більше, чим більше площа перетину, через яку протікає вода (провідного перетину), і чим вище швидкість потоку. В свою чергу швидкість потоку залежить від опорів проведенню води і різниці потенціалів.

Сумарний потік води в рослині Q_{wp} г/(с·росл) від коренів до транспіруємих поверхонь у міжклітниках листка визначається формулою

$$Q_{wp} = \rho_w S_p v_p = \frac{10^6}{g} \cdot \frac{\psi_R - \psi_L}{r_p}, \quad (12.7)$$

де S_p – ефективний перетин рослини, см²/росл.;

v_p – швидкість потоку води у рослині, см/с;

r_p – опір рослини потоку води, с/см², причому $r_p = l_p / (S_p \rho_p)$, де ρ_p – ефективна питома провідність тканин для води, см³/(см²·с);

ρ_w – щільність води;

g – прискорення вільного падіння;

l_p – ефективна довжина потоку води у рослині, см.

Водний потенціал листка ψ_L пов'язаний з відносною вологістю h_l над випарною поверхнею формулою

$$\psi_L = \rho_w R_w T_L \ln h_L, \quad (12.8)$$

де R_w – газова постійна для водяної пари;

T_L – температура листка;

h – відносна вологість повітря біля випарної поверхні клітин мезофілу.

Провідний перетин осьової частини пагона або листкового черешка представляє собою суму поперечних перетинів всіх елементів ксилеми. Провідний перетин у більшості випадків відносять до маси тих частин рослини, які через нього забезпечуються водою (відносний провідний перетин), наприклад провідний перетин черешка – до сирової ваги відповідного листка, провідний перетин стебла – до загальної ваги пагона, який примикає до нього.

Транспірація як фізичний процес. Процес транспірації значною мірою обумовлюється особливостями будови листка, станом його клітин і тканин, а також гідрометеорологічними факторами. Рослина здатна регулювати інтенсивність своєї транспірації. Закриваючи продихи, рослина знижує транспірацію і одночасно підвищує температуру свого тіла. Однак

при закритих устячках (продихах) рослина не може засвоювати вуглекислий газ повітря для свого живлення. Тому продиховий апарат у рослин і реагує досить складним чином на зміну умов довкілля, то замикаючи, то розмикаючи продихову щілину.

Транспірація буває *продихова або устячкова (через продихи), кутикулярна (через кутикулу) і лентикулярна (через сочевички)*.

Вода випаровується з усієї зовнішньої та усіх внутрішніх поверхонь рослини, які стикаються з повітрям. У нижчих рослин це зовнішні поверхні вегетативного тіла, у листостеблових рослин – кутикулонизовані зовнішні стінки клітин епідермісу (кутикулярна транспірація) і окорковані поверхні (перидермальна транспірація).

Всередині органів рослини воду випаровує поверхня клітин, які граничать з міжклітниками. Там вода спочатку переходить з рідкої фази в пароподібну, а потім водяна пара звірюється через устячка в атмосферу (устячкова транспірація). З поверхні рослини водяна пара дифундує в прилеглий шар повітря й у вільний повітряний простір. Транспорт водяної пари від випарних поверхонь у напрямку до вільного повітряного простору відбувається шляхом дифузії відповідно до закону Фіка.

Уявлення про опір на шляху потоку водяної пари та вуглекислого газу в системі листок – атмосфера надає рис. 12.3

Транспірацію можна розглядати як дифузійний процес: інтенсивність транспірації прямо пропорційна різниці між концентрацією водяної пари ΔC біля випарних поверхонь і вмістом водяної пари в атмосфері, площі випарної поверхні A і обернено пропорційна сумі дифузійних опорів $\sum r$

$$E_L = \frac{\Delta C A}{\sum r} . \quad (12.9)$$

У листків опір дифузії водяної пари складається з опору примежового шару, кутикулярного та устячкового опорів.

Оскільки шляхи руху водяної пари – через кутикулу і через устячка – паралельні, то сумарний внутрішній опір водяної пари r_W виражається через устячковий опір r_S і кутикулярний опір r_{cut} формулою

$$\frac{1}{r_W} = \frac{1}{r_{cut}} + \frac{1}{r_S} . \quad (12.10)$$

На поверхні листка на перенесення водяної пари впливає, як і при теплообміні, опір примежового шару r_a . На шляху водяної пари опори r_W і r_a послідовні.

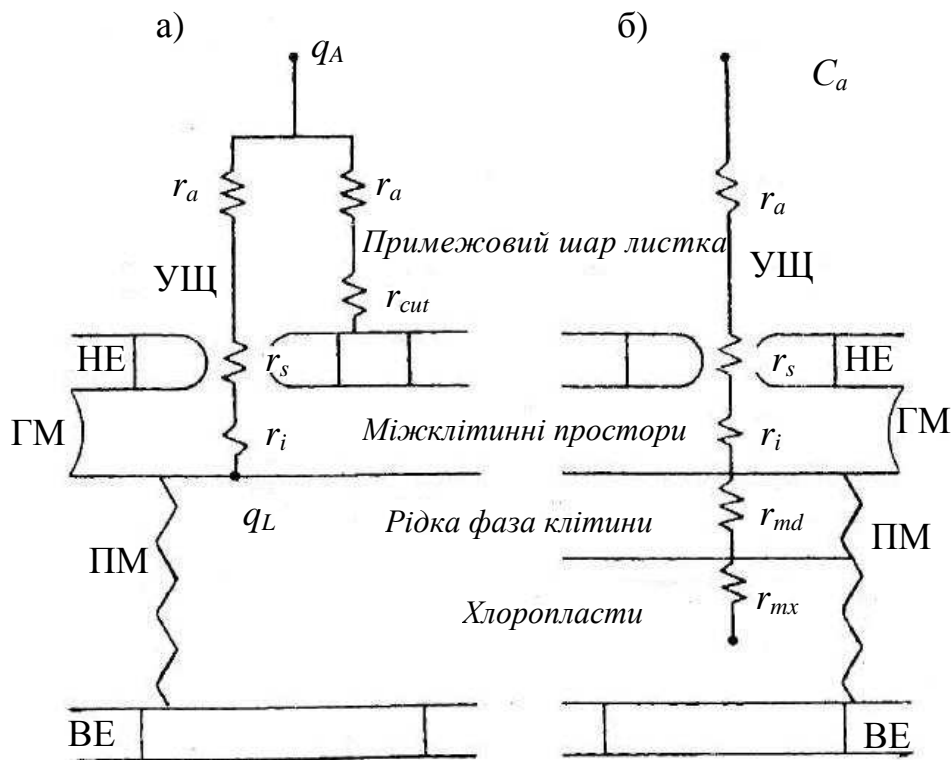


Рис. 12.3 – Опір на шляху потоку водяної пари (а) та вуглекислого газу (б) в системі листок – атмосфера.

ВЕ – верхній епідерміс; НЕ – нижній епідерміс; ГМ – губчастий мезофіл; ПМ – палисадний мезофіл; УЩ – устячкова щілина; r_a – опір примежового шару; r_{cut} – опір кутикули; r_i – опір міжклітинників; r_{md} – опір мезофілу; r_{mx} – опір в центрах карбоксилування; r_s – опір устячок; q_A – питома вологість повітря між листками; q_i – питома вологість повітря в міжклітинному просторі; C_A – концентрація CO_2 в атмосфері; C_c – концентрація CO_2 в центрах карбоксилування.

Враховуючи (12.9), одержуємо для інтенсивності транспірації листка такий вираз

$$E_L = \rho_A \frac{q_L - q_A}{r_a + r_W}, \quad (12.11)$$

де E_L виражена в $г \cdot H_2O / (см^2 \cdot с)$;

q_L і q_A – масова частка водяної пари відповідно в міжклітинному просторі всередині листка і між листками, виражена у $г \cdot H_2O / г$ повітря;

ρ_A – густина повітря, $г / см^3$.

Осі опору r_a і r_W розраховані на одиницю площі однієї сторони листка в припущенні, що устячка розташовані тільки на його нижній стороні. Кутикулярна транспірація приймається рівною нулю.

Опір примежового шару для транспорту водяної пари. Опір примежового шару, так само, як і для CO_2 -газообміну, дуже сильно залежить від розмірів, форми і властивостей поверхні листків, а також від

швидкості вітру. У дрібних листків значення r_a навіть при відсутності вітру навряд чи досягають 1 с/см; у великих плоских листків опір прилежового шару може складати при відсутності вітру 3 с/см і більше. Зі збільшенням швидкості вітру ці розходження згладжуються: при швидкості вітру близько 2 м/с опір прилежового шару звичайно менше 0,3 с/см; у цьому випадку воно не має особливого значення в порівнянні з устячковим дифузійним опором r_s .

Продихова (устячкова) транспірація. Продихова транспірація здійснюється через продихові щілини в епідермісі, крізь які відбувається газообмін. Решта листової поверхні вкрита кутикулою, яка мало проникна для води і газів. Звичайно основною є продихова транспірація, але у рослин різних екологічних груп значення обох видів транспірації неоднакове і залежить від умов навколишнього середовища. Загальна площа продихів коливається від 1 до 2 % всієї листової поверхні. Від інших клітин епідермісу листка замикаючі клітини продихового апарата відрізняються тим, що мають у собі хлорофіл. Крім того, їхні стінки потовщені неоднаково – зовнішні тоненькі, а ті, що обернені до продихової щілини, потовщені. Неоднакова будова клітинних оболонок зумовлює зміну об'єму продихів, а також їхньої форми. Недавно було виявлено, що вдень на світлі в замикаючих клітинах накопичуються іони калію та супутні їм аніони, які осмотично активні, тобто забезпечують надходження води, тому зовнішні стінки розтягуються і пори відкриваються. В темряві ж іони калію виходять із замикаючих клітин до оточуючих клітин епідермісу, що відповідно супроводжується відтоком води, і пора закривається.

Продиховий дифузійний опір залежить від ступеня відкриття устячок. Його мінімальне значення залежить від таких анатомічних особливостей, як розміри, будова, розташування і кількість устячок у даного виду рослин, тому воно є видовоспецифічною величиною, яка визначає максимальну транспіраційну здатність. Опір устячок r_s приблизно в 10 раз більше ніж r_a .

Для світлолюбних трав і особливо трав'янистих сільськогосподарських рослин характерні значення (віднесені до всієї поверхні листка – верхньої + нижньої) від 0,8 до 2 с/см, у листопадних дерев, чагарничків і більшості злаків мінімальний дифузійний опір листків складає 2–4 с/см, у тіньлюбних трав, степових злаків, ксерогалофітів і вічнозелених листяних дерев – 3–5 с/см.

Кутикулярна транспірація. Кутикулярна транспірація здійснюється через поверхню кутикули, яка вкриває епідерміс листка. Вона, як правило, значно менша продихової. Однак молоді листки рослин мають високу інтенсивність саме кутикулярної транспірації, оскільки в них шар кутикули ще не такий потужний, як у старих листків. Якщо у старого листка вона складає 5–10 % загальної транспірації, то в молодого листка кутикулярна транспірація нерідко досягає 40–70 %. Природно, що молоді рослини особливо чутливі до водопостачання, легко засихають. Кутикула містить

пори діаметром 0,5...1,0 нм, крізь які вода легко не лише випаровується, а й проникає в цитоплазму клітин епідермісу. Віск кутикули може перебувати в аморфному або кристалоподібному стані. В умовах посухи восковий наліт кутикули стає кристалоподібним, пори закриваються і кутикулярне випаровування припиняється. Природно, що молоді рослини особливо чутливі до водопостачання, легко засихають.

При кутикулярній транспірації молекули води дифундують через кутикулярні шари зовнішніх стінок епідерміса і через кутикулу. У зв'язку з цим кутикулярну транспірацію можна розглядати як дифузію через гідрофобне середовище. У тонких листків кутикулярний опір дифузії складає 20–100 с/см, у листків і хвої з масивним захистом від транспірації воно може досягати 400 с/см.

Перидермальна (лентікулярна) транспірація. Лентікулярна транспірація проходить за участю сочевичок – сукупності нещільно розташованих клітин перидерми багаторічних стебел і коренів, що випинаються на поверхню у вигляді горбочків, рисочок, через які і здійснюється газообмін. В порівнянні з кутикулярною транспірацією також незначна втрата води проходить через поверхню опробкованих стебел, рівень якої залежить від специфічного для кожного виду перидерми, проникності сочевичок і наявності тріщин у корі. Тому гілки і стовбури тополі, дуба, клена і сосни втрачають більше води, ніж гілки і стовбури ялини, бука і берези з їхньою більш гладкою і щільною корою.

Транспірація і CO₂-газообмін. Процес транспірації значною мірою зумовлюється особливостями будови листка, станом його клітин і тканин, а також гідрометеорологічними чинниками. Рослина здатна регулювати інтенсивність своєї транспірації. Закриваючи продихи, рослина знижує транспірацію і водночас підвищує температуру свого тіла. Однак при закритих продихах рослина не може засвоювати вуглекислий газ повітря для свого живлення. К.А. Тімірязев назвав транспірацію «необхідним злом» оскільки в умовах посухи надмірна транспірація може спричинити загибель рослини, але разом із тим продихи мають бути відкритими для забезпечення проходження основних життєвих функцій рослини. Тому продиховий апарат у рослин досить складним чином реагує на зміну умов довкілля, то замикаючи, то розмикаючи продихову щілину. Через устячковий апарат, де відбувається дифузія водяної пари і CO₂, транспірація і засвоєння вуглецю пов'язані між собою. Щоб одержувати CO₂, рослина змушена віддавати воду, а зменшення втрати води знижує і притік CO₂.

Умови дифузії для обох обмінних процесів неоднакові. Градієнт концентрації CO₂ між зовнішнім повітрям і хлоропластами менш значний, ніж градієнт масової частки водяної пари між внутрішнім середовищем листка й атмосферою, якщо тільки зовнішнє повітря не насичене вологою. При температурі 20 °С і відносній вологості повітря 50 % градієнт водяної

пари приблизно в 20 разів більше градієнта CO₂. Тільки через це випаровування води йде набагато інтенсивніше, ніж поглинання CO₂. Крім того, невеликі молекули H₂O дифундують у 1,56 рази швидше, ніж більш великі молекули CO₂. Істотно розрізняються і шляхи дифузії.

Рослини випаровують воду не лише під час вегетаційного періоду крізь листки, а й упродовж усього року крізь перидерму та інші покривні тканини. Кількість витраченої рослиною води залежить від будови перидерми, проникності сочевичок, наявності тріщин у корі й інших специфічних особливостей видів.

Транспірація спричиняє проходження крізь тіло рослини величезної кількості води і має пристосувальне значення, тісно пов'язане не лише з водообміном, а й з іншими метаболічними процесами, зокрема фотосинтезом, диханням, мінеральним живленням. Тому при дослідженні водного режиму різних рослин надзвичайно важливе значення має вивчення таких величин транспірації, як *інтенсивність транспірації, транспіраційний коефіцієнт, продуктивність транспірації* тощо.

Інтенсивність транспірації – це кількість води, яку випаровує рослина (в грамах) за одиницю часу (год) одиницею поверхні листка (дм²). Ця величина коливається в межах 0,15... 1,47 г/дм² за 1 год.

Транспіраційний коефіцієнт – кількість води (в грамах), яку випаровує рослина для накопичення 1 г сухої речовини. Для різних видів рослин його величина становить 125... 1000, а найчастіше – близько 300. Взагалі цей показник значно коливається залежно від умов середовища і може бути показником вимог рослин до вологи (табл. 12.1).

Таблиця 12.1 – Середня витрата води при нагромадженні сухої речовини (у грамах транспірованої води на 1 г утвореної сухої речовини) (Stocker, 1929; Polster, 1967; Black, 1971; Szarek, Ting, 1975)

Трав'янисті рослини		Листяні дерева	
C ₃ -рослини			
Рис	680	Дуб	340
Жито	630	Береза	320
Овес	580	Бук	170
Пшениця	540	Хвойні дерева	
Ячмінь	520	Сосна	300
Люцерна	840	Модрина	260
Квасоля	700	Ялина	230
C ₄ -рослини			
Конюшина червона	640	Кукурудза	370
Картопля	640	Просо	300
Соняшник	600	Амарант Щириця	300
Кавун	580	Портулак	280
Бавовник	570		

Продуктивність транспірації – величина, обернена транспіраційному коефіцієнтові, яка визначає кількість сухої речовини (в грамах), нагромадженої рослиною за період випаровування 1 кг води.

За даними М.О. Максимова, вона становить від 1 до 8, а в середньому в умовах помірного клімату дорівнює 3. Отже, на синтез 1 г сухої речовини використовується в середньому близько 300 г води, або лише 0,2 % всієї води, що проходить крізь тіло рослини, решту, 99,8 %, вона випаровує.

12.2. Водний баланс рослини

Надходження, пересування та витрати води організмом формують водний баланс рослини. Він визначається різницею між поглинанням води та її витрачанням. Сумарна кількість води, що поглинається кореневою системою рослини, визначається виразом (12.3).

Сумарна кількість води, яка виходить з рослини за одиницю часу шляхом транспірації, припускаючи, що інтенсивність транспірації всього листя однакова, дорівнює

$$E_p = E_L S_L, \quad (12.12)$$

де S_L – площа листків рослини, $\text{см}^2/\text{роsl}$;

E_L – інтенсивність транспірації, задається формулою (12.11).

Взагалі потік води в рослину Q_{WR} і потік транспірації E_p не неоднакові, оскільки водомісткість рослини може змінюватися. Якщо позначити через W_p вологовміст рослинної тканини в г води на г сухої фітомаси, то рівняння водного балансу рослини з урахуванням $Q_{WR} = Q_{Wp}$ можна записати у вигляді

$$m_p \frac{\partial W_p}{\partial \tau} = Q_{WR} - E_p, \quad (12.13)$$

де m_p – суха фітомаса рослини.

Приймаючи до уваги (12.11) і (12.13) замість (12.13) отримаємо

$$m_p \frac{\partial W_p}{\partial \tau} = \frac{10^6}{g} \frac{\psi_R - \psi_L}{r_p} - \rho_A \frac{q_L - q_A}{r_a + r_W} S_L. \quad (12.14)$$

Транспірація розглядається тут як стаття витрати водного балансу, а не як фізичний процес. Тому кількість витраченої води відносять не до одиниці поверхні, а до одиниці маси.

Водний баланс залишається урівноваженим тільки в тому випадку, коли поглинання, проведення і витрата води гармонійно погоджені один з

одним. Він стає негативним, як тільки надходження води перестає покривати її втрату в результаті транспірації. Якщо внаслідок дефіциту води устячкові отвори звужуються і транспірація знижується при колишньому рівні поглинання води, то баланс вирівнюється, після чого на якийсь час стає позитивним. Таким чином, водний баланс постійно коливається, відхиляючись, то в позитивну, то в негативну сторону, причому необхідно розрізняти короточасні коливання і тривалі порушення балансу. Вдень у природних умовах майже завжди відбувається погіршення водного балансу, який заново вирівнюється тільки увечері або вночі, якщо тільки запас води в ґрунті достатній для цього. У посушливі періоди водний баланс за ніч відновлюється вже не повністю, дефіцит росте із дня в день до випадання наступного дощу; таким чином, водний баланс піддається і сезонним коливанням.

Внутрішній водний баланс рослин залежить від комплексу факторів, пов'язаних:

- з самою рослиною (засухостійкість, глибина проникнення і розгалуження коренів, фаза розвитку);
- з кількістю рослин на даній площі;
- з кліматичними факторами (витрати води на випаровування і транспірацію, температура та вологість повітря, туман, вітер і світло, кількість опадів і т.п.);
- з ґрунтовими факторами (кількість води у ґрунті, осмотичний тиск ґрунтового розчину, структура та вологоємність ґрунту та ін.).

12.3. Добовий хід транспірації

В різний період доби як і протягом вегетації витрати води рослиною бувають неоднакові (рис. 12.4). Зранку транспірація збільшується швидше ніж випаровування, час максимуму інтенсивності транспірації (E_L) залежить від багатьох умов, він може спостерігатись як в передополуденні години так і в післяполуденні. Встановлено, що до 13 год найбільші величини E_L відмічаються в 46,3 %, а після 14 год – в 35,6 % випадках. Максимум транспірації приходить на 1–2 години раніше, ніж максимум випаровування. Після полудня зменшення E_L починається раніше спаду випаровування із ґрунту, воно йде більш швидкими темпами, так що E_L в вечірні години менше інтенсивності транспірації у ранкові години приблизно за тих же метеорологічних умов освітлення

При достатній зволоженості ґрунту інтенсивність транспірації E_L визначається в основному метеорологічними умовами. Тому інтенсивність транспірації, яка розрахована для першого дня після зволоження не

залежить від різновидності ґрунту і розвиненості кореневої системи рослини

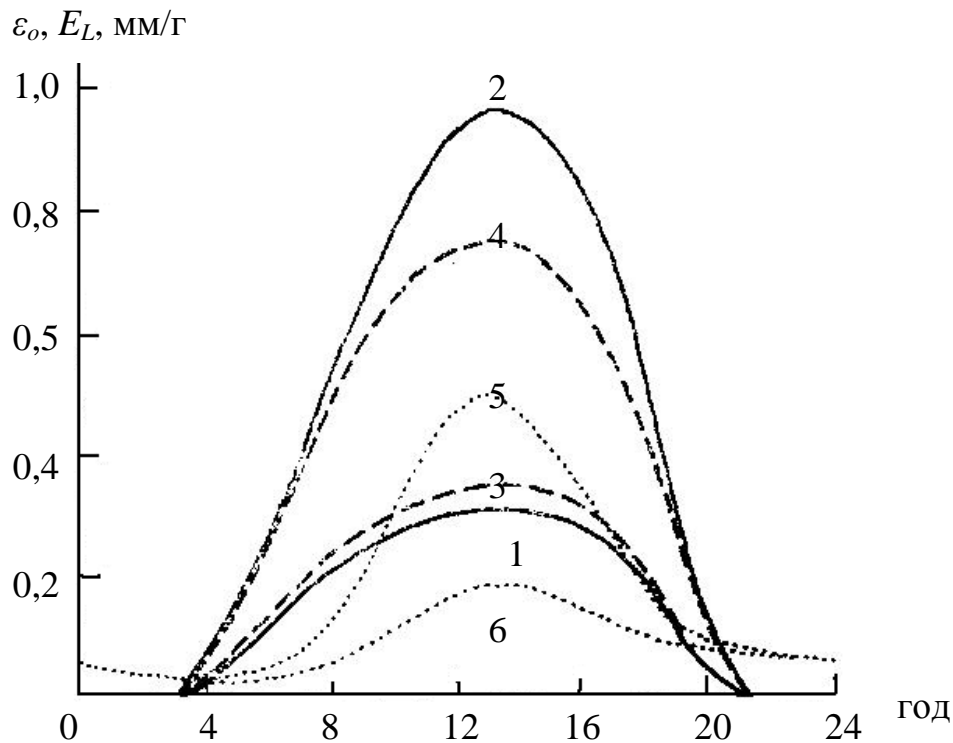


Рис. 12.4 – Добовий хід випаровування (криві 5, 6) з ґрунту (ϵ_0) і транспірації (E_L) травостою (криві 1, 2, 3, 4) висотою 100 см при двох значеннях відносної площі $L_0 = 1$ (криві 1, 3, 5) і $L_0 = 5$ (криві 2, 4, 6) та різного ступеня розвитку кореневої системи: слабо розвиненої (криві 1, 4, 5, 6) і сильно розвиненої (криві 2, 3). $\bar{T}_P = 20^\circ\text{C}$, $\bar{u}_P = 3,5 \text{ м/с}$, $v = 50\%$. (А.П. Бойко, 1993).

Однак при зменшенні запасу вологи у ґрунті вплив обох факторів усе більше позначається на денному ході транспірації (рис. 12.5).

Так, виявляється, що для рослин з добре розвинутою кореневою системою характер денного ходу транспірації мало змінюється протягом перших 5–7 днів після зволоження, знижується лише загальна інтенсивність транспірації. На відміну від цього інтенсивність транспірації у рослин зі слабо розвинутою кореневою системою істотно знижується і дуже мало змінюється протягом 6–7 годин у середині дня (суцільна крива для 5-го дня). Далі в міру висихання ґрунту інтенсивність транспірації залишається майже постійною більшу частину дня, незалежно від зовнішніх і внутрішніх факторів (криві для 10-го дня після зволоження). Справа в тому, що в умовах гострої нестачі вологи опір устячок збільшується в середині дня настільки, що зміна метеорологічних факторів уже не може істотно впливати на інтенсивність транспірації. Чим сухіше ґрунт, тим менше змінюється величина E_L протягом дня.

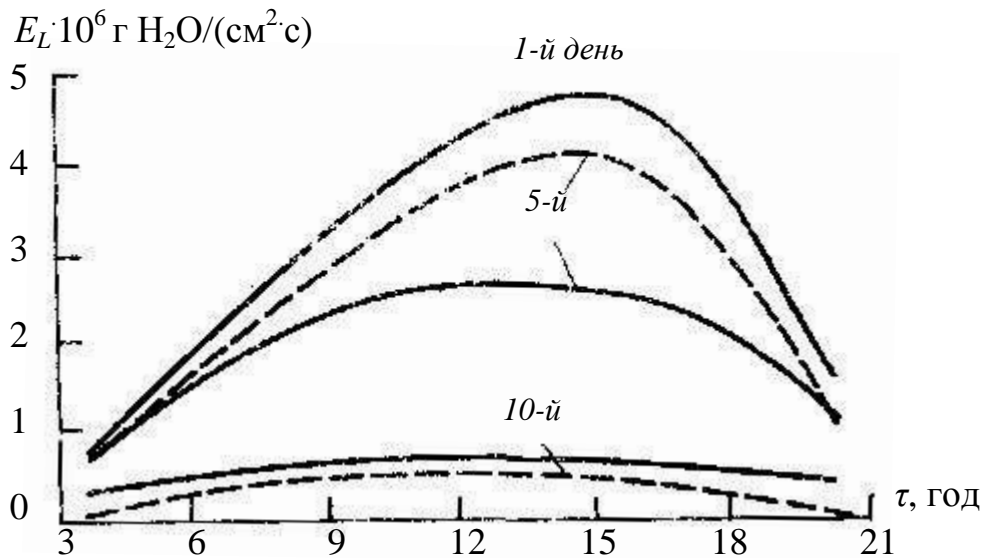


Рис. 12.5 – Денний хід інтенсивності транспірації E_L для рослин з добре розвинуеною (штрихова крива) і слабо розвинуеною (суцільна крива) кореневою системою на 1-й, 5-й і 10-й день після зволоження; $r_a = 0,3$ с/см; ґрунт – глина (З. Біхеле, Х. Молдау, Ю. Росс, 1980).

Порівняння кривих рис. 12.5, які характеризують транспірацію на 10-й день після зволоження, показує також, що рослина з добре розвинуеною кореневою системою на 10-й день транспірує уже менше, ніж рослина зі слабо розвинуеною кореневою системою. Причина цього, мабуть, у тому, що до 10-го дня рослина зі слабо розвинуеною кореневою системою використовувала воду повільніше (порівн. криві для 5-го дня).

Особливо різко знижується інтенсивність транспірації рослини на опіщаненому легкому суглинку. Так, уже на 7–8-й день після зволоження вона майже вдвічі нижче, ніж транспірація рослин на глинистому ґрунті на 10-й день. Це пояснюється різким звуженням устячок під впливом водного дефіциту.

Зі збільшенням швидкості вітру значно позначається на величині E_L і вплив відносної вологості повітря. Слід зазначити, що на відміну від вітряної погоди при слабому вітрі і штилі інтенсивність транспірації значно знижується зранку й ввечері і підвищується в середині дня. Це пов'язано зі зниженням температури листка ранком і ввечері в порівнянні з температурою повітря.

В міру висихання ґрунту денний хід інтенсивності транспірації E_L поступово згладжується, поки опір устячок не збільшиться настільки, що метеорологічні фактори практично перестають помітно впливати на транспірацію.

12.4. Залежність транспірації від факторів навколишнього середовища

Сонячна радіація. Відповідно до рівняння теплового балансу листка інтенсивність транспірації E_L безпосередньо пов'язана з падаючою на листок сонячною радіацією Q_L . Звідси природно виходить і лінійна залежність E_L від Q_L при постійній температурі. Відповідно до розрахунків Ю. Росса, E_L лінійно залежить від Q_L у всіх випадках при: $Q_L > 0,007 \text{ Вт/см}^2$, що пояснюється залежністю устячкового опору від радіації

$$r_S(Q_\Phi, \psi_L) = r_{s0} \left(1 + \frac{\gamma}{Q_L} \right) \cdot \left(\frac{\psi_m - \zeta \psi_L}{\psi_m - \psi_L} \right) \exp(\delta \Delta q), \quad (12.15)$$

де Q_Φ – інтенсивність ФАР;

ψ_L – водний потенціал листка;

r_{s0} – характерний для даного виду параметр, який означає опір повністю розкритих устячок;

γ – параметр, який характеризує чутливість устячок до радіації;

ψ_m – критичне значення водного потенціалу листка, при якому устячка цілком закриваються;

ζ – безрозмірний параметр, який характеризує реакцію устячок на зміну водного потенціалу листка;

Δq – різниця масової частки водяної пари в міжклітинному просторі всередині листка q_L і між листками q_A ($\Delta q = q_L - q_A$);

δ – параметр, який характеризує чутливість устячок до різниці Δq .

Температура повітря. Підвищення температури повітря викликає збільшення інтенсивності транспірації. Як видно з наведених даних, збільшення швидкості вітру викликає зростання інтенсивності транспірації (рис. 12.6).

Це збільшення особливо велике в тому випадку, коли устячка (продихи) широко відкриті. Вплив на транспірацію ширини устячок та швидкості вітру наведено на рис. 12.7.

Залежність інтенсивності транспірації від температури повітря T_A визначається в основному формулою (12.16), відповідно до якої при постійному устячковому опорі величина E_L повинна збільшуватися з ростом T_A

$$E_L = \frac{A_{\text{exp}}(-B/T_A)}{T_A(r_a + r_s)} \left[\left(1 + \frac{\psi_L}{\rho_W R_W T_A} - \frac{\Delta T}{T_A} \right) \exp \left(B \frac{\Delta T}{T_A^2} \right) - h_A \right], \quad (12.16)$$

де T_A – температура повітря;

ΔT – різниця температур листка і повітря: $\Delta T = T_L - T_A$;

h_A – відносна вологість повітря;

A і B – коефіцієнти рівняння Клаузиса – Клапейрона: $A = 3,76 \cdot 10^5$ г·К/см³;
 $B = 5,31 \cdot 10^3$ К.

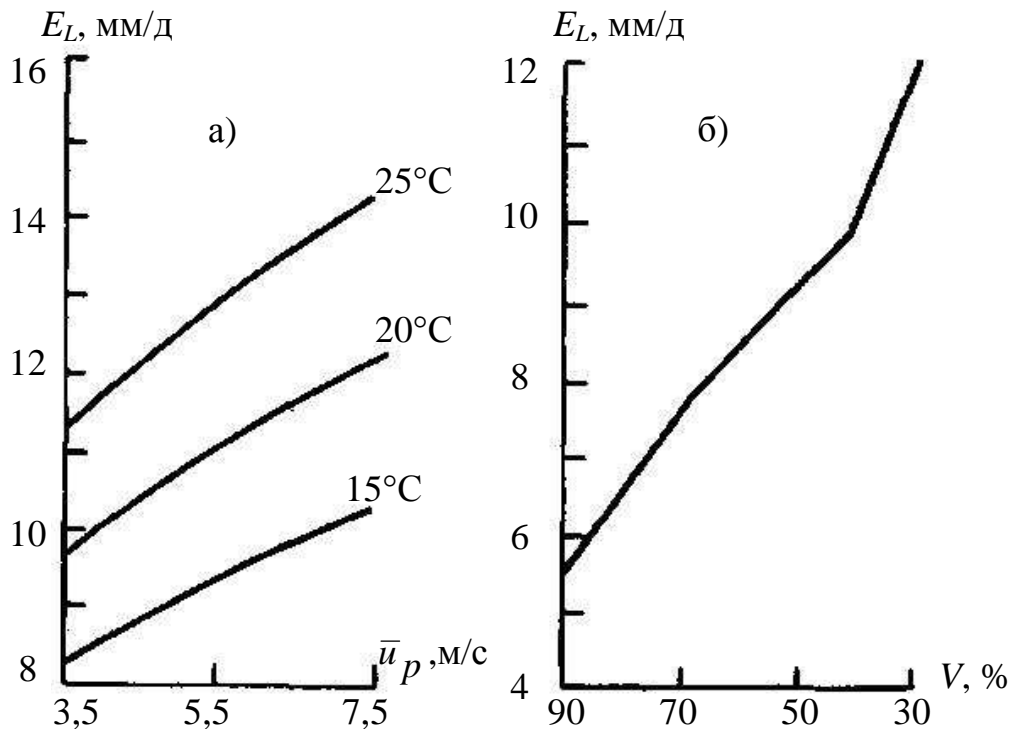


Рис. 12.6 – Залежність транспірації від температури повітря і швидкості вітру (а) та вологості повітря (б). (А.П. Бойко, 1993)

Відносна вологість повітря. Зменшення відносної вологості повітря викликає збільшення транспірації рослин (рис. 12.6 б).

Формула (12.16) вказує на лінійну залежність інтенсивності транспірації від відносної вологості повітря при постійній температурі й устачковому опорі. У випадку вологого ґрунту, якщо не враховується явний вплив Δq на r_s розрахункові дані дають дійсно близький до лінійного хід E_L (рис. 12.8, суцільні криві), причому зміна h_A від 0,2 до 0,9 (у відносних одиницях) знижує інтенсивність транспірації більш ніж удвічі (суцільні криві 1 і 2). Незначне відхилення ходу $E_L(h_A)$ від лінійного (опуклість кривих) обумовлено в основному невеликими змінами устачкового опорі (приблизно на 20 %) у розглянутому інтервалі h_A . Крім того, оскільки зменшення інтенсивності транспірації викликає підвищення температури листка (збільшення Δt), то потрібно врахувати і зворотний зв'язок E_L і Δt , хоча цей вторинний фактор і відіграє меншу роль у визначенні величини E_L , ніж опір устачок. Особливо добре це видно при нестачі вологи.

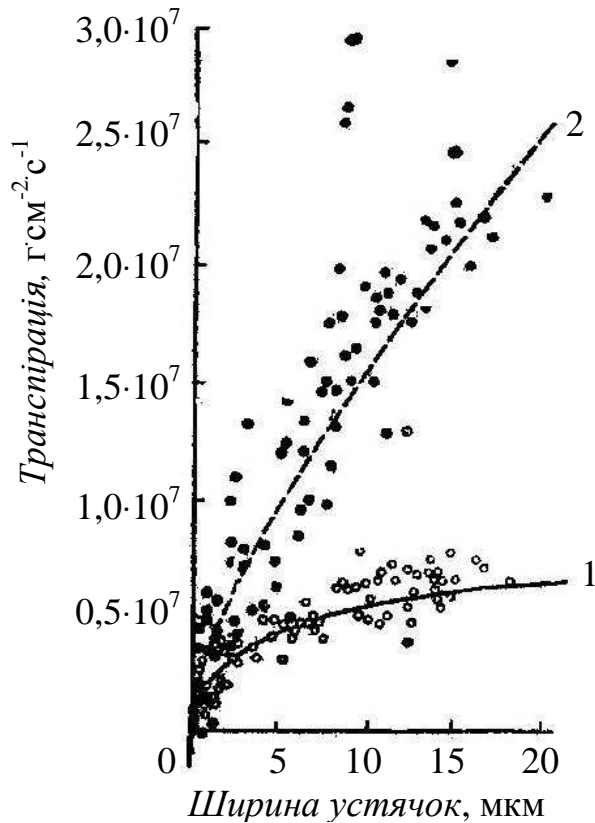


Рис. 12.7 – Вплив на транспірацію ширини продохів і швидкості вітру: 1 – вітру немає, 2 – сильний вітер. (П. Троян, 1989).

Так, при зниженні водного потенціалу ґрунту до $-2,5 \cdot 10^5$ Па падіння інтенсивності транспірації зі збільшенням h_A сильно сповільнюється (суцільна крива 3), а при $\psi_s = -8 \cdot 10^5$ Па вона практично не залежить від h_A (суцільна крива 4). Причина тут полягає в тому, що водний потенціал листка незначний і, хоча він мало залежить від вологості повітря, усе-таки це призводить до різкої зміни r_s . Тут можна констатувати, що, з одного боку, збільшення відносної вологості повітря повинне зменшити інтенсивність транспірації, але, з другого боку, воно повинно зменшити і r_s . У результаті ці два впливи взаємно компенсують один одного й інтенсивність транспірації майже не міняється зі зміною h_A . Що стосується температури повітря, то з рис. 12.8 видно, що вона принципово не впливає на форму кривих, лише трохи змінюючи їхній нахил (порівн. суцільні криві 1 і 2), але помітно впливає на величину транспірації, про що вже говорилося вище. При явному впливі вологості на опір устячок (штрихові криві) залежність E_L/h_A значно відхиляється від лінійної. У цьому випадку ріст устячкового опору в сухому повітрі сильно знижує транспірацію і ступінь її залежності від h_A .

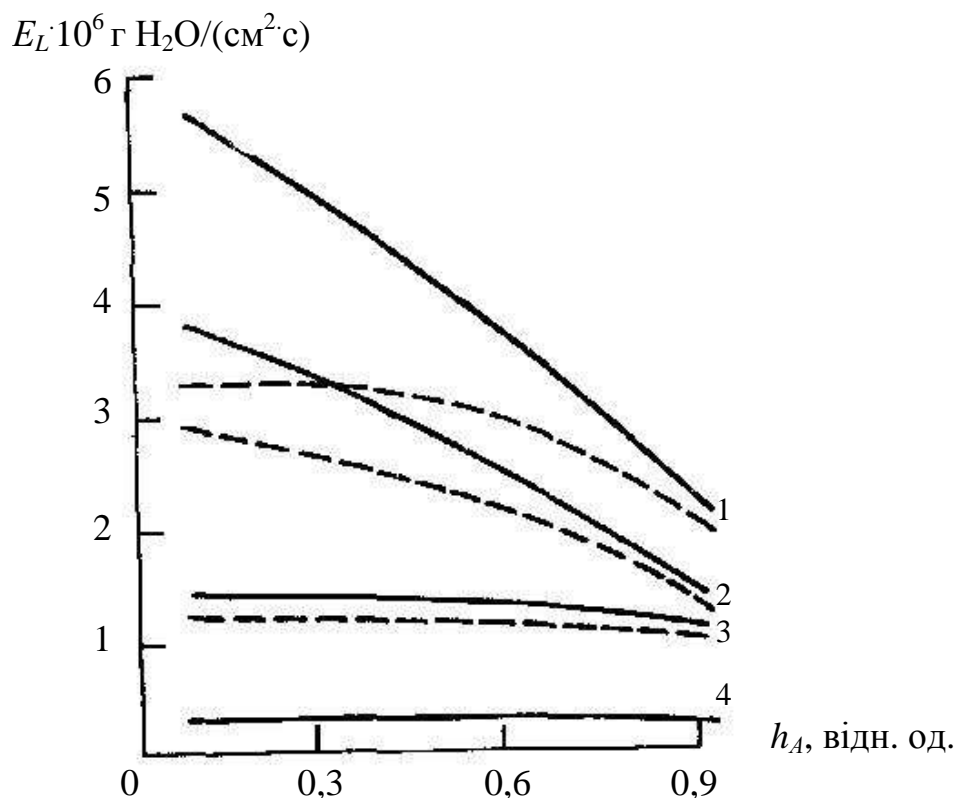


Рис. 12.8 – Залежність інтенсивності транспірації E_L від відносної вологості повітря h_A при $S_R/S_L = 0,2$; $r_a = 0,3$ с/см, $Q_L = 0,084$ Вт/см²; ґрунт – глина (З. Біхеле, Х. Молдау, Ю. Росс, 1980).

Суцільні криві – без врахування явного впливу Δq на r_s ($\delta = 0$),
штрихові – з врахуванням явного впливу Δq на r_s ($\delta = 6 \cdot 10^4$ см³/Г),

Крива	ψ_s Па	t_A °C
1	$-0,1 \cdot 10^5$	20
2	$-0,1 \cdot 10^5$	10
3	$-2,5 \cdot 10^5$	20
4	$-8,0 \cdot 10^5$	10 і 20

Швидкість вітру. Збільшення швидкості вітру призводить до зростання транспірації рослин (див. рис.12.6).

Інтенсивність транспірації пов'язана зі швидкістю вітру u у рівнянні теплового балансу листка, де u визначає конвективний теплообмін між листком і повітрям. Конвективний теплообмін між листком і повітрям виражається формулою

$$H_L = 2 \frac{\rho_A c_p (T_L - T_A)}{r_{aH}}, \quad (12.17)$$

де r_{aH} – дифузійний опір теплообміну прилежового шару однієї сторони листка. Фактор 2 у формулі (12.17) вказує, що враховуються обидві сторони листка.

Для визначення величини r_{aH} застосовується напівемпірична формула

$$r_{aH} = a_H (b_L / u)^{1/2}, \quad (12.18)$$

де емпірична постійна a_H , виражена в $\text{с}^{1/2}/\text{см}$, залежить від турбулентності вітру, форми й орієнтації листка та інших факторів;
 b_L – характеристична довжина (ширина) листка, см.

Для коливних листків a_H приблизно в 1,4 рази, для хвої в два рази менше, ніж значення a_H для нерухомих листків. Для «середнього» листка в «середніх» умовах $a_H = 0,9$.

Крім того, від швидкості вітру залежить опір прилисткового шару r_a , який входить у формулу (12.16). Правда, тут r_a відіграє істотну роль лише у випадку, коли воно порівняно з величиною r_s , тобто при доброму водопостачанні листків. В умовах же водного дефіциту $r_a < r_s$.

Водний потенціал ґрунту. Згідно формули (12.16), вплив водного потенціалу ґрунту ψ_S на інтенсивність транспірації здійснюється головним чином за допомогою устячкового опору r_s . Оскільки останній різко збільшується зі зменшенням ψ_S , то це призводить і до швидкого зменшення інтенсивності транспірації в підсохломому ґрунті. Як видно з рис. 12.9, хід $E_L(\psi_S)$ істотно залежить від кореневої системи рослини.

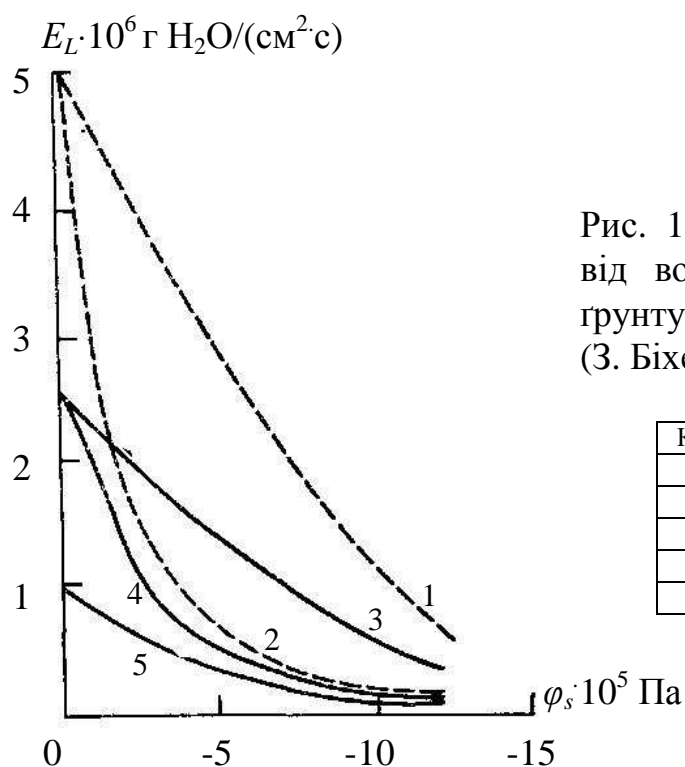


Рис. 12.9 – Залежність величини E_L від водного потенціалу глинистого ґрунту ψ_S при $t_A = 20^\circ\text{C}$ і $r_a = 0,3 \text{ с/см}$ (З. Біхеле, Х. Молдау, Ю Росс, 1980).

Крива	Q_L Вт/см ²	h_A	S_R/S_L
1	0,07	0,2	2,0
2	0,07	0,2	0,2
3	0,07	0,8	2,0
4	0,07	0,8	0,2
5	0,07	0,8	0,2

У рослини зі слабо розвиненою кореневою системою ($S_R/S_L = 0,2$) інтенсивність транспірації освітлених листків різко знижується в інтервалі ψ_S від $-0,1 \cdot 10^5$ до $-3 \cdot 10^5$ Па (криві 2 і 4). При подальшому зменшенні вологості ґрунту вплив зовнішніх факторів, таких, як радіація, вологість і

температура повітря, а також швидкість вітру, стає усе менше. У затінених листків зміна E_L не така різка, але самі значення малі (крива 5).

Рослина ж з розвинутою кореневою системою ($S_R/S_L=2,0$) здатна поглинати вологу з ґрунту і при низьких значеннях її водного потенціалу, тому в таких випадках і падіння інтенсивності транспірації зі зменшенням ψ_S відбуваються поступово (криві 1 і 3). Завдяки цьому навіть при $\psi_S = -10 \cdot 10^5$ Па ще спостерігається істотний вплив на E_L зовнішніх факторів. Залежність транспірації від водного потенціалу ґрунту в даному випадку близька до лінійного.

З даних рис. 12.9 виходить загальне правило: при одній і тій же кореневій системі, чим сприятливіші умови для високої інтенсивності транспірації (низька вологість повітря, висока інтенсивність радіації), тим різкіше знижується інтенсивність транспірації з падінням водного потенціалу ґрунту. Самими контрастними на рис. 12.5 у цьому відношенні є криві 2 і 5. Ця закономірність неодноразово спостерігалася в експериментах.

12.5. Потреба посівів у воді

Потреба рослин у воді. Потреба рослин у воді є витрата води в польових умовах на транспірацію і випаровування з поверхні ґрунту при безперебійному припливі води і повітря до кореневої системи рослин, які знаходяться у визначеному угрупованні і, якщо мова йде про фітоценози культурних рослин, які розвиваються при визначених, властивих кожному типу культури площах живлення, умовах освітлення й агротехніки.

Потреба культури у воді за весь вегетаційний період, будучи похідною від умов середовища, знаходиться в залежності від тривалості вегетаційного періоду даної рослини, про що надають уявлення дані Полтавської дослідної станції (табл. 12.2). Витрати води за добу відхиляються від середніх не більше ніж на 10 %, а витрати води за весь вегетаційний період досягають до 36 – 43 %.

Методи розрахунку потреби у воді фітоценозів. У загальному вигляді зв'язок максимально можливого сумарного випаровування фітоценозу з метеорологічними факторами в умовах оптимальної вологості ґрунту (що відповідає потребі у воді фітоценозу) можна установити виходячи з витрат тепла на сумарне випаровування, рівних, як відомо, добутку прихованої теплоти випаровування l на сумарне випаровування $E(L)$.

Якщо відомий радіаційний баланс РП $R(L)$, турбулентний теплообмін $P(L)$ (потік тепла від зеленої поверхні фітоценозу в атмосферу) і потік тепла в ґрунт B_2 , то витрати тепла на випаровування визначаються як залишковий член теплового балансу у вигляді $lE(L) = R(L) - P(L) - B_2$.

Таблиця 12.2 – Вплив тривалості вегетаційного періоду рослин на валові витрати води (А.М. Алпатьєв, 1954)

Культура	Тривалість вегетаційного періоду, дні	Витрати води, мм		Витрати води за добу, мм
		за весь період	У тому числі	
Вика – овес	67	182	92	2,7
Гречка	93	264	184	2,8
Ячмінь	97	264	187	2,7
Яра пшениця	101	271	187	2,7
Кукурудза	131	317	265	2,4
Цукровий буряк	154	407	305	2,6
Середнє		284		2,65

У цьому випадку сумарну потребу фітоценозу у воді неважко визначити за рівнянням

$$E_{\phi} = \frac{R(L) - P(L) - B_2}{l}, \quad (12.19)$$

де E_{ϕ} – сумарна потреба у воді фітоценозу.

Якщо сумарна потреба у воді фітоценозу в оптимальних умовах дорівнює випаровуваності, то на практиці цю потребу легко розрахувати, якщо відома випаровуваність від початку до кінця вегетації досліджуваного угруповання.

М.І. Будико і Х.Л. Пенманом у 1948 р. одночасно були запропоновані методи визначення випаровуваності на основі матеріалів спостережень над радіаційним і тепловим балансами.

В основі методу Пенмана лежить рівняння теплового балансу водойми. Згідно Пенману, «можлива транспірація», по нашій термінології або «сумарна потреба у воді фітоценозу» дорівнює

$$E_{\phi} = fE_0, \quad (12.20)$$

де E_0 – випаровування з водної поверхні;

f – коефіцієнт. Для Західної Європи: влітку $f = 0,8$; взимку $f = 0,6$; навесні і восени $f = 0,7$; в середньому за рік $f = 0,7$.

Пенман розраховує E_0 виходячи з встановленої ним складної залежності від радіаційного балансу, швидкості вітру, температури і вологості повітря.

М.І. Будико в 1950 р. для визначення випаровуваності запропонував комплексний метод, який враховує вплив радіаційного балансу,

температури і вологості повітря. Відповідно до цього методу, випаровуваність розраховується за формулою

$$E_0 = \rho D(q_0 - q_2), \quad (12.21)$$

де ρ – щільність повітря; D – коефіцієнт обміну, дуже мінливий, для теплого періоду $D \approx 0,60 - 0,70$ см/с;

q_0 – масова частка насиченої водяної пари повітря при температурі випарної поверхні;

q_2 – масова частка водяної пари на висоті, яка прийнята в масових спостереженнях рівною 2 м.

А.І. Будаговський у 1956 р. вводить у рівняння потоку вологи між рослинним покривом і атмосферою додатковий коефіцієнт β , який враховує вплив нелінійності між масовою часткою насиченої водяної пари і температурою випарної поверхні, а також вплив характеру і стану зволоженої випарної поверхні. Для добре розвинутого рослинного покриву $\beta = 1,15$.

Формула А.І. Будаговського для розрахунку випаровуваності має вигляд

$$E_0 = \rho D(\beta q_0 - q_2), \quad (12.22)$$

Якщо при випаровуванні з рослинного оптимально зволоженого покриву β більше одиниці, то і випаровування у цьому випадку може бути більше випаровуваності, що добре узгоджується з умовами при високих урожаєх.

Для розрахунку потреби у воді фітоценозів у Північній Америці широке розповсюдження отримали формули С.В.Торнвейта та Х.Блені-В.Крідла, у Західній Європі – формула Л. Тюрка.

Оптимальна для рослин вологість ґрунту. Виходячи з того, що рослина розвивається в сфері одночасного впливу ґрунту (корені) і атмосфери (надземні органи рослин), можна вважати оптимальною тільки ту вологість, яка окрім сприятливого поєднання запасів води і повітря у ґрунті, забезпечує нормальні умови життєдіяльності рослин в атмосфері і, насамперед, нормальне обводнення клітин рослинного організму.

Верхня межа зони оптимального зволоження в умовах глибокого залягання ґрунтових вод, коли підйом води по капілярах знизу вгору не досягає зони розповсюдження коріння, близька до найменшої вологомісткості. За цих умов аерація зони розповсюдження коріння рослин цілком достатня навіть у важкосуглинкових ґрунтах, але в сильно солонцюватих ґрунтах, а тим більше в солонцях, вона може бути нижче критичного рівня, тому що ступінь набрякання їх значний.

В умовах близького до поверхні ґрунту залягання ґрунтових вод насичення ґрунту вологою понад 80 % загальної пористості часто затрудняє аерацію ґрунту, знижує інтенсивність мікробіологічних процесів і звичайно призводить до зниження урожаю.

Різде зниження урожаю часто спостерігається при вологості ґрунту вище 90–100 % від повної вологомісткості, що приблизно відповідає запасам повітря 10–20 % об'єму ґрунту в період між поливами.

Верхня межа оптимальної вологості ґрунтів визначається або вимогами рослин до аерації (випадки близького залягання ґрунтових вод), або максимально можливим в польових умовах ступенем насичення водою зони розміщення основної маси коренів (випадки глибокого залягання ґрунтових вод).

Нижня межа оптимальної вологості ґрунтів лежить вище вологості стійкого в'янення. Для рослин небайдуже чи знижується вологість ґрунту до вологості стійкого в'янення, чи вона підтримується на більш високому рівні.

При деякій мінімальній вологості, різної для різних ґрунтів, рухливість води у ґрунті стає настільки малою, що рослини починають виявляти ознаки нестачі вологи навіть при наявності засвоєваної вологи в ґрунті внаслідок слабого припливу води до коренів рослин. Крім того, зі зменшенням вологості ґрунту зростають сили, які утримують воду в ґрунті, що створює додаткові утруднення в забезпеченні рослин вологою, незважаючи на ріст осмотичного тиску клітинного соку (табл. 12.3).

Дані табл. 12.3 відносяться до різноманітних за біологічними вимогами рослин і не менш різноманітних за родючістю ґрунтів і кліматичних умов. Незважаючи на це вони показують, що нижня межа оптимальної вологості ґрунтів для різних польових культур коливається найчастіше від 70 до 75 %, а для овочевих – від 75 до 80 % найменшої вологомісткості.

Це положення пояснюється тією обставиною, що високий ступінь обводнення клітин є необхідною умовою протікання процесів метаболізму всіх культурних рослин.

При зазначеному вище ступені насичення ґрунтів вологою задовольняються і деякі інші вимоги рослин до факторів життєдіяльності. Насамперед, забезпечується досить оптимальна аерація основної зони поширення кореневої системи. Аерація за цих умов не лімітує нормальний хід фізіологічних процесів у рослинах, тому що вміст повітря у ґрунті достатній.

Крім того, виконується і друга обов'язкова умова оптимальної вологості ґрунтів для рослин – досить висока рухливість води у ґрунті, що забезпечує в зоні основної маси коренів підтік води до коренів рослин, необхідний для підтримки високого обводнення тканин рослин і відповідно безперебійного фотосинтезу за умови достатнього живлення.

Таблиця 12.3 – Оптимальна вологість ґрунту для різних рослин за даними польових дослідів (А.М. Алпат'єв, 1954)

Ґрунт	Культура	Нижня межа оптимальної вологості, % НВ	Період підтримання оптимальної вологості ґрунту
Сірозем важко суглинковий	Бавовник	70	До дозрівання
Сірозем суглинковий	Бавовник	70	–"
Каштановий суглинок	Бавовник	75	–"
Сірозем важко суглинковий	Бавовник	75–80	Весь період вегетації
Чорнозем важко суглинковий	Цукровий буряк	70–73	З червня по вересень, при посіві в кінці березня – на початку квітня
Чорнозем важко суглинковий	Цукровий буряк	75	Від утворення 4-ої пари листків до середини серпня
Чорнозем суглинковий	Цибуля	70–80	–
Чорнозем суглинковий	Яра пшениця	70–80	Від кущіння до молочної стиглості
Чорнозем легкосуглинковий	Огірки	80	–
	Капуста	80	–
Чорнозем легкосуглинковий	Томати	75	Від початку цвітіння до плодоношення
	Люцерна на сіно	70–75	–
Чорнозем суглинковий	Яра пшениця	70–75	Трубка – налив

Відповідно до досліджень О.А. Роде, нижня границя оптимальної вологості суглинкових ґрунтів (70 % найменшої вологоємності) відповідає вологості розриву капілярів і, отже, різкому зменшенню рухливості ґрунтової вологи. Потреба у воді посівів задовольняється цілком, якщо вологість важкосуглинкових і глинистих ґрунтів не нижче 70–80 % їхньої найменшої вологоємності, легко- і середньосуглинкових не нижче 65–75%, а супіщаних не нижче 50–60 %.

Біологічна крива водоспоживання. Режим споживання води культурними рослинами по фазах і стадіях розвитку розглядається в умовах оптимальної вологості ґрунту. Поза цими умовами динаміка споживання води рослинами не відображає їхньої потреби у воді і значною мірою визначається режимом вологості ґрунту, який залежить від впливу самих рослин, умов погоди і рівня агротехніки.

Режим споживання води по фазах розвитку рослин є результат сукупного впливу ритмів розвитку, з одного боку, і екологічних умов з іншого. При цьому загальна крива споживання води може бути розчленована на дві складові криві: «біологічну» і «екологічну». Біологічна крива виражає вплив ритмів розвитку на режим споживання води рослинами, тобто те, що односторонньо приписують звичайно приросту рослинної маси. Екологічна крива характеризує вплив кліматичних умов на режим споживання води, якщо останнє розглядається на оптимальному фоні вологозабезпеченості і живлення.

Для розчленування загальної кривої споживання води на біологічну й екологічну криві скористаємося випаровуваністю як показником, який більш є доступним для практичного використання і більш повно відображає комплексний вплив метеорологічних факторів на валову витрату води рослинами.

Вплив темпів розвитку рослин на режим споживання води в першому наближенні можна врахувати приведенням кривих споживання води до початкової випаровуваності, тобто установити, як змінювався б режим споживання води по фазах, якби випаровуваність залишалася постійною.

На рис. 12.10 наведені загальні криві споживання води ярою пшеницею (суцільні лінії) і криві, наведені до початкової випаровуваності (штрихові лінії). У відносних величинах (у відсотках) штрихові криві показують вплив темпів розвитку рослин на режим споживання води. Цей вплив досить значний.

Слід зазначити, що обидві групи кривих відносяться до умов оптимальної вологості ґрунту, тому що одна з них отримана на поливних полях, а інша ж – у районах, де природний режим вологості ґрунту в багаторічному розрізі утримується на оптимальному рівні.

При аналізі режиму валових витрат води рослинами по фазах і стадіях розвитку, виділені періоди явного перевищення споживання води рослинами над випаровуваністю. Це явище пояснюється біологічними кривими водоспоживання.

Біологічні криві водоспоживання представляють собою ряд коефіцієнтів K , що змінюються в онтогенезі від декади до декади або від стадії до стадії в період вегетації, які розраховуються шляхом ділення валової витрати води q (транспірація плюс випаровування із поверхні ґрунту при оптимальній вологості) за декадний або міжфазний період на суму дефіцитів вологості повітря $\sum d$ за ті ж періоди

$$K = q / \sum d. \quad (12.23)$$

Середні значення перемінних коефіцієнтів біологічної кривої водоспоживання для ячменю та картоплі наведені в табл. 12.4, а для інших культур на рис. 12.11.

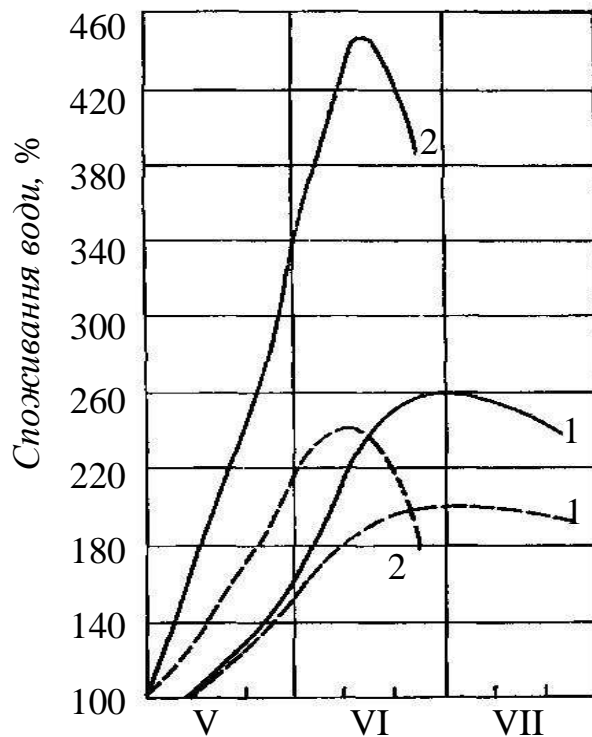


Рис. 12.10 – Валове споживання води рослинами за фазами (в % до потреби) в перший строк спостережень з приведенням (штрихові криві) і без приведення (суцільні криві) до початкової випаровуваності (А.М. Алпатьєв, 1954)

Яра пшениця: 1 – Середній Урал; 2 – Північний Кавказ.

Таблиця 12.4 – Середні коефіцієнти біологічних кривих водоспоживання (А.М. Алпатьєв, 1969)

Культура	Декади вегетації									Сере дні
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Ячмінь	0,40–0,60	0,54	0,60	0,66	0,71	0,77	0,73	0,66	0,58	0,64
Картопля	0,30–0,60	0,40–0,60	0,56	0,64	0,70	0,76	0,73	0,65	0,54	0,60

Для розрахунку витрат води на випаровування при достатній вологозабезпеченості і достатній біологічній продуктивності фітоценозів

суму середніх добових дефіцитів вологості повітря за декаду вегетації (першу декаду вегетації відраховують починаючи від сходів) необхідно помножити на коефіцієнт біологічної кривої випаровування, яка відповідає тій же декаді: $q = K \Sigma d$. Дефіцит вологості повітря в цих розрахунках зручніше виражати не в гектопаскалях, а в міліметрах, що дає можливість вести розрахунок водного балансу і водного режиму з урахуванням атмосферних опадів.

Незважаючи на те, що біологічна крива для даного виду рослини відносно консервативна, коефіцієнти біологічної кривої випаровування змінюються по регіонах. Загальна тенденція їхньої зміни в помірному поясі з просуванням з гумідних прохолодних і помірно теплих районів в аридні теплі і жаркі полягає в зменшенні числових значень коефіцієнтів біологічних кривих випаровування.

$\frac{dE}{dt}$, мм/д

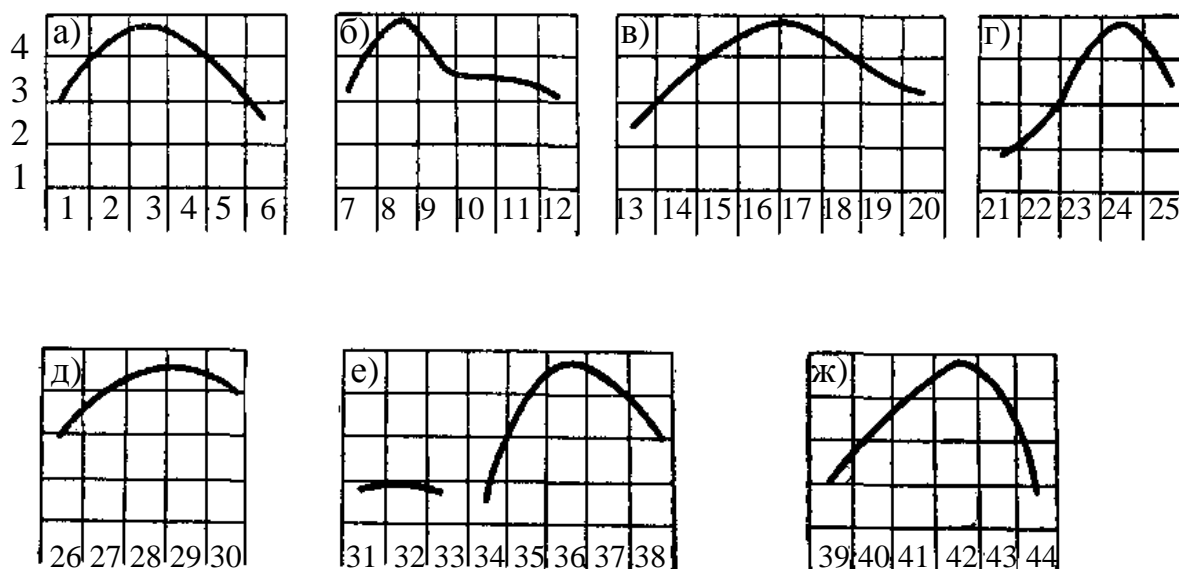


Рис. 12.11 – Біологічні криві водоспоживання деяких сільськогосподарських культур (О.Р. Константинов, 1967):

а) льон: 1 – сходи, 2 – початок росту стебла, 3 – утворення суцвіть, 4 – цвітіння, 5 – зелена стиглість, 6 – жовта стиглість; б) конюшина 1-го року: 7 – сходи, 8 – утворення бокових пагонів, 9 – утворення суцвіть, 10 – цвітіння, 11 – міжфазний період, 12 – в'янення; в) яра пшениця: 13 – сходи, 14 – 3-й лист, 15 – кущіння, 16 – вихід у трубку, 17 – колосіння, 18 – цвітіння, 19 – молочна стиглість, 20 – воскова стиглість; г) просо: 21 – сходи, 22 – 3-й листок, 23 – кущіння, 24 – вихід у трубку, 25 – викидання волоті; д) люцерна 2-го року: 26 – відновлення вегетації, 27 – утворення бокових пагонів, 28 – стеблуння, 29 – утворення суцвіть, 30 – відростання; е) озима пшениця: 31 – сходи, 32 – 3-й листок, 33 – кущіння, 34 – вихід у трубку, 35 – колосіння, 36 – цвітіння, 37 – молочна стиглість, 38 – воскова стиглість; ж) кукурудза: 39 – сходи, 40 – 7-й листок, 42 – викидання волоті, 42 – цвітіння, 43 – молочна стиглість, 44 – повна стиглість.

Критичні періоди у рослин в зв'язку з недостатнім водопостачанням. В інтервалі вологості ґрунту між нижньою межею оптимуму і вологістю стійкого зів'янення різні рослини мають багато загального у відношенні їхньої реакції на фактор вологи. Зі зменшенням вологості ґрунту у всіх рослин сповільнюються ростові процеси, відповідно до цього знижується накопичення органічної речовини, зменшуються (до деякої межі) транспіраційні коефіцієнти, після чого вони збільшуються і наближаються до вологості в'янення, а потім знову різко зменшуються у стані в'янення рослин.

В онтогенезі кожен рослинний організм неоднаково реагує на несприятливі умови вологозабезпеченості, що вперше було відзначено П.І. Броуновим у 1912 р., який назвав такі періоди в житті рослин *критичними*. У ці періоди рослини при нестачі вологи значно знижують урожай. У різних рослин критичними періодами є різні періоди їхнього розвитку (табл. 12.5).

Таблиця 12.5 – Критичні періоди різних сільськогосподарських культур

Культура	Критичний період
Озимі жито і пшениця, яра пшениця, овес, ячмінь	Вихід в трубку – колосіння
Кукурудза	Викидання волоті – молочна стиглість
Сорго, просо	Викидання мітелки – налив
Зернові бобові	Цвітіння
Гречка	Цвітіння
Соняшник	Утворення корзинки – цвітіння
Бавовник	Цвітіння – закладка коробочок
Баштанні	Цвітінні – дозрівання
Картопля	Цвітіння і формування бульб
Томати	Зав'язування і дозрівання плодів

Дослідження Ф.Д. Сказкіна в 1938 р. показали, що навіть у різних сортів однієї і тієї самої рослини критичними можуть бути різні періоди, але нестача вологи у ґрунті більше всього впливає на рослину в момент утворення репродуктивних органів. У більш пізній роботі (1957) Сказкін уточнив це положення, що найбільша чутливість до нестачі вологи «...виявляється в період, коли в квітках, що утворюються, формується пилок, тобто в період від самого початку ... закладки тетраді і до цвітіння і запліднення включно».

Таблиця 12.6 – Витрати води озимої пшениці (Л.О. Разумова, 1950)

Міжфазний період	Тривалість періоду, дні	Всього витрачено вологи за період, мм	Витрати вологи за добу, мм
Відновлення вегетації – вихід у трубку	32	40	1,2
Вихід у трубку – колосіння	30	101	3,4
Колосіння – цвітіння	11	58	5,3
Цвітіння – молочна стиглість	10	26	2,6
Молочна стиглість – збирання	15	19	1,3

Це положення підтверджується даними про витрату вологи озимою пшеницею за періоди вегетації, наведеними в табл. 12.6. Як видно з цих даних, найбільш інтенсивна витрата вологи озимою пшеницею спостерігається в період вихід у трубку – колосіння – цвітіння.

Розділ 13

АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ УМОВИ І ВУГЛЕЦЕВИЙ ОБМІН РОСЛИН

В сучасну епоху людство все більше розуміє істину, вперше обґрунтовану видатними вченими К.А. Тімірязєвим і В.І. Вернадським, що екологічне благополуччя біосфери, а отже й існування самої людини, сучасної цивілізації, визначається станом рослинного покриву нашої планети. Роль фотосинтезу в біосферних процесах Землі настільки значна та різноманітна, а його природа настільки унікальна, що проблема фотосинтезу правомірно вважається однією з найважливіших проблем не лише науки, а й практики.

Видатний учений К.А. Тімірязєв, підкреслюючи космічну роль зеленої рослини, образно писав, що зелений листок, а точніше хлорофіл, є фокусом у світовому просторі, в який, з одного боку, надходить енергія Сонця, а з іншого – беруть початок усі прояви життя на Землі. Все живе на нашій планеті залежить від фотосинтезу – або безпосередньо, або опосередковано. Саме зелена рослина, використовуючи сонячну енергію в реакціях фотосинтезу, забезпечує зв'язок життя на Землі зі Всесвітом і визначає, врешті-решт, усе різноманіття глобальних явищ у біосфері, в тому числі, розвиток людської цивілізації.

Фотосинтез – єдиний на Землі, унікальний процес у біосфері, завдяки якому за участі рослин здійснюється засвоєння сонячної енергії та перетворення простих неорганічних сполук на складні органічні.

Найважливішим у фотосинтезі є його *енергетичний* аспект. Як відомо, будь-яка речовина, поглинаючи квант сонячної енергії, переходить у збуджений стан, що вже можна розглядати як перетворення електромагнітної енергії та її засвоєння. Однак така енергія електронного збудження дуже швидко (10^{-13} с) розсіюється у вигляді тепла. В чому ж полягають переваги засвоєння сонячної енергії при фотосинтезі у рослин? Рослинний організм здатний не лише поглинати кванти сонячних променів, а й перетворювати та запасати їх надовго – від хвилин і годин до сотень мільйонів років (як при утворенні корисних копалин – нафти, газу, кам'яного вугілля).

Крім того, засвоєння сонячної енергії у рослин відбувається в досить зручній для біологічного використання живими організмами формі – *молекулярній*, у вигляді багатих на енергію зв'язках молекул АТФ, хімічних зв'язках вуглеводів, білків, жирів. Вони в будь-який момент можуть бути використані рослинним організмом або гетеротрофними організмами для

покриття власних енергетичних потреб, для біосинтезу власних високомолекулярних сполук.

Фотосинтез – єдиний біосферний процес, що відбувається із засвоєнням вільної енергії.

Всі інші процеси, як у рослин, так і у тварин, здійснюються за рахунок хімічної енергії, нагромадженої фотосинтезуючими організмами в результаті перетворення енергії сонячного світла. Звідси можна зробити припущення про фотоавтотрофність біосфери Землі в цілому, в тому числі й про фототрофність людства. Населення планети використовує у вигляді органічної біомаси лише близько 0,5 % всієї кількості фотосинтетично перетвореної рослинами сонячної енергії.

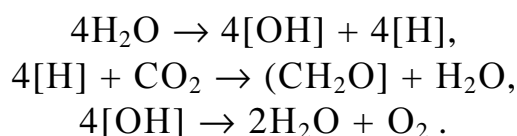
Встановлено, що енергетичний еквівалент щорічної фотосинтетичної продукції біомаси на Землі в 10 разів вищий за річні енергетичні потреби людства. Продукція біомаси приблизно порівну розподіляється між покритонасінними (226000 видів) і голонасінними (лише 800 видів) представниками царства рослин. Частка тварин у загальній біомасі на Землі становить близько 0,1 %.

Кругообіг O_2 , CO_2 та інших елементів, які залучаються в процес життєдіяльності рослин, створив і підтримує сучасний склад атмосфери, необхідний для життя на Землі.

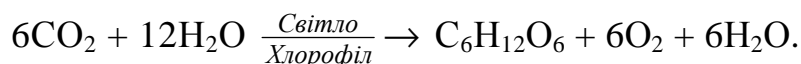
В основі суті фотосинтезу лежить окисно-відновна реакція: з участю хлорофілу й енергії сонячних квантів вода фотоокиснюється, в результаті чого виділяється кисень та водень, останній і відновлює CO_2 до рівня вуглеводів. Звідси рівняння фотосинтезу має такий вигляд



або поетапно:



Отже, для водоростей і вищих рослин, у яких вода є донором електронів, підсумкове рівняння фотосинтезу буде таке



При цьому також запасється вільна енергія, величина якої для цього процесу становить приблизно 470 кДж/моль.

Під час фотосинтезу з простих неорганічних сполук (води та вуглекислого газу) синтезуються різноманітні органічні сполуки. В результаті відбувається перебудова хімічних зв'язків: замість С–О- та Н–О-

виникають С–С- та С–Н-зв'язки, в яких електрони займають вищий енергетичний рівень.

Дослідження свідчать також, що майже весь кисень атмосфери – фотосинтетичного походження. Отже, процеси дихання та горіння стали можливими лише після того, як виник фотосинтез. Усе це й дає підставу говорити про космічну роль зеленої рослини.

13.1. CO₂ – газообмін рослин

Вуглецевий обмін клітини пов'язаний із зовнішнім середовищем за допомогою газообміну. При фотосинтезі хлоропласти споживають CO₂, запас якого повинний поповнюватися, і вивільняють кисень. Поряд з цим клітини вдень і вночі поглинають необхідний для дихання кисень і виділяють двоокис вуглецю. За зміною середовища, де знаходяться асимілюючі листки, можна знайти той із двох конкуруючих процесів, що у даний момент відбувається з більшою інтенсивністю. Вдень, як правило, поглинання CO₂ для фотосинтезу Φ більше, ніж виділення CO₂ при диханні. Дихання на світлі складається з фотодихання C_{Ri} і мітохондріального дихання C_{RM}

$$D_{cv} = C_{Ri} + C_{RM}. \quad (13.1)$$

Якщо визначають чисте поглинання CO₂ листками, то мають на увазі спостерігаємий фотосинтез або нето-фотосинтез Φ_n

$$\Phi_n = \Phi - D_{cv}. \quad (13.2)$$

Якщо інтенсивність фотосинтезу знижується, то може наступити момент, коли фотосинтез буде в точності компенсувати одночасно і дихання. При подальшому зниженні фотосинтезу дихання починає переважати, а в темряві відбувається тільки виділення CO₂ у процесі дихання.

Швидкість дифузії. Газообмін між клітинами і навколишнім біля рослин середовищем (зовнішнім повітрям, водою) відбувається шляхом дифузії. Цей обмін має величезні масштаби: для утворення 1 г глюкози необхідно поглинути 1,47 г CO₂. За стандартних умов ця кількість вуглекислоти займає об'єм 0,75 л. Вважаючи на те, що в повітрі об'ємний вміст CO₂ складає тільки близько 0,03 %, зазначена кількість CO₂ повинна бути витягнута з 2500 л повітря.

Найважливішим регулятором процесу дифузії є устячковий апарат. У більшості рослин число устячок на 1 мм² листової поверхні складає 50–300 штук, отвори устячок займають 0,5–1,5 % поверхні листка.

Для опису процесів транспорту CO_2 і O_2 застосуємо закон дифузії (закон Фіка)

$$\frac{dm}{dt} = DA \frac{dC}{dx}. \quad (13.3)$$

Швидкість дифузії (переміщення маси dm за проміжок часу dt) залежить від константи дифузії D і, крім того, буде тим більше, чим більше градієнт концентрації dC/dx у напрямку дифузії і чим більше поверхня обміну A . Константа дифузії специфічна для кожної речовини; вона змінюється також у залежності від середовища, в якому відбувається дифузія. У повітрі CO_2 і O_2 можуть дифундувати приблизно в 10^4 разів швидше, ніж у воді.

Для опису газообміну рослин можна застосувати закон Фіка у формі рівняння, виведеного П. Гаастра

$$F = \frac{\Delta C}{\Sigma r}. \quad (13.4)$$

Швидкість дифузії F відповідає інтенсивності газообміну, тобто на світлі – інтенсивності поглинання CO_2 (нетто-фотосинтезу), а в темряві – швидкості поглинання O_2 у процесі дихання. Газообміну сприяє великий градієнт концентрації ΔC між зовнішнім повітрям і місцем реакції в клітині. Газообмін зменшується під впливом ряду дифузійних опорів Σr . У поняття «дифузійний опір» входять константа дифузії, опір на поверхні поділу фаз, довжина шляху дифузії і його поперечний перетин.

Шлях дифузії і дифузійні опори в листку. На шляху від зовнішнього повітря до хлоропластів двоокис вуглецю повинен перебороти ряд дифузійних опорів. Молекули CO_2 проникають через отвори устячок у систему міжклітинників. У клітинних стінках CO_2 переходить з газоподібної фази, у якій вона могла розподілятися досить швидко, у рідку фазу. Процес розчинення значно сповільнює дифузію CO_2 . У середині клітини розчинений CO_2 повільно рухається до хлоропластів.

Рис. 13.1 надає уявлення про шляхи дифузії і зустрічних опорів біля листка і всередині нього. При фотосинтезі найбільший парціальний тиск $\text{CO}_2(C_A)$ має місце зовні від прилеглого до листка повітряного шару, товщина якого залежить від величини і розміщення листків, від їхньої опушеності і насамперед від інтенсивності руху повітря. При повному затишші він може мати товщину кілька міліметрів, а сильний вітер повністю знесе його. Чим товстіше цей примежовий шар, тим більше створюваний ним опір r_a . У такому випадку CO_2 швидше переходить у листок, чим притікає ззовні, і повітряна оболонка біля листка стає бідніше двоокисом вуглецю. У листок CO_2 проникає тільки через устячка. Хоча доказано, що при незвичайно високих зовнішніх концентраціях CO_2

здатний проходити через кутикулу і клітини епідермісу, у природних умовах кутикулярне поглинання CO_2 наземними рослинами можна не брати до уваги. Тому вирішальною перешкодою для вільного надходження CO_2 у листок часто буває устячковий опір дифузії r_s , при закритих устячках він зростає до нескінченності.

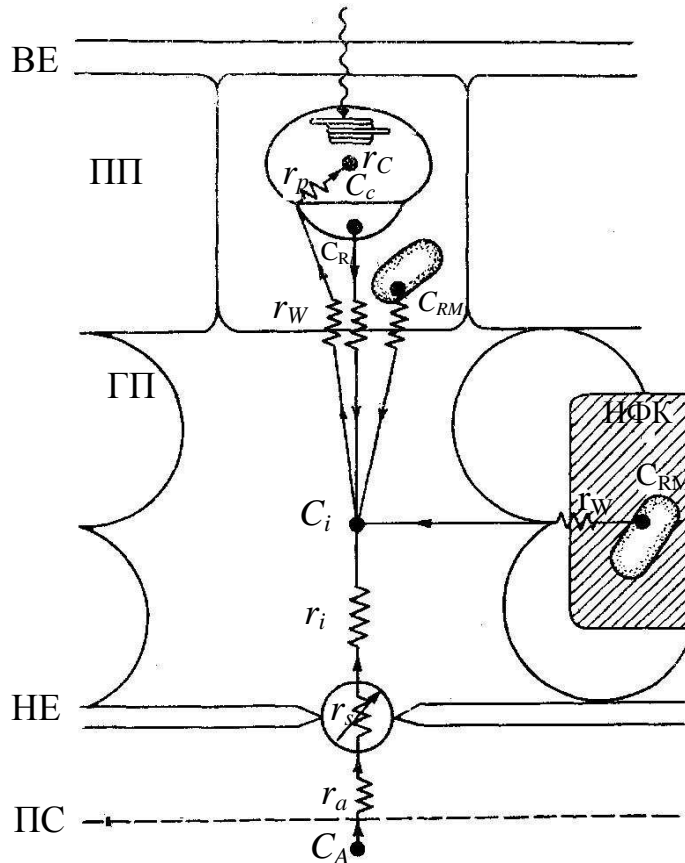


Рис. 13.1 – Градієнти концентрації CO_2 і опори її транспорту в листок при фотосинтезі (В. Лархер, 1978)

Умовні позначення: BE – верхній епідерміс; ПП – палисадна паренхіма; ГП – губчаста паренхіма; НЕ – нижній епідерміс; НФК – нефотосинтезуючі клітини, які позбавлені хлоропластів; ПС – примежовий шар (повітряна плівка біля листка).

Концентрація CO_2 у дихальній порожнині й у повітрі міжклітинників C_i уже значно нижче, ніж у зовнішньому повітрі, але ще не дорівнює нулю. Адже CO_2 не тільки поглинається з повітря міжклітинників, але і виділяється в нього завдяки диханню зелених C_{Ri} і незелених клітин C_{RM} . Точку компенсації в рівновазі можна визначити такий стан, за якого $C_i = C_A$. У такому випадку навіть при широко відкритих устячках газообмін припиняється. Опір дифузії в системі міжклітинників r_i залежить від будови листка. Як правило, газопровідність у тіньових листків краща, ніж

у світлових, а в м'яких листках краще, ніж у твердих асиміляційних органах. Величинами приблизно такого ж порядку, як і опір дифузії в міжклітинниках, є примежовий опір r_w при переході в рідку фазу в клітинних стінках і дифузійний опір r_p у протоплазмі і хлоропластах r_c .

Найчастіше розглядається сума опорів дифузії $r_i + r_w + r_p$, яка названа «опором мезофілу» r_m .

Шлях дифузії закінчується в хлоропластах, де CO_2 приєднується до акцептора. Крутість градієнтів CO_2 , а тим самим і надходження CO_2 визначаються в кінці кінців швидкістю засвоєння цієї речовини. Карбоксилювання може відставати від світлових реакцій фотосинтезу і ставати «вузьким місцем», яке лімітує швидкість процесу в цілому. В літературі це іноді називають «опором карбоксилювання» r_c , але це, власне кажучи, уже не дифузійний опір.

Процес фотосинтезу в листку підрозділяється на два етапи: дифузія молекул CO_2 з повітря до центрів карбоксилювання в клітині і біохімічний цикл фотосинтезу в хлоропластах.

Опори дифузії залежать від багатьох факторів. У сільськогосподарських культур мінімальні значення сумарного опору менше, ніж у дикоростучих рослин. Найбільші опори спостерігаються в тіньових рослин під лісом.

Опір повітря поблизу поверхні листка залежить від розмірів і форми листка, характеру його поверхні, від швидкості вітру. При невисоких швидкостях вітру спостерігається найбільший опір примежового шару зеленого листка дифузії CO_2 (рис. 13.2).

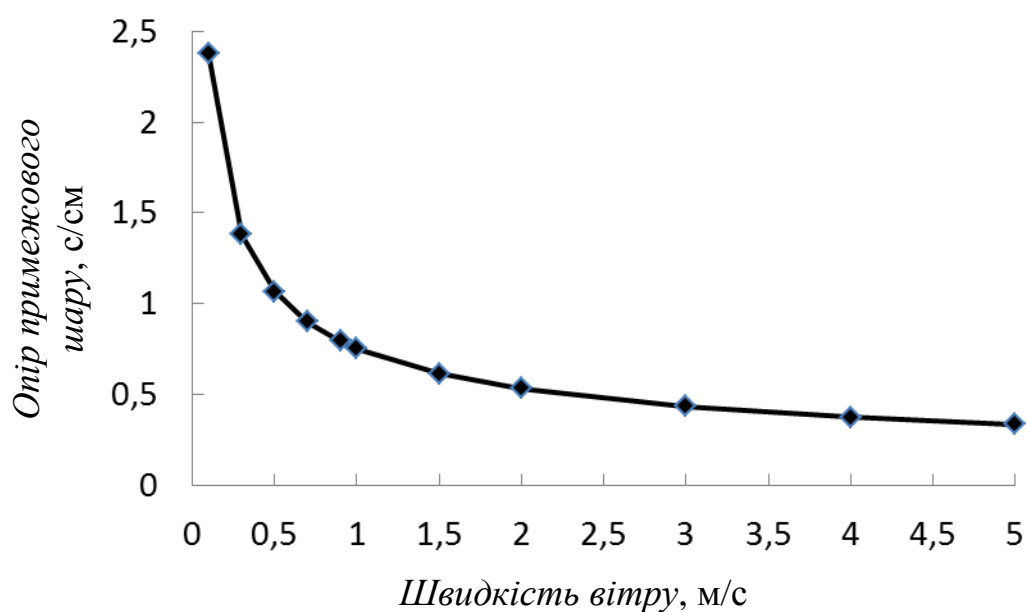


Рис. 13.2 – Залежність опору примежового шару зеленого листка дифузії CO_2 від швидкості вітру (А.М. Польовий, 2008).

Найбільш значний він при швидкостях вітру до 0,5 м/с. При подальшому збільшенні швидкості вітру опір примежового шару листка суттєво зменшується. При швидкості вітру 2–2,5 м/с він в п'ять разів менший, ніж при швидкості 0,2 м/с. Збільшення швидкості вітру більше 3–4 м/с незначною мірою зменшує опір примежового шару листка. Звичайно в польових умовах $r_a \approx 0,2 \dots 1,0$ с/см.

Опір устячок залежить від кількості та розмірів устячок, інтенсивності ФАР, концентрації CO_2 , водного дефіциту листя, температури листка, швидкості вітру, вологості повітря, водного режиму ґрунту, вмісту мінеральних речовин у ґрунті. Тому опір устячок змінюється в широких межах. При відкритих устячках у світлолюбних рослин $r_s = 1$ с/см, при закритих $r_s \approx 20$ с/см.

Дифузійний опір мезофілу визначається анатомічною будовою листка: його товщиною, розмірами клітин, розчленованістю паренхіми, розподілом хлоропластів у клітині. Останнім часом встановлено, що r_m не залежить від дефіциту води до настання вологості в'янення, $r_m \approx 10$ с/см.

Хімічний опір r_c вище опору мезофілу r_m і є також видовою характеристикою, але в той же час залежить від інтенсивності ФАР Q_Φ .

Одна з перших формул фотосинтезу запропонована Є. Рабіновичем в 1951 році:

$$\begin{aligned} \Phi_L(Q_\Phi) &= a_\Phi Q_\Phi, & \text{якщо } Q_\Phi < Q'_\Phi, \\ \Phi_L(Q_\Phi) &= \frac{a_\Phi}{b}, & \text{якщо } Q_\Phi \geq Q'_\Phi, \end{aligned} \quad (13.5)$$

де a_Φ і b – величини, що залежать від гідрометеорологічних і біологічних факторів,

a_Φ – нахил світлової кривої фотосинтезу при невеликих інтенсивностях ФАР, тобто $a_\Phi = \Phi_L/Q_\Phi$ при $Q_\Phi \rightarrow 0$, $\Phi_{\max} = a_\Phi/b$ – насичувальна інтенсивність фотосинтезу, Q'_Φ – насичувальна інтенсивність ФАР.

Ця формула апроксимує світлову криву фотосинтезу за допомогою двох прямолінійних відрізків.

Інша формула у вигляді гіперболічної залежності запропонована Монсі і Саскі в 1953 р.

$$\Phi_L(Q_\Phi) = \frac{a_\Phi Q_\Phi}{1 + bQ_\Phi}. \quad (13.6)$$

Тут позначення такі ж, як і у формулі (13.5). Виходячи з того що інтенсивність фотосинтезу при світловому насиченні, тобто при $Q_\Phi \rightarrow \infty$, дорівнює $\Phi_{\max} = a_\Phi/b$, формулу (13.6) можна представити у вигляді

$$\Phi_L(Q_\Phi) = \frac{\Phi_{\max} b Q_\Phi}{1 + b Q_\Phi} \quad (13.7)$$

або

$$\Phi_L(Q_\Phi) = \frac{\Phi_{\max} Q_\Phi}{\Phi_{\max} / a_\Phi + Q_\Phi}. \quad (13.8)$$

Робота В.О. Горбачова (1983) містить огляд різних спрощених моделей біохімічного циклу фотосинтезу, які можна звести до узагальненої формули типу

$$\Phi_L = \frac{1}{\frac{r_c}{C_C} + \frac{1}{a_\Phi I_{\Phi AP}} + \sum \frac{1}{A_0 k_i x_i}}, \quad (13.9)$$

де A_0 – резерв акцептора CO_2 ;

x_i – кількість i -го ферменту, який бере участь у реакції карбоксилювання зі швидкістю k_i .

Як згадувалося раніше, Гаастра застосував закон Фіка для опису дифузії молекул CO_2 у листку. Запишемо рівняння (13.2) у такому вигляді

$$\Phi_L = \frac{C_0 - C_{Cl}}{r_a + r_s + r_m}, \quad (13.10)$$

де C_0 і C_{Cl} – концентрація CO_2 ($\text{г CO}_2/\text{см}^3$) відповідно у зовнішньому повітрі та поблизу хлоропластів. Якщо дифузійні процеси є лімітуючими для фотосинтезу, то $C_{Cl} \rightarrow 0$ і вираз для інтенсивності фотосинтезу при насиченій ФАР набуває вигляд

$$\Phi_{\max} = \frac{C_0}{r_a + r_s + r_m + r_c}. \quad (13.11)$$

13.2. Регулювання газообміну устячковим апаратом

Ступінь відкриття устячкових щілин і пов'язаний з нею устячковий опір дифузії залежать від змін зовнішнього середовища і внутрішнього стану рослини. Із зовнішніх факторів на ширину устячкових щілин більше всього впливають світло, температура, вологість повітря й умови водопостачання. Устячкова провідність листка розглядається як функція фотосинтетично-активної радіації $Q_{\text{ФАР}}$, температури повітря T , дефіциту насичення повітря водяним паром D , водного потенціалу ґрунту ψ_s (J.Kim, 1991)

$$R_s = R_s^{pot} \cdot [f(T) \cdot f(D) \cdot f(\psi_s)], \quad (13.12)$$

де R_s – устячкова провідність листка (величина, зворотна устячковому опору);

R_s^{pot} – потенційна устячкова провідність листка в залежності від фотосинтетичної радіації при оптимальних умовах тепло- та вологозабезпеченості;

$f(T), f(D), f(\psi_s)$ – функції впливу температури повітря, дефіциту насичення повітря водяною парою, водного потенціалу ґрунту на устячкову провідність листка, які змінюються від 0 до 1.

На світлі устячка відкриваються при достатньому водопостачанні тим ширше, чим більше інтенсивність сонячної радіації.

Експериментально встановлено, що в більшості видів рослин вночі устячка закриті або напівзакриті, а при збільшенні інтенсивності ФАР $Q_{ФАР}$ швидко відкриваються. Ця залежність описується гіперболічною формулою (Monteith, 1965)

$$R_s^{pot} = \frac{a_1 Q_{ФАР}}{a_2 + Q_{ФАР}}, \quad (13.13)$$

де a_1, a_2 – емпіричні постійні.

В добовому ході устячкова провідність листка слідує за ходом сонячної радіації (рис.13.3). Зі сходом Сонця вона починає зростати з ранку до полуденних годин і при ясній погоді та оптимальній вологозабезпеченості досягає 16–18 мм/с. У надвечірні години вона поступово зменшується. В таких же умовах вологозабезпеченості, але при хмарній погоді добовий хід устячкової провідності листка більш згладжений. Максимальні значення устячкової провідності листка досягають 8–10 мм/с, причому, з 9 год 30 хв до 13 год 30 хв вона суттєво не змінюється.

Слід зазначити, що при ясній погоді, але недостатній вологозабезпеченості добовий хід устячкової провідності листка близький до ходу цієї величини при похмурній погоді та оптимальній вологозабезпеченості (рис. 13.3). При поєднанні умов, які характеризуються похмурною погодою та недостатньою вологозабезпеченістю, устячкова провідність листка зменшується в полуденні години до 4 – 6 мм/с .

Температура впливає, насамперед, на швидкість відкривання устячок, яка залежить від вироблення енергії, необхідної для процесу руху. При більш високій температурі (15...30 °С) клітини мають у своєму розпорядженні велику кількість енергії, і тому не дивно, що механізм відкривання діє швидше. При температурі нижче, приблизно, 5 °С устячка відкриваються дуже повільно і не повністю, а при більш низькій температурі (від 0 до –5 °С) залишаються закритими. При температурі

повітря вище оптимальної устячка також відкриваються не повністю, однак при великій жарі (40...45 °С) у деяких видів рослин ширина устячок знову досягає максимуму.

Устячка відкриваються при температурі T_{\min} , при збільшенні T устячкова провідність зростає, потім при T_{\max} вона зменшується до мінімального значення і далі слідує закривання устячок. Емпірично ця залежність описується формулою (Р. Jarvis, 1976).

$$f(T) = \frac{(T - T_{\min})(T_{\max} - T)^b}{(a_3 - T_{\min})(T_{\max} - a_3)^b}, \quad (13.14)$$

де a_3, b – емпіричні параметри.

З підвищенням температури повітря (на фоні оптимальної вологозабезпеченості) устячкова провідність листка зростає від 6 мм/с при температурі 5 °С і до 16–17 мм/с при температурі біля 20 °С (рис. 13.4). Максимальна устячкова провідність листка спостерігається при температурі повітря 23...31 °С і вона досягає величин 18 мм/с. Подальше підвищення температури призводить до зменшення устячкової провідності листка. Слід звернути увагу і на досить суттєву відмінність устячкової провідності листка в залежності від механічного складу ґрунту. Вона майже вдвічі вище в умовах важкосуглинкового ґрунту в порівнянні з супіщаним.

Важливим зовнішнім фактором, що регулює стан устячок, є волога. Ширина устячкових щілин збільшується з підвищенням тургору замикаючих клітин. Як тільки тургор падає, щілина закривається. Рух повітря створює значні градієнти тиску водяної пари біля поверхні листка, тому прямий вплив вологості повітря на ступінь відкриття устячок проявляється особливо чітко при вітрі. З підвищенням дефіциту насичення повітря водяним паром устячкова провідність зменшується (Т. Lohamfr, 1980)

$$f(D) = \frac{1}{1 + a_4 D}, \quad (13.15)$$

де a_4 – параметр.

Вологість ґрунту визначає водний потенціал листка, тому вона є одним із найбільш значних факторів, що обумовлюють рівень устячкової провідності листка (рис. 13.5). Рослина з добре розвинутою кореневою системою в достатній мірі забезпечує листки вологою, що призводить до високого рівня устячкової провідності листка при оптимальній вологості ґрунту. Так, при запасах продуктивної вологи у ґрунті в межах 0,7–1,0 НВ у шарі ґрунту 0–100 см забезпечується устячкова провідність листка на рівні 16–18 мм/с. У рослини, яка має слабо розвинену кореневу систему, за цих же умов устячкова провідність листка значно нижча.

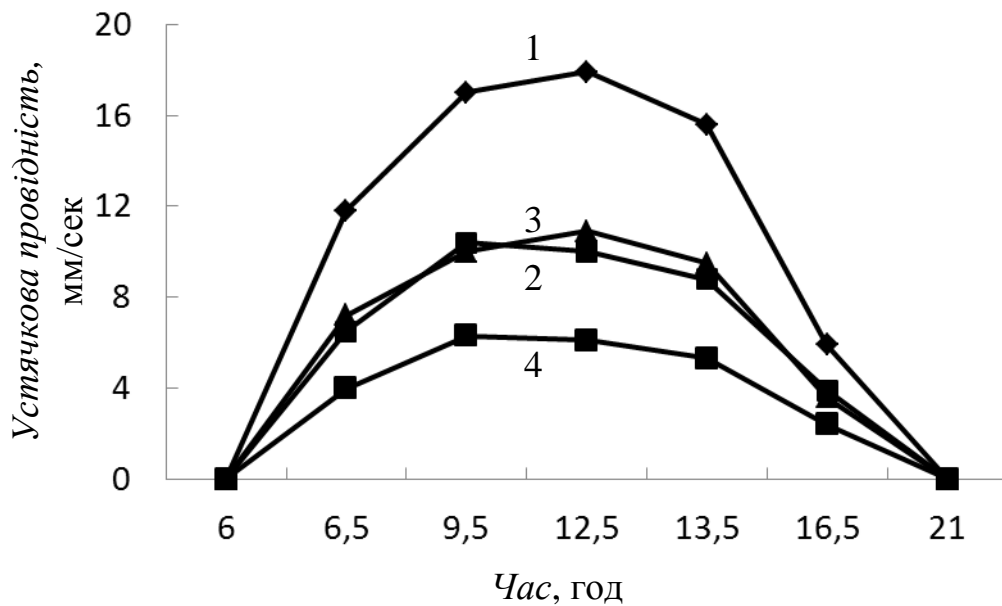


Рис. 13.3 – Добовий хід устячкової провідності зеленого листка при ясній та хмарній погоді на фоні різної вологозабезпеченості (А.М. Польовий, 2008).
 Оптимальної - 1 (ясно); 2 (хмарно). Недостатньої - 3 (ясно); 4 (хмарно).

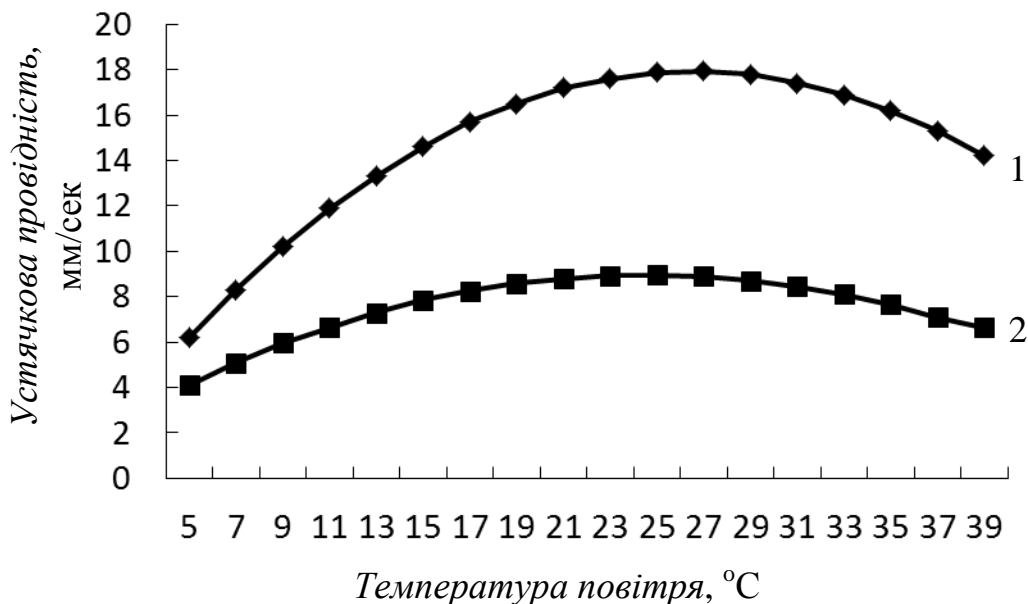


Рис. 13.4 – Залежність устячкової провідності зеленого листка від температури повітря при інтенсивності ФАР 443 Вт/м² та оптимальній вологозабезпеченості (А.М. Польовий, 2008)
 1 – важкосуглинковий ґрунт; 2 – супіщаний ґрунт.

Поєднання комбінацій температури повітря та вологозабезпеченості (рис. 13.6) показує, що при недостатніх умовах зволоження ґрунту устячкова провідність листка мало змінюється в залежності від температури повітря. Так, при запасах продуктивної вологи в ґрунті на рівні 0,2 найменшої вологоємності в шарі ґрунту 0–100 см значних змін величини устячкової провідності листка при зміні температури повітря від 5 до 40°C не спостерігається. Покращення умов вологозабезпеченості призводить до зростання устячкової провідності листка та більш вираженої залежності її від температури повітря.

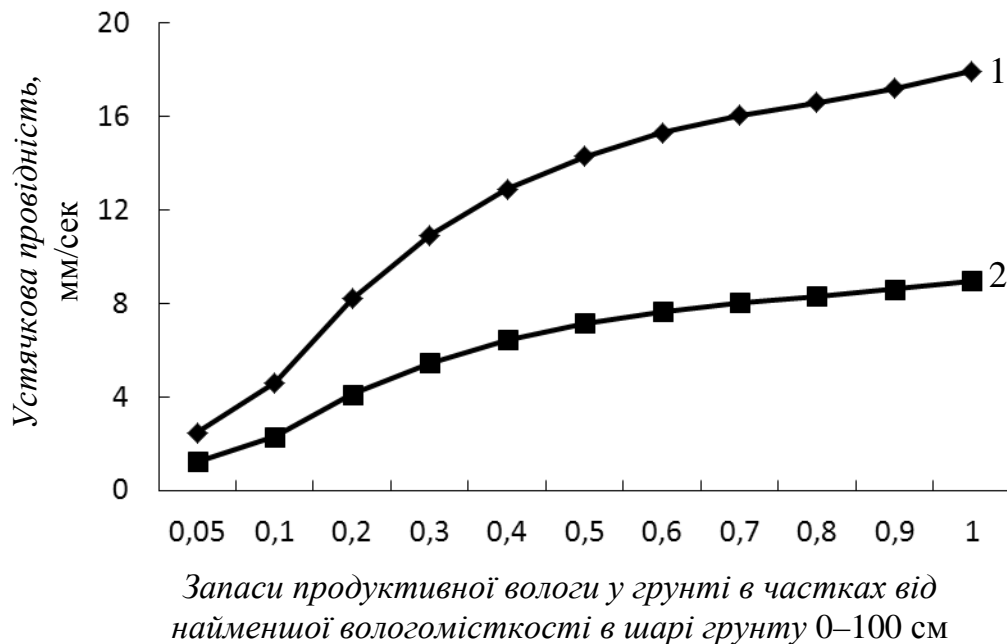


Рис. 13.5 – Залежність устячкової провідності зеленого листка від вологозабезпеченості за інтенсивності ФАР 443 Вт/м² та оптимальній температурі повітря (А.М. Польовий, 2009).
 1 – рослина з добре розвинутою кореневою системою;
 2 – з недорозвинутою кореневою системою

Максимальна устячкова провідність листка забезпечується при поєднанні запасів продуктивної вологи у ґрунті на рівні 0,7–1,0 найменшої волого місткості в шарі ґрунту 0–100 см і температурі повітря 20–30 °С.

Встановлено, що у деяких видів рослин r_s має пряму залежність від градієнта парціального тиску водяної пари між листком і повітрям Δe . За низької освітленості ця залежність від Δe виражена сильніше, а при високих температурах листка слабкіше. Для опису цієї залежності запропонована емпірична формула

$$r_{s\Delta e} = a + b\Delta e + c \exp(-d\Delta e), \quad (13.16)$$

де a , b , c і d – емпіричні постійні.

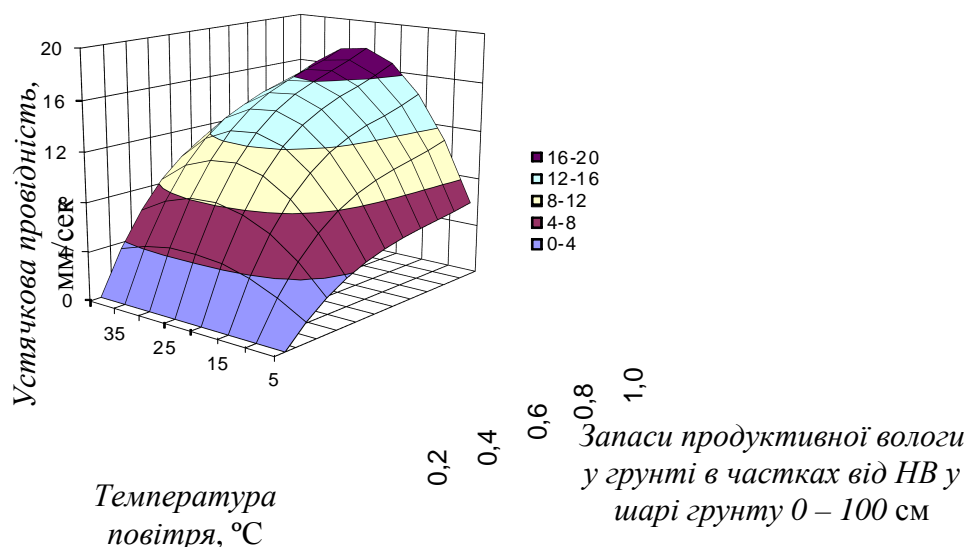


Рис. 13.6. – Залежність устячкової провідності зеленого листка від температури повітря та вологозабезпеченості при інтенсивності ФАР 443 Вт/м² (А.М. Польовий, 2009).

Спільна дія наведених вище параметрів на величину r_s , задається або у вигляді суми

$$r_s = r_{s\psi} + r_{sQ} + r_{sT} + r_{s\Delta e} \quad (13.17)$$

або у вигляді добутку

$$r_s = r_{s\psi} \cdot r_{sQ} \cdot r_{sT} \cdot r_{s\Delta e} \quad (13.18)$$

Досить складні механізми устячкової регуляції можна екологічно пояснити тим, що в рослині існує не менш двох систем оптимізації, спрямованих: по-перше, на підтримку оптимальної температури листків для максимізації інтенсивності фотосинтезу та інших фізіологічних процесів, по-друге, на раціональне використання води в умовах водного стресу.

13.3. Фотосинтетична здатність і активність дихання

Фотосинтетична здатність. При оптимальних умовах тобто при сильному освітленні, достатньому водопостачанні, сприятливій температурі і штучно підвищеному (до 0,3–1 %) об'ємному вмісту CO₂ у повітрі, трав'янисті рослини здатні засвоювати за 1 год до 150 мг CO₂ на 1 дм² листової поверхні. При цьому досягається межа карбоксилованої здатності (потенційного фотосинтезу). Оскільки в природі об'ємний вміст CO₂ у повітрі навряд чи підіймається вище 0,03–0,04 % рослини в кращому випадку можуть зв'язувати 80 мг CO₂ на 1 дм² за 1 год.

З асимілятів, вироблених у процесі фотосинтезу, не тільки будується тіло рослини, але визначена їхня частина завжди витрачається на дихання, яке проходить постійно. Кількість асимілятів, вироблене рослиною в цілому (і для будови свого тіла, і для покриття витрат на дихання), називають дійсним або *брutto-фотосинтезом*. Видимий, або спостерігаємий фотосинтез – *нетто-фотосинтез* – це різниця між кількістю вуглекислоти, асимільованої листком і одночасно виділеної в атмосферу в процесі дихання.

Інтенсивність фотосинтезу може бути виражена в різних одиницях; найчастіше вона виражається кількістю поглиненої вуглекислоти з розрахунку на одиницю площі листя за одиницю часу, тобто в $\text{мг CO}_2/(\text{дм}^2 \cdot \text{год})$. В інших випадках ведуть розрахунок на суху або сиру масу фотосинтезуючих тканин, тобто в $\text{мг CO}_2/(\text{г} \cdot \text{год})$. Інтенсивність нетто-фотосинтезу при даному стані рослини (її розвитку й активності), при природному вмісті CO_2 у повітрі і при оптимальних величинах всіх інших зовнішніх факторів називається *фотосинтетичною здатністю*.

Фотосинтетична здатність – це величина, яка спостерігається за стандартних умов і може бути використана для характеристики визначених типів рослин, а також видів, екотипів і навіть окремих сортів. Фотосинтетична здатність рослин різна. В рослинному світі існують значні відмінності фотосинтетичної здатності. Дані про це наведені в табл. 13.1.

Таблиця 13.1 – Середні найвищі величини нетто-фотосинтезу при природному вмісті CO_2 у повітрі (300 год·млн.), світловому насиченні, оптимальній температурі та достатньому вологозабезпеченні (В. Лархер, 1978)

Група рослин	Поглинання CO_2	
	$\text{мг} \cdot \text{CO}_2 / \text{дм}^2 \cdot \text{год}$	$\text{мг} \cdot \text{CO}_2 / \text{г}(\text{с.р.}) \cdot \text{год}$
Трав'янисті квіткові рослини C_4 -рослини	50 – 80	60 – 140
Сільськогосподарські культури, C_3 -рослини	20 – 40	30 – 60
Світлолюбні трави	20 – 50	30 – 80
Тіньлюбні трави	4 – 20	10 – 30
Злаки	6 – 12	–
Листопадні дерева і чагарники	10 – 25	15 – 30
Вічнозелені хвойні дерева	4 – 15	3 – 18

На першому місці стоять C_4 -рослини (50–80 $\text{мг CO}_2/(\text{дм}^2 \cdot \text{год})$), в результаті фіксації CO_2 на світу в клітинах мезофілу цих рослин утворюються кислоти, що містять чотири атоми вуглецю. Із сільськогосподарських культур у цю групу входять кукурудза, сорго, цукрова тростина, просо та ін.

диханням росту. Необхідність у такому поділі функції дихання впливає зі спрощеної схеми використання CO₂ рослинами (рис. 13.7).

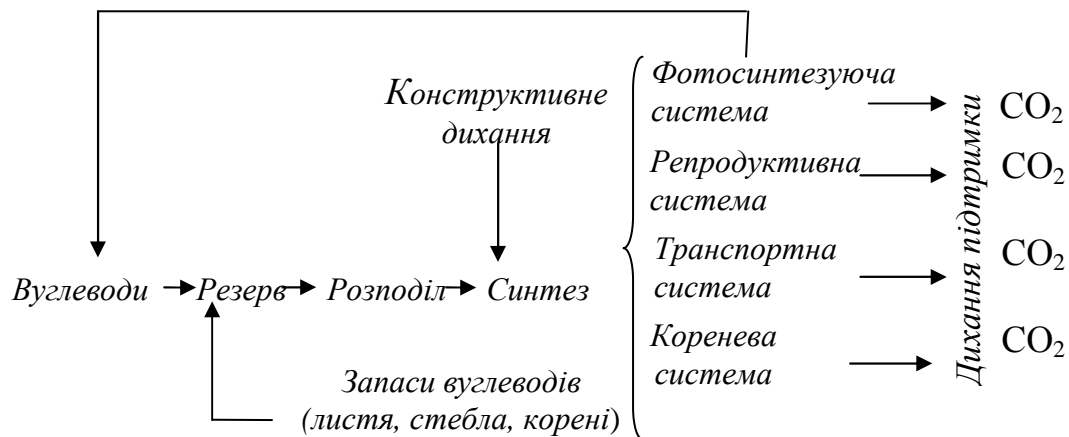


Рис. 13.7 – Схема розподілення вуглеводів на витрати дихання (Х. Тоомінг, 1977)

Відповідно до цієї схеми, вуглеводи, створені в процесі фотосинтезу, накопичуються в резерв, звідки розподіляються і використовуються для різних цілей. Частина вуглеводів запасується в листках. Мак-Крі в 1970 р. показав, що інтенсивність дихання всієї рослини \bar{R}_c за добу пропорційна масі рослини M і його фотосинтезу Φ_c :

$$\bar{R}_c = c_1 M + c_2 \bar{\Phi}_c, \quad (13.19)$$

де c_1 і c_2 – відповідно коефіцієнти витрат на дихання, пов'язане з підтримкою і ростом. Для деяких трав $c_1 \approx 0,014 \dots 0,020$ CH₂O/(г·д), для ячменю $c_1 \approx 0,03$. Значення c_2 варіює від 0,02 до 0,45 в залежності від виду рослини й фази його онтогенезу; широко використовується середнє значення $c_2 = 0,25$ яке отримане для конюшини білої. Встановлено, що коефіцієнт c_1 залежить від температури.

У роботах Каррі і де Віта формула (13.19) була уточнена

$$\bar{R}_c = c_2 \bar{\Phi}_c + [Dm_1 + Em_2] Q_{10}^{(T-T_0)/T_0} + Hm_3, \quad (13.20)$$

де m_1, m_2, m_3 – суха фітомаса відповідно листя, стебел і коренів;
 D, E, H – коефіцієнти, які характеризують витрати на дихання окремих органів рослини;

$Q^{(T-T_0)/T_0}$ – множник, який враховує температурну залежність дихання,

де T – середня температура рослини, $T_0 = 10$ °C.

Х. Тоомінг (1970) для функції дихання листя запропонував таку формулу

$$R_L = c_1 \Phi_{\max} + c_2 \Phi_L, \quad (13.21)$$

де c_1 і c_2 – коефіцієнти витрат на дихання, пов'язане з підтриманням структур і ростом.

Ця формула отримана виходячи з припущення, що існує двокомпонентне дихання.

Добовий та сезонний хід дихання і фотосинтетичної здатності. Фотосинтетична здатність і активність дихання – величини хоча і характерні для кожного виду рослин, але не постійні. Газообмін тієї самої рослини змінюється в процесі індивідуального розвитку й у зв'язку з сезонними і навіть добовими коливаннями активності.

У добовому ході інтенсивність фотосинтезу наслідуює добовий хід сумарної сонячної радіації з максимумом опівдні (13.8).

Денний хід інтенсивності фотосинтезу суттєво залежить від вологозабезпеченості (табл. 13.3). Так, на зрошуваному полі при запасах продуктивної вологи у ґрунті 90 мм денний хід інтенсивності фотосинтезу має максимум о 13 год. На богарі при запасах продуктивної вологи 56 мм інтенсивність фотосинтезу різко зменшується, максимум зсовується на 10 годину. Зменшення запасів вологи до 8 мм 8 червня ще більше пригнічує фотосинтез, особливо опівдні; денний хід фотосинтезу має два максимуми – о 9 і 18 год. Спостерігається полуденна депресія фотосинтезу. 14 червня запаси вологи зменшились до 4 мм, значно знизилась інтенсивність фотосинтезу, а його максимум проявляється тільки вранці.

Вивченням інтенсивності фотосинтезу пшениці в ході вегетації в контрольованих умовах, встановлено, що інтенсивність фотосинтезу і дихання збільшувалась з віком рослин до фази колосіння, після чого знижувалась – інтенсивність дихання повільніше, ніж фотосинтезу.

Таблиця 13.3 – Денний хід інтенсивності фотосинтезу озимої пшениці (г/м²·год) при різних запасах продуктивної вологи в метровому шарі ґрунту при безхмарному небі (І.І. Ковтун, М.І. Гойса, 1990)

Дата	W ₀₋₁₀₀ , мм	T _{дн} , °С	Час, години							
			7	8	9	10	13	16	18	19
7 VI	90	26,8	0,80	1,60	2,10	2,40	2,50	1,80	1,20	0,60
7 VI	56	27,0	0,30	0,71	0,90	0,95	0,70	0,70	0,65	0,40
8 VI	8	26,5	0,10	0,28	0,42	0,40	0,08	0,10	0,18	0,12
14 VI	4	27,5	0,10	0,26	0,32	0,20	0,03	0,03	0,03	0,02

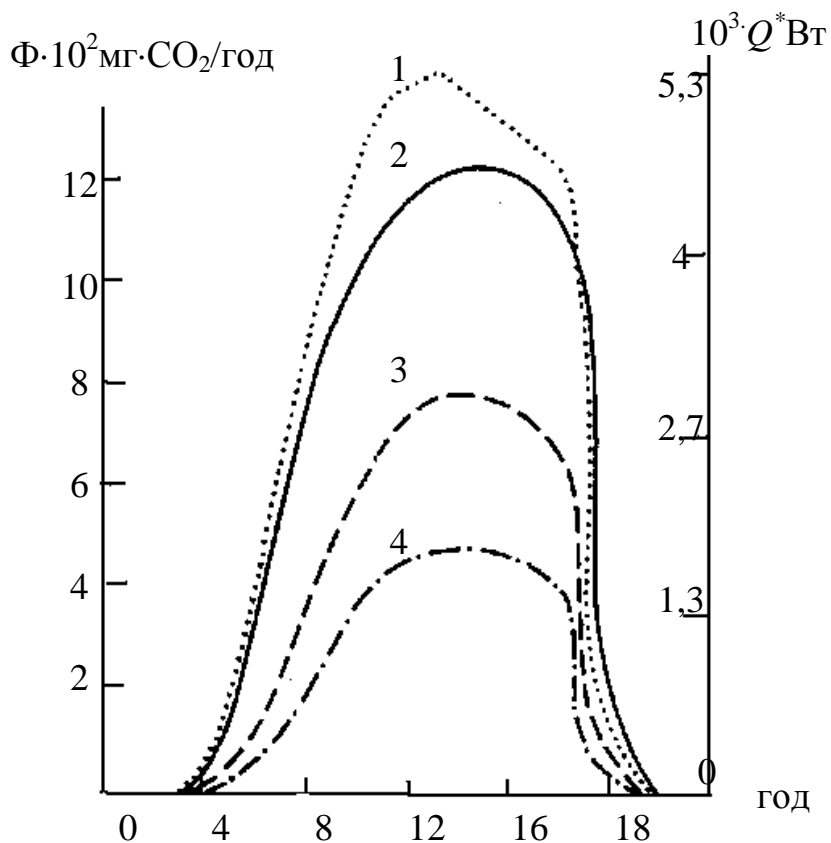


Рис. 13.8 – Добовий хід інтенсивності фотосинтезу на одиницю L_0 травостою висотою 100 см (1, 2, 3) і заданий добовий хід сумарної радіації Q^* (4) (А.П. Бойко, 1993).

$\bar{T}_p = 20\text{ }^\circ\text{C}$; $\bar{u}_p = 3,5\text{ м/с}$; $v = 50\%$; 1) $s = 0,01$; 2) $0,05$; 3) $0,1\text{ см}^2/\text{см}^3$.

У польових неконтрольованих умовах інтенсивність фотосинтезу поступово наростає від початку розвитку рослин до їхнього переходу до репродукції (колосіння), де досягає свого максимуму, а потім починає знижуватися. У ході розвитку змінюється і фотосинтетична здатність це наглядно видно на рисунках 13.9 та 13.10.

Молоді рослини дихають більш інтенсивно, ніж старі. Особливо високий рівень дихання частин рослин, які ростуть: для здійснення великої синтетичної роботи протоплазма споживає АТФ у кількостях, значно перевищуючих витрати при звичайній життєдіяльності. За допомогою механізму зворотного зв'язку клітина здатна стимулювати утворення АТФ в процесі дихання у відповідності зі своїми потребами. У паростках і кінчиках коренів, при розпусканні листя й у плодах, що розвиваються, дихання, що забезпечує ріст, у 3–10 разів більше звичайного дихання, яке підтримує життєдіяльність. В міру диференціації й дозрівання тканин інтенсивність дихання знову сильно знижується (рис. 13.11 та 13.12).

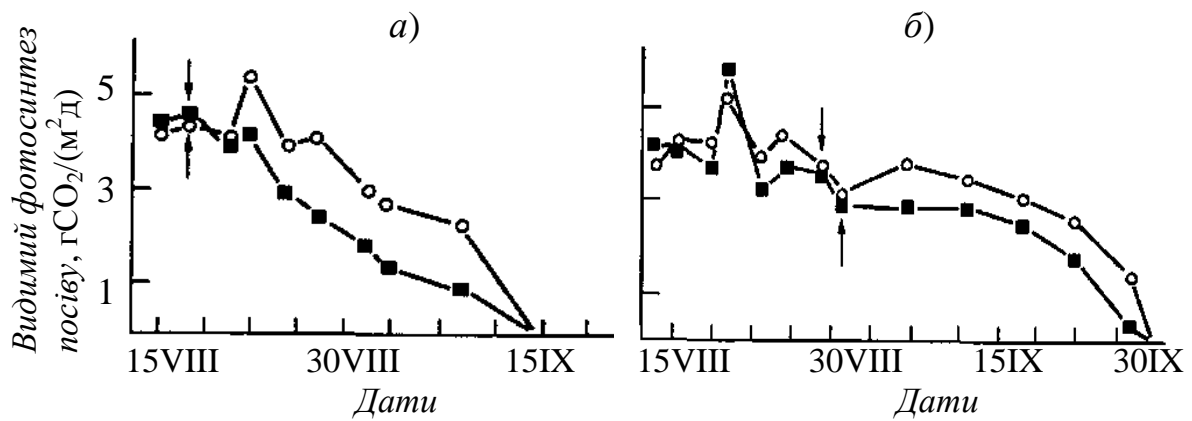


Рис. 13.9 – Динаміка фотосинтезу посіву високо- та низькопродуктивних сортів сої різних груп стиглості. (Є.І. Кошкін, 2005).
 а) – ультра скоростиглий, б) – пізньостиглий.
 Стрілками вказано початок наливу бобів

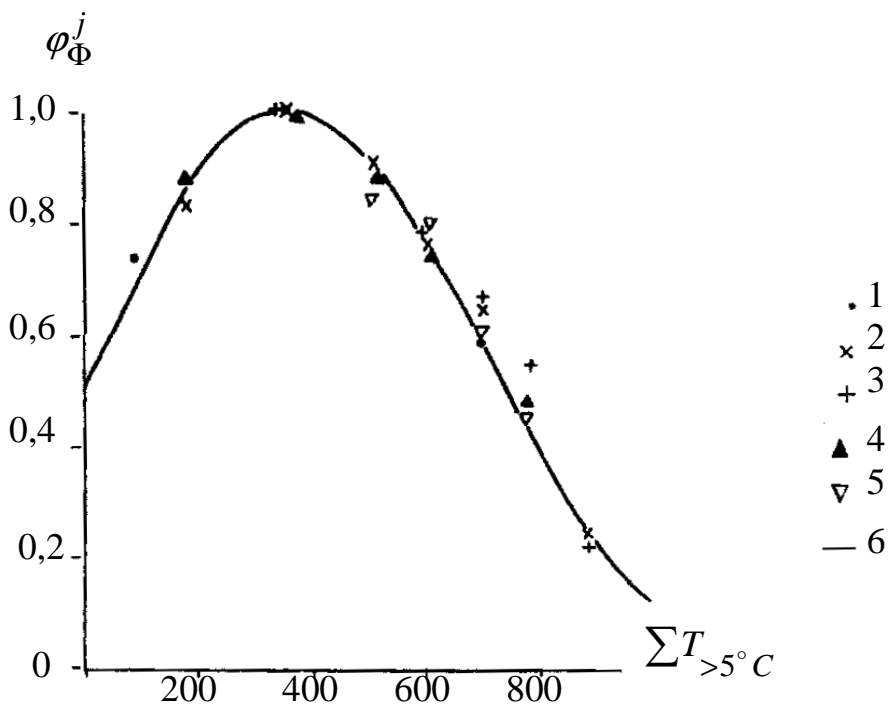


Рис. 13.10 – Осереднена для різних діапазонів температури повітря онтогенетична крива фотосинтезу в посіві озимої пшениці (В.С. Антоненко, 2002).
 Температура, °С: 1 – 8-12; 2 – 12-16; 3 – 16-20; 4 – 20-24; 5 – 24-28; 6 – розрахункова.

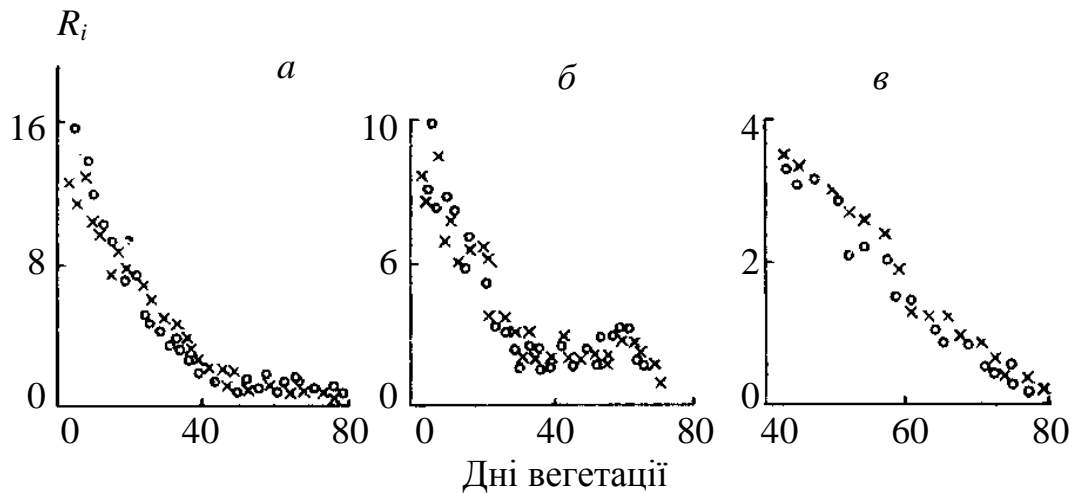


Рис. 13.11 – Інтенсивність дихання R_i , $\text{mg}\cdot\text{CO}_2/\text{g}$ (сухої речовини) ярої пшениці, сорт Ерітроспермум (Б.І. Гуляєв, 1981).
 а – стебла; б – листя; в – колосся.

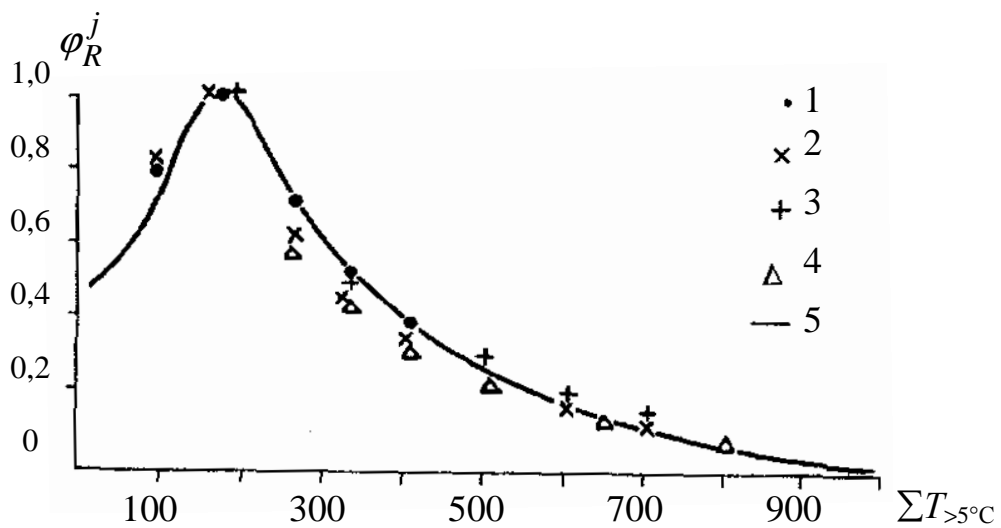


Рис. 13.12 – Осереднена для різних діапазонів температури повітря онтогенетична крива дихання в посіві озимої пшениці (В.С. Антоненко, 2002).
 Температура, $^\circ\text{C}$: 1 – 10-16; 2 – 16-20; 3 – 20-24; 4 – 24-28 $^\circ\text{C}$;
 5 – розрахункова

Зміни інтенсивності фотосинтезу і дихання органів у залежності від фізіологічного віку рослини описуються онтогенетичними кривими фотосинтезу і дихання (А.М. Польовий, 1978). Так, онтогенетична крива фотосинтезу листя має вигляд

$$\alpha_{\Phi} = \exp \left[-a_e \left(\frac{\sum T_e - \sum T'_e}{10} \right)^2 \right]. \quad (13.22)$$

Тут $\sum T_e$ – сума ефективних температур від початку вегетації культури, одержана наростаючим підсумком; параметр a_e визначається за допомогою формули

$$a_e = \frac{100 \lg \alpha'_{\Phi}}{(\sum T'_e)^2}, \quad (13.23)$$

де $\sum T'_e$ – сума ефективних температур, за якої спостерігається максимальна інтенсивність фотосинтезу листя;
 α'_{Φ} – початкова інтенсивність фотосинтезу відносно максимально можливої на початку вегетація при $\sum T_e = 0$.

13.4. Вплив факторів зовнішнього середовища на фотосинтез і дихання рослин

На CO_2 -газообмен впливає цілий ряд зовнішніх факторів. Будучи фотохімічним процесом, фотосинтез безпосередньо залежить від умов освітлення. Темнові реакції фотосинтезу і дихання – біохімічні процеси, і їх у першу чергу лімітують температура і кількість CO_2 .

Вплив світла на фотосинтез. Якщо піддавати листя усе більш сильному освітленню, то поглинання CO_2 зростає спочатку пропорційно, а потім більш повільно до деякої максимальної величини (рис. 13.13)

Для оцінки залежності інтенсивності фотосинтезу від щільності світлового потоку існує багато формул, однак найбільш часто процес фотосинтезу листка представляють у вигляді

$$\Phi_l = \frac{a_{\Phi} Q_{\Phi} \Phi_{\max}}{a_{\Phi} Q_{\Phi} + \Phi_{\max}} \quad (13.24)$$

або

$$0 = \Phi_l^2 \theta - \Phi_l (a_{\Phi} Q_{\Phi} + \Phi_{\max}) + a_{\Phi} Q_{\Phi} \Phi_{\max}, \quad (13.25)$$

де Φ_l – інтенсивність фотосинтезу;

a_{Φ} – нахил світлової кривої фотосинтезу;

Q_{Φ} – щільність ФАР;

Φ_{\max} – величина, до якої прагне Φ при світловому насиченні ($Q_{\Phi} \rightarrow \infty$);

θ – безрозмірна константа.

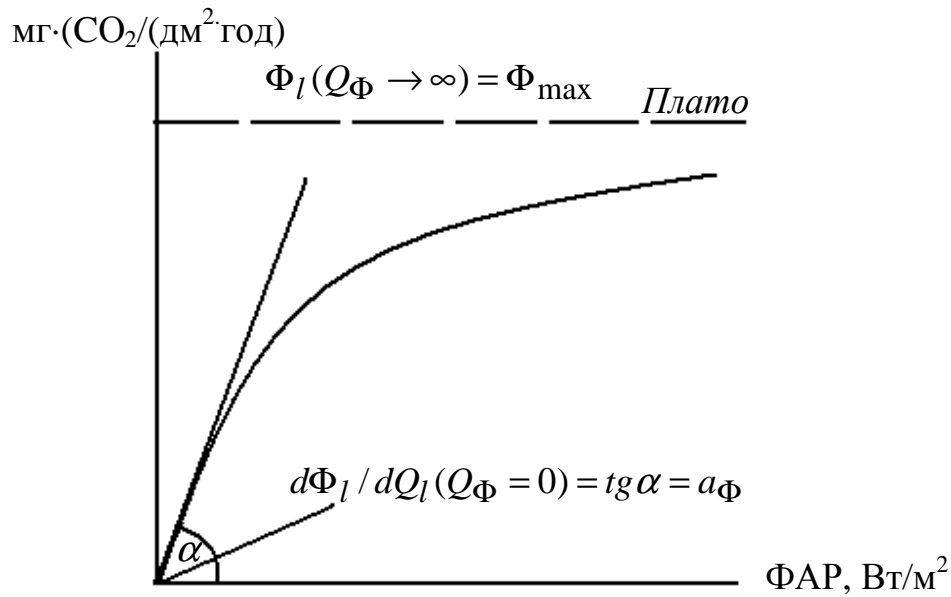


Рис. 13.13– Параметри світлової кривої фотосинтезу (Х. Тоомінг, 1977).

Функція (13.24) графічно представлена на рис. 13.3. Крива, зображена на цьому рисунку, відома під назвою рівносторонньої гіперболи, а її асимптоти перетинаються під кутом 90° у точках a_Φ ($Q_\Phi = -\Phi_{\max}$ і $\Phi_l = \Phi_{\max}$). Пунктирна лінія на рівні Φ_{\max} указує величину, до якої прагне інтенсивність фотосинтезу Φ_l при світловому насиченні (*плато світлової кривої фотосинтезу*). Нахил кривої на початку координат дорівнює постійному коефіцієнту a_Φ , який відомий під назвою *коефіцієнта ефективності фотосинтезу*

$$\frac{d\Phi_l}{dQ_\Phi}(Q_\Phi = 0) = a_\Phi. \quad (13.26)$$

Рівняння (13.24) представляє собою непрямокутну гіперболу.

Залежність фотосинтезу і дихання від температури. Температура впливає на процеси обміну речовин, змінюючи швидкість хімічних реакцій та активність ферментів. Вплив температури на швидкість реакції в загальному підкоряється правилу Вант-Гоффа: з підвищенням температури швидкість реакції k експоненційно зростає.

Прискорення реакції при підвищенні температури на 10°C виражають за допомогою температурного коефіцієнта Q_{10}

$$\ln Q_{10} = \frac{10}{T_2 - T_1} \cdot \ln \frac{k_2}{k_1}. \quad (13.27)$$

У цьому рівнянні $T_2 - T_1$ означає температурний інтервал; k_2 і k_1 – відповідні швидкості реакції.

У невеликому діапазоні температур коефіцієнт Q_{10} залишається досить постійним і складає для більшості ферментативних реакцій 1,4–2,0, а для фізичних процесів 1,03–1,3.

Дія температури на фотосинтез пов'язана з її впливом на темнові реакції і на вторинні процеси, тоді як фотохімічний процес майже не залежить від температури. Поглинання і відновлення двоокису вуглецю при підвищенні температури прискорюються, поки не буде досягнутий деякий оптимальний рівень, що знаходяться в досить широкому діапазоні температур. Тільки при високих температурах, коли починається інактивація ферментів, а також порушується узгодженість різних реакцій, фотосинтез швидко припиняється.

При підвищенні температури темнове дихання експоненційно зростає. Нижче 5 °С енергія активації для різних обмінних реакцій, що беруть участь у диханні, велика, тому високий і коефіцієнт Q_{10} . У тропічних рослин Q_{10} при температурі нижче 10 °С стрибкоподібно збільшується до 3 і більш. Вище 25...30 °С температурний коефіцієнт дихання знижується в більшості рослин до 1,5 і менш. Нарешті, при дуже високих температурах біохімічні процеси протікають так швидко, що постачання субстратом і метаболітами не може поспівати за обміном речовин, і інтенсивність дихання швидко падає (рис. 13.4).

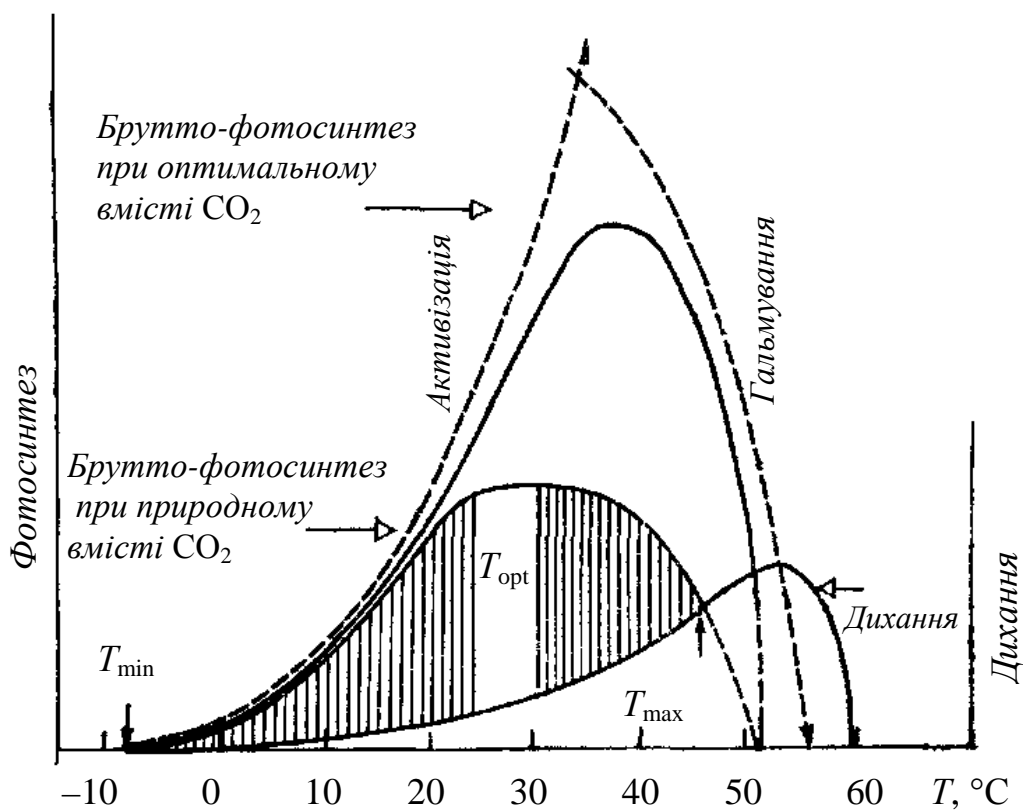


Рис. 13.14 – Схема залежності фотосинтезу і дихання від температури повітря (В. Лархер, 1978).

Залежність нетто-газообміну від температури визначається різницею між швидкостями фотосинтетичного засвоєння CO₂ і процесів дихання при тій же температурі (рис. 13.14). Крім того, позначається вплив температури на ширину устячкових щілин. Підвищення температури повітря до зони оптимуму підсилює нетто-фотосинтез, потім – гальмує цей процес. Ці області визначаються трьома основними точками: нижньою границею (температурним мінімумом) нетто-фотосинтезу, температурним оптимумом і верхньою границею (температурним максимумом) нетто-фотосинтезу.

Оптимальна область температур. Оптимумом можна вважати область температур, за яких нетто-фотосинтез досягає більше 90 % своєї максимальної величини. Температурний оптимум нетто-фотосинтезу вужче, ніж оптимальний інтервал температур для активності важливих фотосинтетичних ферментів; у той час як бруто-фотосинтез ще близький до максимуму, дихання підсилюється і знижує чисту продуктивність.

У C₄-рослин оптимум продуктивності спостерігається при високій температурі (вище 30 °С, а іноді й при 50 °С). У C₃-рослин оптимум (20...30 °С) залежить не стільки від виду, скільки від теплового режиму в природному місцеперебуванні в період активної життєдіяльності.

Нижня температурна границя нетто-фотосинтезу. Тропічні рослини починають продуктивно асимілювати тільки при 5 або 7 °С, рослини помірної зони і холодних областей фіксують CO₂ і при температурі нижче 0°С. У вищих рослин поглинання CO₂ припиняється, як тільки асимілюючі органи починають замерзати; це настає під час вегетаційного періоду в більшості листостеблових рослин при –1...–2 °С, а в деяких видів тільки при температурі –5...–7 °С.

Верхня температурна границя нетто-фотосинтезу. При перегріванні продуктивність фотосинтезу різко знижується, одночасно в результаті підвищеного дихання звільнюється велика кількість CO₂. Біля верхньої межі нетто-фотосинтезу (50–60 °С для C₄-рослин, 40–50 °С для C₃-рослин) утворена при диханні вуглекислота ще реасимілюється, однак при подальшому підвищенні температури відбувається виділення CO₂. Тому температурний максимум нетто-фотосинтезу можна розглядати як теплову точку компенсації, яка досягається тим раніше, чим відчутніше до тепла фотосинтез і чим інтенсивніше процес дихання.

Для опису впливу температури повітря на інтенсивність фотосинтезу і дихання запропоновані різні формули. Так у роботі З. Бихеле, Х. Молдау і Ю. Росса (1980) температурна крива фотосинтезу ψ_{Φ} апроксимована таким виразом

$$\psi_{\Phi} = 0,2 \frac{T_l - T_0}{T_{opt} - T_0} \left[6 - \left(\frac{T_l - T_0}{T_{opt} - T_0} \right)^5 \right], \quad (13.28)$$

де T_l – температура листка;

T_0 – порогова температура початку фотосинтезу;

T_{opt} – оптимальна температура протікання фотосинтезу.

Зміна інтенсивності дихання в залежності від температури φ_R у роботі Каррі описується формулою

$$\varphi_R = Q_{10}^{(T-T_0)/T_0}, \quad (13.29)$$

де T – температура рослини;

T_0 – температура, за якої береться початкове значення дихання.

Газообмін і водний дефіцит у листостеблових рослин.

Вода є необхідним безпосереднім учасником процесу фотосинтезу. Вона бере участь у фотосинтезі як субстрат окиснення і джерело кисню. Однак кількість води, необхідна для таких процесів, є мізерною порівняно із загальним вмістом води, необхідним для підтримування клітини в стані тургору. Разом із тим при повному насиченні водою клітин листка фотосинтез знижується, як і при водному дефіциті від 15 до 20 %.

Існуючий у природі компроміс між необхідністю підтримувати високу швидкість надходження вуглецю та лімітом втрати води крізь продири найтісніше зумовлений водним режимом і доступністю води для організму. Водний режим корелює з фотосинтезом насамперед через активність продиривого апарату. Максимальний фотосинтез спостерігається при водному дефіциті 5 – 20 % від повного насичення при відкритих продирах. Водний дефіцит у рослин може виникати навіть упродовж дня, якщо транспірація переважає надходження води до листка. Він може мати також сезонний характер, якщо в ґрунті вичерпуються запаси вологи.

У листостеблових рослин водний дефіцит впливає, насамперед, на устячка, звуження яких обмежує CO_2 -газообмін. При більш сильному зневоднюванні погіршується стан набрякання протоплазми, а в результаті й продуктивність фотосинтезу. Як правило, високий рівень поглинання CO_2 підтримується тільки при достатньому водопостачанні (рис. 13.15)

Уже при невеликому дефіциті води воно починає знижуватися, а при подальшій втраті вологи цілком припиняється.

Раніше відзначалося, що серед опорів на шляху дифузії H_2O із листка в повітря або на шляху CO_2 із повітря в листок найбільш важливе регуляторне значення має устячковий опір r_s , при зростанні якого інтенсивність фотосинтезу досить сильно змінюється (рис. 13.16).

Формули (13.15) і (13.16) описують вплив водного потенціалу листка ψ_L , і градієнта парціального тиску водяної пари між листком і повітрям Δe на устячковий опір.

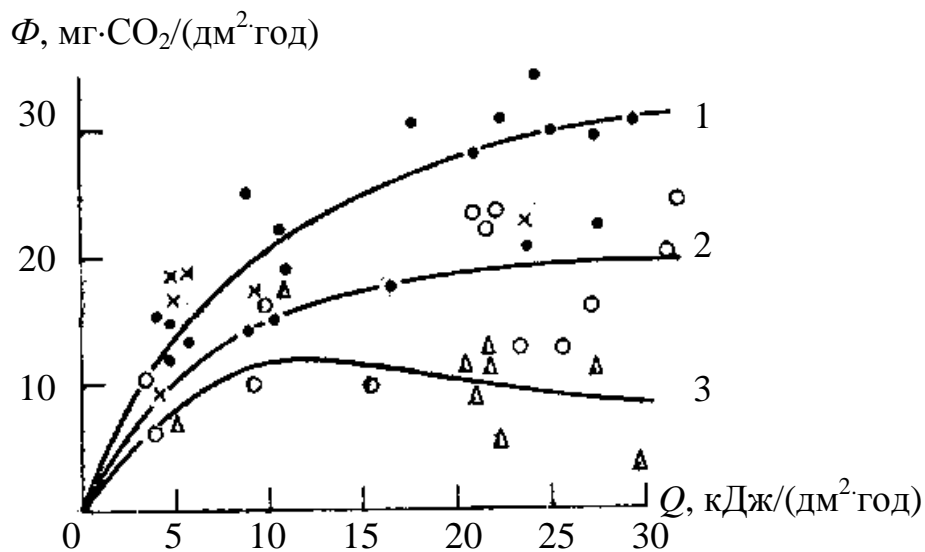


Рис. 13.15 – Залежність інтенсивності фотосинтезу озимої пшениці Φ від сумарної інтегральної радіації Q_i на зрошуваному і богарному полях при різному водному дефіциті листя d_l (І.І. Ковтун, М.І. Гойса, 1990).
 1) $d_l = 2,5-6,8\%$; 2) $d_l = 7,2-8,6\%$; 3) $d_l = 8,8-14,0\%$.

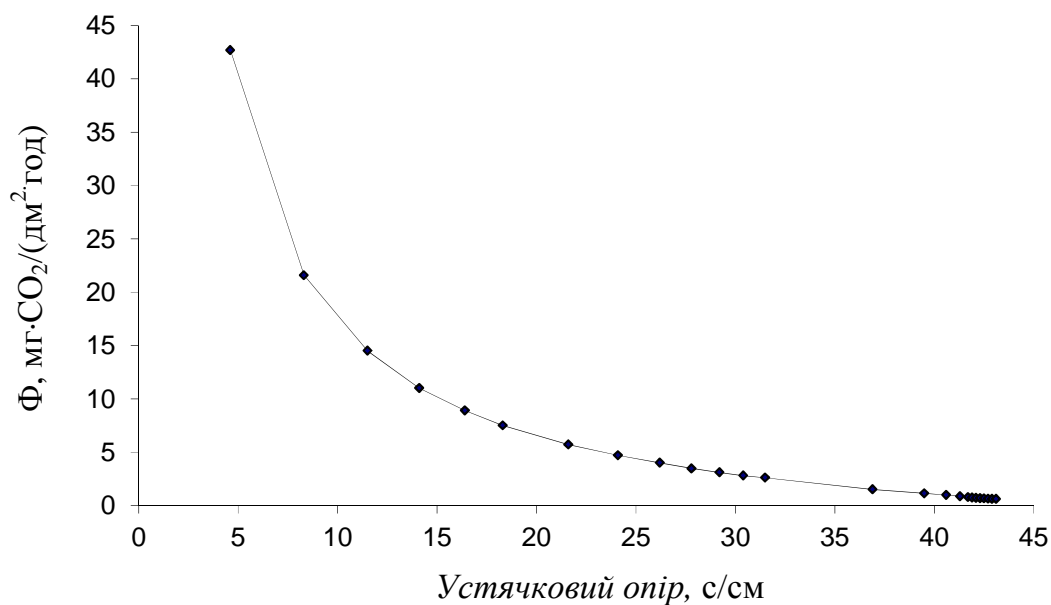


Рис. 13.16 – Залежність інтенсивності фотосинтезу зеленого листка Φ від устячкового опору r_s (А.М. Польовий, 2010).

Каррі запропонував рівняння залежності устячкового опору від водного потенціалу ґрунту ψ_s

$$r_s = \frac{75}{15 - \psi_S} . \quad (13.30)$$

Водний потенціал ґрунту в свою чергу залежить від вологості ґрунту

$$\psi_S = d \exp(-n\theta_S) , \quad (13.31)$$

де θ_S – об'ємна вологість ґрунту;
 d, n – емпіричні параметри.

Залежність фотосинтезу від концентрації CO₂.

В процесі фотосинтезу в основному використовується вуглекислий газ атмосферного повітря (0,03 %), хоча є дані, що частково CO₂ може надходити в рослину через кореневу систему із ґрунту. Вуглекислий газ повітря містить ізотопи ¹²C (98,9 %), ¹³C (1,1 %) і ¹⁴C (ДО-1,0 %). Рослина асимілює переважно ¹²C. Забезпечення рослин вуглекислим газом у природних умовах залежить від структури листка, швидкості вітру, вертикальної конвекції повітряних шарів, будови та щільності рослинного покриву і багатьох інших додаткових функцій. Одним із обмежувальних факторів фотосинтезу є концентрація CO₂ в повітрі, забезпечення рослин якою в природі залежить від впливу перелічених вище факторів.

Як правило, профілі розподілу вуглекислого газу в рослинному масиві можуть змінюватися впродовж дня. Безпосередньо в травостої, посівах, а також на різних висотах від поверхні ґрунту в різні періоди доби відбувається певна зміна концентрації CO₂, хоча в цілому в атмосфері вона підтримується на відносно постійному рівні за рахунок буферності океанів і кругообігу повітряних мас приземного шару. На використання CO₂ впливає також опір певних ділянок фотосинтетичного апарату на шляху дифузії із повітря до ділянок фіксації CO₂. Чисте поглинання CO₂ залежить передусім від продихової провідності або її оберненої величини – продихового опору. Встановлено (Б.І. Гуляєв, 1989) що в оптимальних умовах освітлення й температури інтенсивність фотосинтезу листя рослин при підвищенні концентрації CO₂ в атмосфері до 0,10–0,20 % зростає в 2-4 рази. Ця властивість рослин, що встановлена в короткочасних вимірах газообміну листка при різних концентраціях CO₂, дає унікальну можливість вивчення взаємодії фотосинтезу й росту в системі цілої рослини, впливу надлишку асимілятів на активність і властивості фотосинтетичного апарату, взаємозв'язку інтенсивності фотосинтезу і продуктивності, в експериментах із тривалим вирощуванням рослин в атмосфері з підвищеним вмістом вуглекислого газу.

В роботі (Neales, Nicholls. 1978) наводяться узагальнені дані про реакцію рослин на збільшення CO_2 в атмосфері (табл. 13.4) у вигляді відношення E інтенсивності фотосинтезу листка, розрахованої в чисельному експерименті $\Phi_{\text{екс}}$ при підвищеному вмісті CO_2 в повітрі, до інтенсивності фотосинтезу листка Φ_{200} за умови концентрації CO_2 у повітрі на рівні 200 ppm ($E = \Phi_{\text{екс}} / \Phi_{200}$).

Як видно з даних табл.13.4, величина відношення E коливається в досить широкому інтервалі. Досить вірогідно, що хоча ефект збагачення атмосфери вуглекислим газом для продуктивності рослин завжди позитивний, однак його величина змінюється в широких межах і визначається, насамперед, ступенем детермінованості вегетативного росту генотипу і зовнішніми умовами (світловим і температурним режимами, генетичною взаємодією рослин і т.п.).

Таблиця 13.4 – Порівняння ефекту зміни інтенсивності фотосинтезу при збільшенні концентрації CO_2 у повітрі (Neales, Nicholls. 1978)

Рослина	Інтенсивність ФАР, Вт/м ²	Концентрація CO_2 , ppm		E
		Низька	висока	
Модель C_3 листка	400	200	800	3,7
Томати	150	200	800	3,2
Пшениця	300	200	500	2,6
Цукровий буряк	300	200	800	2,5
Соняшник	116	200	800	1,7
Гвоздика	450	200	800	2,2
Цукровий очерет	380	200	800	2,8

При всіх умовах збільшення концентрації CO_2 в повітрі, викликає підвищення інтенсивності газообміну (рис. 13.17). Розрахунки виконані для умов: оптимальна температура повітря, оптимальні умови вологозабезпечення, щільність потоку ФАР 400 Вт/м², швидкість вітру 0,5 м/с. Вуглекислотна крива фотосинтезу надає уяву про залежність інтенсивності фотосинтезу зеленого листка від концентрації CO_2 в атмосфері. Параметри цієї кривої характеризуються нахилом вуглекислотної кривої фотосинтезу при малій концентрації CO_2 в повітрі, тобто $a_c = \Phi_L / C_A$ при $C_A \rightarrow 0$, та величиною насиченої інтенсивності фотосинтезу Φ_{max} при $C_A \rightarrow \infty$. Особливо стрімке зростання інтенсивності фотосинтезу листка спостерігається при збільшенні концентрації CO_2 від 100–200 до 400 ppm.

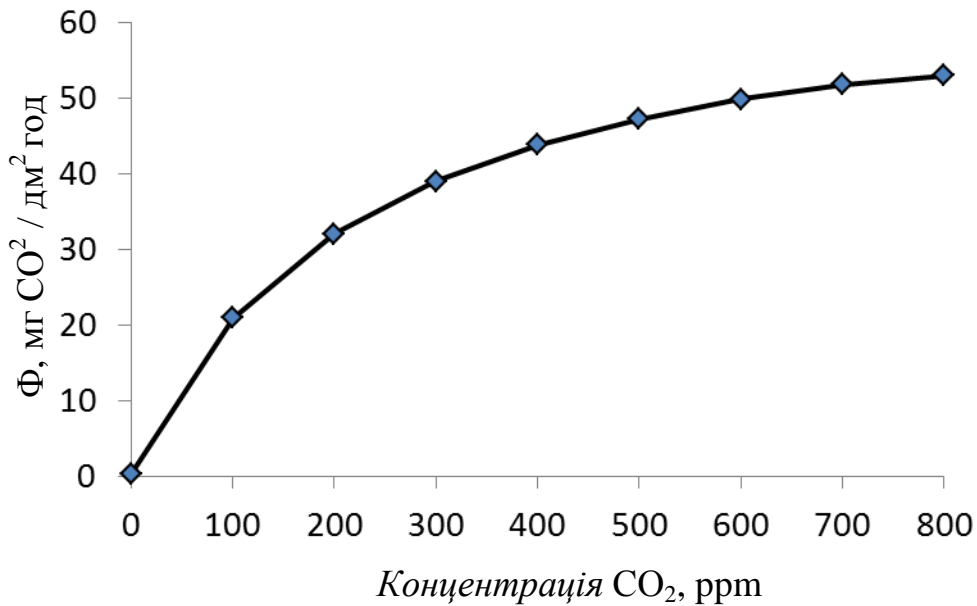


Рис.13.17 – Залежність інтенсивності фотосинтезу зеленого листка Φ від концентрації CO_2 в атмосфері при щільності потоку $\Phi_{\text{AP}} 400 \text{ Вт} / \text{м}^2$ (А.М. Польовий, 2010).

Чисельні експерименти дозволили дослідити зміну світлової кривої фотосинтезу листка в залежності від концентрації CO_2 в атмосфері. Як видно з даних на рис. 13.18, характер світлової кривої суттєво змінюється в залежності від концентрації CO_2 в атмосфері. Ці зміни стосуються нахилу світлової кривої фотосинтезу при малій інтенсивності Φ_{AP} , тобто $a_{\Phi} = \Phi_L / Q_{\Phi}$ при $Q_{\Phi} \rightarrow 0$. Параметр a_{Φ} світлової кривої стрімко зростає з підвищенням концентрації CO_2 в атмосфері. Такі значні зміни характерні і для величини насиченої інтенсивності фотосинтезу Φ_{max} при $Q_{\Phi} \rightarrow \infty$. Так, якщо при концентрації CO_2 в атмосфері 100 ppm величина насиченої інтенсивності фотосинтезу досягає $20,8 \text{ мг CO}_2 / \text{дм}^2 \cdot \text{год}$, то при концентрації CO_2 в атмосфері 800 ppm вона дорівнює $53,5 \text{ мг CO}_2 / \text{дм}^2 \cdot \text{год}$.

Вплив мінерального живлення на процеси фотосинтезу

За рахунок фотосинтезу рослинний організм створює 90...95 % своєї сухої речовини. Однак дефіцит елементів мінерального живлення, як і їхній надлишок може спричинювати зміни структури та функції специфічних компонентів фотосинтетичної системи рослинного організму. Тому одним із основних антропогенних факторів оптимізації умов життєдіяльності рослин, особливо в агрофітоценозах, з метою одержання максимальної продуктивності є регулювання рівня мінерального живлення. Вплив останнього проявляється не лише через інтенсифікацію роботи фотосинтетичного апарату, а й впливом на швидкість ростових процесів, від яких залежить площа листкової поверхні й густина продуктивного стеблостою.

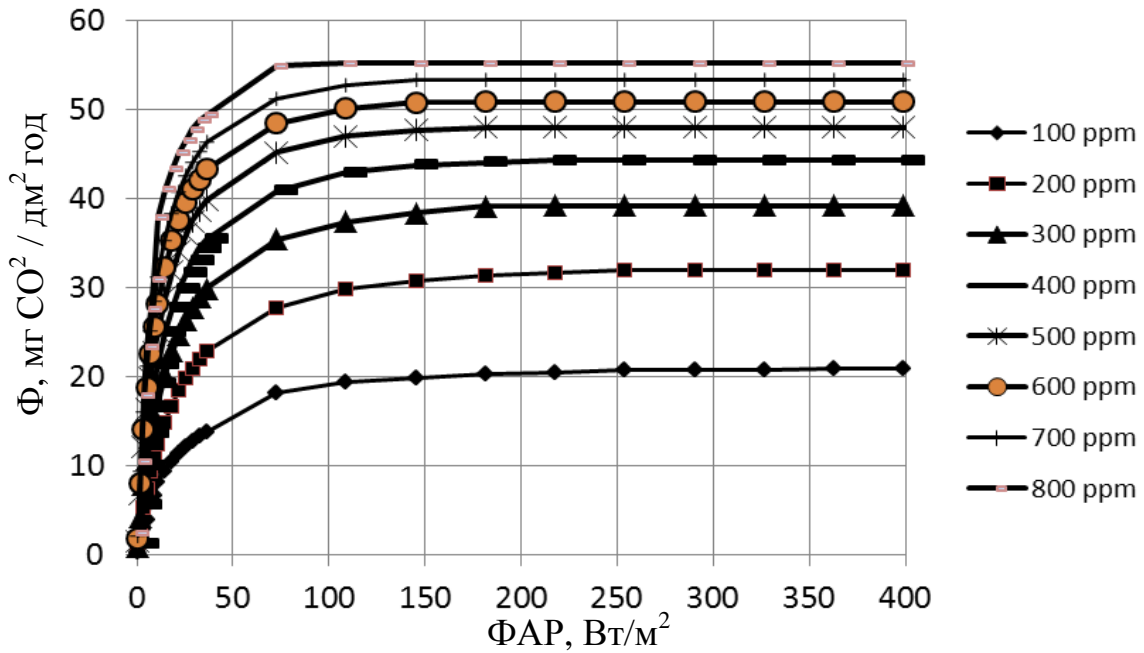


Рис. 13.18 – Залежність інтенсивності фотосинтезу зеленого листка (Φ) від щільності потоку ФАР при різному вмісті CO_2 в атмосфері (А.М. Польовий, 2010).

Важливою характерною рисою впливу рівня мінерального живлення на продуктивний процес є його можливість впливати на тривалість вегетаційного періоду рослин. А від цього, своєю чергою, залежить період діяльності асиміляційного апарату, тобто фотосинтетичний потенціал посівів. Наприклад, при недостатчі азоту інтенсивність фотосинтезу зменшується, незважаючи навіть на високу концентрацію CO_2 в міжклітинному просторі. Водночас надлишок азоту порушує процеси використання вуглеводів основного запасного продукту рослин – крохмалю. На одиницю використаного азоту активніше засвоюють CO_2 рослини C_4 -типу порівняно з рослинами C_3 -типу.

Добре відома роль калію в функціонуванні замикаючих клітин продихового апарату, який контролює інтенсивність випаровування води рослиною. Його дефіцит спочатку збільшує опір поглинанню CO_2 в клітинах мезофілу, а пізніше – і безпосередньо опір продихового апарату. Як регулятор функції продихового апарату, а також як каталізатор ферментів синтезу крохмалю, калій може впливати на процеси фіксації та відновлення CO_2 . Встановлено, що його дефіцит зумовлює також деструкцію гран у сформованих хлоропластах.

В табл. 13.5 наведені результати дослідження впливу азотно-фосфорних та наростаючих доз азотних добрив. Як видно з наведених даних, при підвищенні дози азотних добрив до 120 кг д.р./га спостерігається зростання рівня інтенсивності фотосинтезу, але подальше

збільшення дози азотних добрив викликає зменшення рівня інтенсивності фотосинтезу.

Таблиця 13.5 – Інтенсивність фотосинтезу посіву (мг CO₂/дм²·год.) зрошуваної озимої пшениці при наростаючих дозах азотних добрив. Сорт Безоста 1 (І.І. Ковтун, М.І. Гойса, Б.О. Митрофанов, 1990)

Доза добрив	Дата			
	26–27.V	31.V–1.VI	5–6.VI	15.VI
Контроль (без добрив)	10,3	12,0	7,0	2,5
N ₆₀ P ₉₀ K ₄₅	13,0	14,0	11,0	7,0
N ₁₂₀ P ₉₀ K ₄₅	15,6	14,5	14,6	8,5
N ₁₈₀ P ₉₀ K ₄₅	14,2	13,0	12,0	4,0

Обмін CO₂ і спільна дія зовнішніх факторів. У природних умовах фактори зовнішнього середовища діють не ізольовано, а спільно. Тому газообмін рослини відображає взаємодію усіх внутрішніх і зовнішніх факторів. Один з них завжди виявляється в мінімумі і протягом деякого часу лімітує асиміляцію, однак деякий вплив мають й інші фактори.

Для представлення залежності фотосинтезу не тільки від щільності потоку ФАР але і від вмісту вуглекислого газу іноді вдаються до припущення, що Φ_{\max} є функція від концентрації вуглекислого газу C_a

$$\Phi_{\max} = \tau C_a, \quad (13.32)$$

де τ – постійний коефіцієнт, часто зв'язаний із провідністю CO₂.

Тоді, рівняння (13.20) приймає вигляд

$$\Phi = \frac{a_{\Phi} Q_{\Phi} \tau C_a}{a_{\Phi} Q_{\Phi} + \tau C_a}. \quad (13.33)$$

Для функції фотосинтезу листка одночасно Ю. Росс, З. Бихеле і Г.В. Менжулін запропонували напівемпіричну формулу

$$\Phi_L = \frac{1}{1/\Phi_p + 1/a_C C_0 + 1/a_{\Phi} \Pi}, \quad (13.34)$$

Функцію фотосинтезу листка Рабінович запропонував описувати формулою

$$\Phi_L = \frac{a_{\Phi} Q_{\Phi}}{1 + (a_{\Phi} r_c Q_{\Phi})/C_{Cl}} = \frac{C_0 - C_{Cl}}{r_a + r_s + r_m}. \quad (13.35)$$

Шартъе, виключивши із цього виразу C_{Cl} , одержав наступне рівняння

$$(r_a + r_s + r_m)\Phi_L^2 - (r_a + r_s + r_m)a_\Phi Q_\Phi \Phi_L - C_0 \Phi_L + C_0 a_\Phi Q_\Phi = 0. \quad (13.36)$$

Рішення цього рівняння дозволяє визначити функцію фотосинтезу в залежності від ФАР при різному сполученні опорів дифузії й опору карбоксилювання.

Формула (13.36) була модифікована у роботі О.Д. Сиротенка (1980) і записана в такому вигляді

$$F = \frac{\varepsilon \tau \varphi_F LG \cdot \overline{SW}}{2(r - r_c)} [CO_2 + \alpha I - \sqrt{(\alpha I - CO_2)^2 + 4r_c I \alpha CO_2}], \quad (13.37)$$

де ε – коефіцієнт газообміну (константа);

τ – тривалість дня;

φ_F – температурна функція фотосинтезу;

LG – фотосинтезуюча поверхня посіву;

\overline{SW} – середньозважений коефіцієнт перезволоження;

r – загальний опір фотосинтезу, який дорівнює $r = r_{mes} + r_c + r_{stc}$, де r_c – фотохімічний опір фотосинтезу;

r_{mes} – опір мезофілу (константа);

r_{stc} – устячково-кутикулярний опір потоку CO_2 ;

CO_2 – концентрація вуглекислого газу у посіві;

α – кут нахилу світлової кривої фотосинтезу;

I – середня інтенсивність ФАР, яка поглинена листком усередині посіву.

Для опису процесу фотосинтезу листя з врахуванням впливу на фотосинтез рівня мінерального живлення, фази розвитку рослин, температурного режиму і вологозабезпеченості рослин формула (13.34) в роботі А.М. Польового (1981) була модифікована і записана у вигляді

$$\frac{d\Phi}{dt} = \frac{1}{1/\Phi_{pot} K_\Phi (N_{str}^L) + 1/a_c C_0 + 1/a_\Phi \Pi} \min \left\{ \alpha_\Phi, \Psi_\Phi, \frac{ET}{ET_{pot}} \right\}, \quad (13.38)$$

де Φ_{pot} – інтенсивність потенційного фотосинтезу;

a_c – нахил вуглекислотної кривої фотосинтезу;

C_0 – концентрація CO_2 у повітрі;

a_Φ – нахил світлової кривої фотосинтезу;

Π – поглинена рослинним покривом фотосинтетично активна радіація;

α_Φ – онтогенетична крива фотосинтезу;

Ψ_Φ – температурна крива фотосинтезу;

$K_{\Phi}(N_{str}^L)$ – коефіцієнт забезпеченості рослин елементами мінерального живлення;

ET – сумарне випаровування;

ET_{pot} – випаровуваність.

Інтенсивність фотосинтезу листя у роботі Ю. Сеппа і Х. Тоомінга (1991) визначається за формулою

$$\Phi = \frac{a\Pi(L, \tau)}{1 + \frac{\sqrt{c}}{1 - \sqrt{c}} \cdot \frac{\Pi(L, \tau)}{\bar{\Pi}}}, \quad (13.39)$$

де $\Pi(L, \tau)$ – інтенсивність поглиненої в посіві ФАР;

a – початковий нахил світлової кривої фотосинтезу;

$\bar{\Pi}$ – інтенсивність радіації пристосування;

c – коефіцієнт витрат на дихання при світловому насиченні, який дорівнює

$$c = \sigma_2 / \sigma_1;$$

σ_1 і σ_2 – інтенсивність фотосинтезу і дихання при світловому насиченні, які розраховані на одиницю сухої біомаси листя.

Вплив на фотосинтез факторів зовнішнього середовища (температури T , вологості ґрунту W та ін.) можна врахувати шляхом множення функції фотосинтезу на емпіричні функції впливаючих факторів

$$\Phi_L = \frac{\Phi_{\max} a_{\Phi} Q_{\Phi}}{\Phi_{\max} + a_{\Phi} Q_{\Phi}} f(T) \cdot F(W) \dots \quad (13.40)$$

або з урахуванням закону Лібіха тільки на мінімальне значення впливаючого фактора

$$\Phi_L = \frac{\Phi_{\max} a_{\Phi} Q_{\Phi}}{\Phi_{\max} + a_{\Phi} Q_{\Phi}} \min\{f(T), f(W), \dots\}. \quad (13.41)$$

Формули (13.40) і (13.41) – емпіричні формули, які дозволяють враховувати вплив температури і вологості ґрунту та інших факторів на фотосинтез.

13.5. Рівняння балансу CO_2

Для продуктивності і конкурентноздатності окремого виду в місці його мешкання важливі не стільки короткочасні максимальні величини фотосинтезу, скільки середнє ефективне поглинання CO_2 . Навіть при сприятливих кліматичних умовах, які переважають у помірній зоні, середні

значення нетто-фотосинтезу складають близько 50–60 % від максимальних за день (тобто 30–50 % максимальної фотосинтетичної здатності).

Для нагромадження вуглецю вирішальне значення має період протягом якого можливо ефективно засвоєння CO₂. Це – світловий час дня в період облиствлення, якщо тільки мороз, висока температура або засуха не блокують асиміляційну діяльність. Із сумарного поглинання вуглецю потрібно відняти насамперед нічне виділення CO₂ листям.

Добовий баланс – це чиста продуктивність фотосинтезу за 24 год., а сума добових балансів дає річний баланс CO₂-газообміну. Добовий баланс буде позитивним, якщо денний прихід більше нічних витрат; він буде тим вище, чим сприятливіше для фотосинтезу сполучення різних факторів протягом дня і чим коротше і прохолодніше ніч. Якщо поглинання CO₂ було нетривалим або малоефективним, то чистий вихід продуктів асиміляції буде невеликий. Це має місце в посушливі періоди та в сухих місцях мешкання, а також після морозів. У глибокій тіні слабо позитивний, а іноді (особливо в теплі ночі) негативний добовий баланс – явище постійне, котре може призвести навіть до голодування рослин. Таким чином, залежність меж поширення визначених форм рослин від мінімуму світлового постачання знаходить своє еколого-фізіологічне пояснення.

Існують визначені закономірності зміни з віком листка відношення між фотосинтезом, ростом і відтоком асимілятів. Молоді листки мають негативний газообмін CO₂. Їхній метаболізм здійснюється в значній мірі на основі вуглецю, який надходить з дорослих листів. Баланс вуглецю молодих листків L' протягом доби визначається наступним рівнянням

$$\Delta m_c(L') = \Phi_c(L') - R_c(L') + A_c(L''), \quad (13.42)$$

де $\Delta m_c(L')$ – приріст;

$\Phi_c(L')$ – фотосинтез за добу;

$R_c(L')$ – дихання;

$A_c(L'')$ – транспорт асимілятів у молоді листки із старих листків L .

Згодом у процесі росту молодий листок перетворюється з органа імпортуючого в орган, який експортує органічні речовини (асиміляти) в інші частини рослини. Дорослий листок характеризується нульовим або позитивним вуглецевим балансом.

Рослини складаються не тільки із зелених, фотосинтетично продуктивних частин, але і з інших тканин, які тільки дихають і повинні житись за рахунок листя. Тому в загальному балансі обміну CO₂ необхідно враховувати і дихання усіх незелених тканин. Ця «стаття витрати» особливо важлива в тих випадках, коли загальна маса стебел, коренів, квіток і плодів значна в порівнянні з листковою масою.

Газообмін CO_2 між листком і повітрям є результатом протікання в листку процесів фотосинтезу і дихання. Вираз для газообміну CO_2 фітоценозу в інтервалі часу $t_1 - t_2$ записаний X. Тоомінгом у вигляді

$$F_c(L_0) = \int_{t_1}^{t_2} \int_0^{L_0} [\Phi_s(L, t) - R_s(L, t)] dL dt, \quad (13.43)$$

де $\Phi_s(L, t)$ і $R_s(L, t)$ – відповідно інтенсивність фотосинтезу і дихання горизонтального шару фітоценозу з одиничною товщиною в момент часу t .

В разі потреби враховувати фотосинтез і дихання інших органів, крім листків (наприклад, у злакових культур), під L_0 варто підрозумівати не відносну площу листків, а відносну площу всіх надземних органів.

Баланс CO_2 за добу $F_c(L_0)$ одержуємо з денного виходу бруто-фотосинтезу усіх фотосинтезуючих органів фітоценозу $\Phi_c(L_0)$ за винятком сумарного за добу дихання як фотосинтезуючих, так і не фотосинтезуючих органів фітоценозу $R_c(L_0)$

$$F_c(L_0) = \Phi_c(L_0) - R_c(L_0). \quad (13.44)$$

Баланс газообміну виражають у грамах або кілограмах CO_2 на одну рослину за день або рік. Використовуючи відповідні коефіцієнти ($1 \text{ г } \text{CO}_2 \approx 0,65 \text{ г}$ органічної сухої речовини) можна перевести цю величину в кількість сухої органічної речовини або вуглецю. Таким чином, переходять від газообміну до продуктивності рослини, передумовою якої є позитивний баланс газообміну.

Розділ 14

АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ УМОВИ І ОБМІН МІНЕРАЛЬНИХ РЕЧОВИН

14.1. Середовище кореневого живлення рослин

Ґрунт є активним середовищем живлення рослин і складається з органічних, мінеральних і органомінеральних компонентів, з яких під дією абіотичних і біологічних процесів продукуються доступні для рослин поживні речовини. Останні – основна складова частина, яка характеризує родючість ґрунту. Вона зумовлюється здатністю ґрунту забезпечувати рослини водою, повітрям (киснем), теплом (для коренів) та сприятливими фізичними і фізико-механічними умовами для росту та розвитку рослин. Родючість ґрунту – основна якісна ознака його, яка відрізняє ґрунт від гірської породи та пасивного субстрату.

При кореновому живленні рослини в основному поглинають з ґрунту хімічні елементи (макро-, мікро- та ультрамікроелементи), запас яких залежить від ємності вбирного комплексу твердої фази ґрунту та концентрації ґрунтового розчину. Продукування елементів мінерального живлення рослин у ґрунті в основному відбувається за рахунок мінералізації органічних компонентів та рослинних решток (амоніфікація, нітрифікація), азотфіксація та розкладання мінеральних речовин мікроорганізмами. Запаси елементів мінерального живлення рослин у ґрунті поповнюються також за рахунок атмосферних опадів, поверхневих та ґрунтових вод та за рахунок господарської діяльності людини (внесення мінеральних добрив). Внесені органічні добрива теж мінералізуються з утворенням солей.

Великий вплив (позитивний і негативний) на запас речовин кореневого живлення має кругообіг речовин в природі – біологічний (асиміляція поглинутих іонів рослиною і повернення в ґрунт з біомасою) та геологічний. Останній зумовлюється виносом розчинних речовин поверхневою та низхідною течією води. Втратам ґрунтом речовин мінерального живлення рослин сприяють процеси переходу їх в газоподібну форму (денітрифікація) і виділення в атмосферу – водна та вітрова ерозії. Значна частина поживних речовин, яка відходить з урожаєм, випадає з малого біологічного кругообігу, Так, виносення поживних елементів із ґрунту польовими культурами на 1 т продукції (кг з 1 га) складає досить значні величини (табл. 14.1).

У зв'язку з цим, забезпечення бездефіцитного балансу поживних речовин у ґрунті – важливе завдання регулювання поживного режиму.

Таблиця 14.1 – Винесення поживних елементів із ґрунту з урожаєм

Культура		N	H ₂ O ₅	P ₂ O ₅
Озима пшениця	Зерно	35	12	25
Озиме жито	Зерно	26	12	26
Яра пшениця	Зерно	29	12	22
Горох	Зерно	–	13,5	25
Льон	Солома	14	7	12
Картопля	Бульби	5	1,8	8
Цукровий буряк	Коренеплоди	4,5	1,5	7,5
Кукурудза	Зелена маса	2,5	1	4
Конюшина	Зелена маса	–	1,2	5

Ґрунти за їх родючістю, а значить і за вмістом в них мінеральних та органічних поживних речовин, змінюються зонально. З північного заходу на південний схід України послідовно змінюють одна одну зони *дерново-підзолистих ґрунтів, сірих лісових опідзолених, вилужених типових, звичайних та південних чорноземів, каштанових ґрунтів у комплексі з солонцюватими та солончакуватими ґрунтами сухого степу*. Серед орних земель в Україні найбільші площі займають чорноземи і близькі до них лучно-чорноземні ґрунти – 72,7 %, менші – опідзолені ґрунти – 12,1 %, дерново-підзолисті – 7 % і родючі каштанові – 3,9 %.

До ґрунтів Полісся віднесено *дерново-слабокпідзолисті піщані, глинисто-піщані ґрунти; дерново-середньопідзолисті супіщані та оглеєні супіщані ґрунти*. Ці ґрунти містять мало поживних елементів на відміну від лучних, лучно-болотних та болотних ґрунтів, які поживними речовинами забезпечені задовільно та добре і представляють собою цінні орні землі.

Сірі лісові ґрунти містять 2–4% гумусу, досить багато рухливої фосфорної кислоти, середньо забезпечені доступним калієм і бідні на рухомий азот.

Ґрунти Лісостепу – *опідзолені, вилужені та типові чорноземи* неоднаково забезпечені поживними речовинами. Чорноземи лісостепової і степової зон, як правило, містять багато елементів живлення: N – 0,2-0,5 %; P₂O₅ – 0,15-0,3 %; K₂O – 2-2,5 %. Реакція ґрунтів подібна до нейтральної або ж слабколужна. Відрізняючись високою потенціальною родючістю, чорноземи містять мало легкодоступних для рослин поживних речовин. Через це на таких ґрунтах слід застосовувати добрива, а також активізувати в них діяльність ґрунтової мікрофлори.

З мінеральних добрив першорядне значення мають фосфорні. Щоб поліпшити агрофізичні властивості чорноземів, слід відновлювати втрачену і зберігати природну їхню структуру.

Каштанові і лучно-каштанові ґрунти зони сухих степів містять перегною 3–4 %, валові ж запаси фосфорної кислоти – 0,1...0,2 %, калію – 1...2 %. Реакція ґрунту слабколужна.

Основою родючості ґрунту є гумус. До його складу поряд з гумусними кислотами (гумін, гумінові кислоти та їхні солі і фульвокислоти та їхні солі) входять вуглеводи (5–14 %), білкові речовини (6–8 %) та ін. Вміст власне гумусних кислот та їхніх солей у процентах від органічної речовини у торфово-болотних ґрунтах коливається в межах 46–49 %, підзолистих – 46...52 %, бурих лісових – 50...70 %, перегнійно-карбонатних – 57...65 %, лучно-болотних – 81...82 %, чорноземах – 71...91 %. Найменше гумусу у підзолистих, бурих і піщаних ґрунтах (1–2 % загальної маси ґрунту), найбільше – у типових чорноземах (8–12 %) і торфово-болотних ґрунтах (15–20 %).

До складу гумусу входить майже весь азот ґрунту, близько половини фосфору і 60–90 % сірки, а також значна частина інших поживних речовин. Встановлено, що в гумусі є кальцій, калій, магній, сірка, залізо. Гумус утримує фосфор у доступному для рослин стані, поліпшує засвоєння з ґрунтового розчину поживних речовин кореневою системою. При повільному окисненні перегною вуглець вивільняється у вигляді вуглекислого газу, який сприяє розчиненню деяких мінеральних речовин ґрунту, в результаті чого вони легше засвоюються рослинами.

Майже 98 % біоелементів ґрунту міститься в органічних залишках, гумусі і важкорозчинних неорганічних сполуках. Це резерв поживних речовин, який дуже повільно мобілізується в результаті мінералізації гумусу і процесів вивітрювання.

На ґрунтову структуру, вивітрювання, гуміфікацію і насамперед на мобілізацію елементів мінерального живлення і іонний обмін впливає кислотно-основна буферність ґрунту. Кислотно-основні умови визначають форму сполук елемента, знак та величину заряду їх часточок у розчині. *Буферність ґрунту* – це поліфункціональна властивість стійкості ґрунту проти зміни концентрації не тільки ґрунтового розчину та його окисно-відновного стану, а і здатність протистояти зміні активності різних компонентів під впливом зміни вологості, температури та інших зовнішніх умов. Кислотно-основна буферність ґрунту – інтегральний показник агроекологічного стану ґрунтів.

В дуже кислих ґрунтах вивільняється багато іонів водню H^+ та Al^{3+} , а вміст доступних іонів Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , PO_4^{3-} – понижений. В більш лужних ґрунтах, навпаки, іони заліза, марганцю, PO_4^{3-} зв'язані в важкорозчинних сполуках і тому вони важкодоступні для рослин (рис. 14.1).

Доступність для рослини тієї або іншої поживної речовини безпосередньо пов'язана з її розчинністю, яка залежить в свою чергу від рН ґрунту. Ширина горизонтальної смуги на графіку показує розчинність кожного елемента при різних значеннях рН.

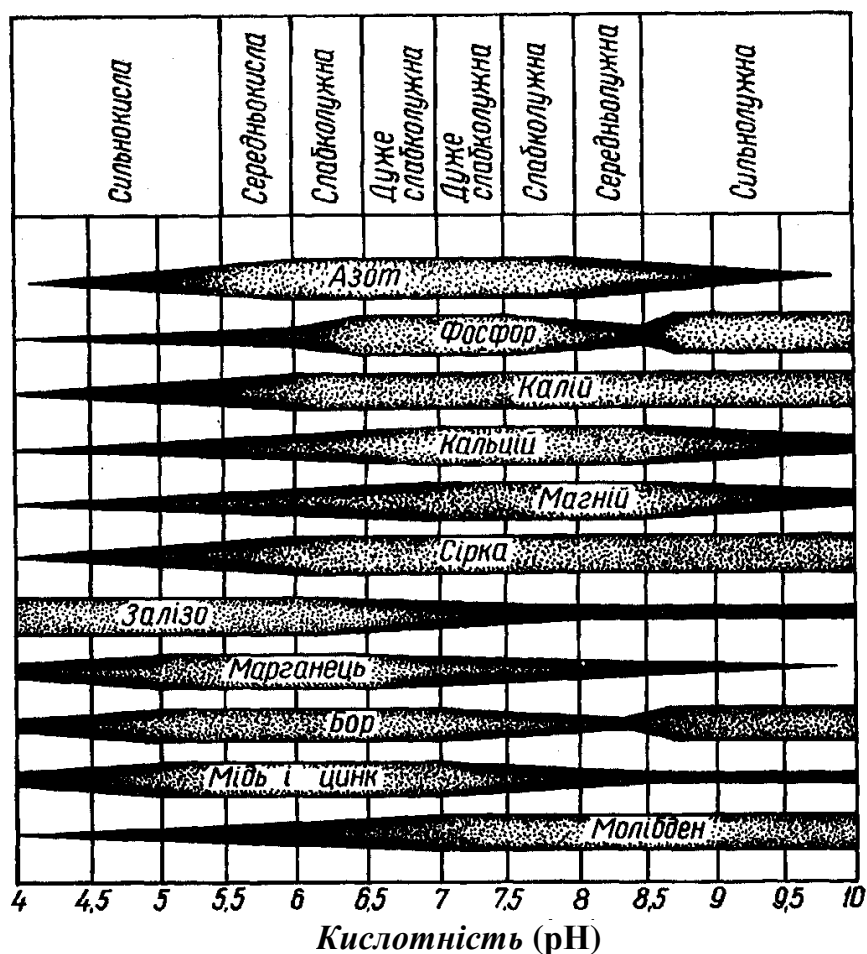


Рис. 14.1 – Доступність поживних речовин

Отже, при наявності гумусу у ґрунті рослина може вбирати з розчину більше елементів живлення, ніж без нього. Крім того, на ґрунтах, багатих на гумус, рослини реагують на збільшення доз мінеральних добрив. Очевидно, він відіграє роль носія іонів, прискорюючи їхнє переміщення з ґрунтового розчину в кореневу систему. Гумус поліпшує фізичні й хімічні властивості ґрунту, посилює діяльність мікроорганізмів, підвищує ефективність добрив, стимулює мінеральне живлення. Всі ці фактори зумовлюють родючість ґрунту, що сприяє росту й розвитку культурних рослин. Зберегти і підвищити природну родючість ґрунтів – важливе завдання землеробства. Для того щоб найефективніше використовувати ґрунтові елементи живлення рослин, слід створити оптимальні умови водно-повітряного режиму ґрунту. При недостатній кількості вологи рослини не можуть засвоювати навіть мізерні запаси поживних речовин, при надлишковому зволоженні виникає значна непродуктивна втрата їх.

14.2. Перенесення поживних речовин у ґрунті поблизу корневих поверхонь

Рух розчинених речовин у ґрунті відбувається в значній мірі за рахунок дифузії і конвекції в рідкій і паровій фазах, а також завдяки механічному переміщенню у ґрунті.

Розглянемо рух розчинених речовин у ґрунті в напрямку осі x через дві уявні площини одиничної площі, які розташовані перпендикулярно до напрямку осі x і знаходяться на відстані δx один від одного. Замкнутий між ними об'єм дорівнює $\delta x \times 1 = \delta x$. Всередині цього об'єму маємо

$$\begin{aligned} & \{ \text{швидкість припливу розчинених речовин в об'ємі } \delta x \} = \\ & = \{ \text{швидкість припливу через площину } x \} - \\ & - \{ \text{швидкість відтоку через площину } x + \delta x \}, \end{aligned}$$

тобто

$$\left(\delta x \frac{\partial C}{\partial t} \right)_x \approx (F_x - F_{x+\delta x}) \approx \left(-\frac{\partial F}{\partial x} \delta x \right)_t, \quad (14.1)$$

де $F_x, F_{x+\delta x}$ – потік розчинених речовин (моль/(см²·с)) у площинах x і $x + \delta x$; C – кількість розчинених речовин на одиницю об'єму ґрунту, моль/см³.

Так як $\delta x \rightarrow 0$, то

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t} \right)_x = \left(-\frac{\partial F}{\partial x} \right)_t. \quad (14.2)$$

Рівняння (14.2) – одномірне рівняння нерозривності.

Якщо рух розчинених речовин, відбувається тільки в результаті дифузії, то відповідно до першого закону Фіка

$$F = -D \frac{dC}{dx}, \quad (14.3)$$

де D – коефіцієнт дифузії, см²/с

і

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{dC}{dx} \right). \quad (14.4)$$

Це рівняння відоме як другий закон Фіка.

У рівняннях (14.3) і (14.4) F – потік; dC/dx – градієнт концентрації в напрямку осі x . Знак мінус з'являється через те, що рух відбувається від високих значень концентрації до низьких в напрямку збільшення x . Таким чином, коефіцієнт дифузії D визначається відповідно до цього рівняння як

коефіцієнт пропорційності між величинами F і dC/dx , які можна виміряти експериментально.

Прості катіони й аніони в розчинах поживних речовин характеризуються коефіцієнтами дифузії порядку $(0,5-2,0) \times 10^{-5}$ см²/с при температурі 25 °С.

Розчинені речовини переміщуються з дифузійним потоком, як у ґрунтовому розчині, так і в адсорбованій формі завдяки поверхневій дифузії. Хоча рухливість в адсорбованій формі, імовірно, значно нижче, ніж у розчині, велика частина розчинених речовин може знаходитися в цій формі, так що нею не можна знехтувати; приймаючи це до уваги, запишемо

$$F = -D_l \theta f_l \frac{dC_l}{dx} + F_E, \quad (14.5)$$

де D_l – коефіцієнт дифузії розчинених речовин у вільному розчині, см²/с;

f_l – фактор опору, с⁻¹;

C_l – концентрація розчинених речовин у ґрунтовому розчині, моль/см³;

F_E – надлишковий потік, обумовлений можливістю поверхневої дифузії, моль/(см²·с);

θ – об'ємна вологість ґрунту, см³/см³.

Додавання члена F_E не означає, що поверхнева дифузія і дифузія в розчині є незалежними, які доповнюють одна одну.

В дійсності розчинені молекули або іони будуть постійно рухатися з однієї фази в іншу. Величина F_E характеризує надлишковий потік, який виникає, коли розчинені речовини можуть рухатися з дифузійним потоком, незважаючи на те, що вони адсорбовані твердою фазою. Тому що по визначенню $F = -D dC/dx$, заміна значення F у рівнянні (14.5) призводить до виразу

$$D = D_l \theta f_l dC_l / dx + D_E, \quad (14.6)$$

де коефіцієнт D_E враховує будь-який вплив, що має рухливість у твердій фазі на величину D .

Якщо рухливістю адсорбованих розчинених речовин, що переміщуються з дифузійним потоком, можна знехтувати, потік буде обумовлений тільки дифузією через розчин. Тоді можна записати

$$D = D_l \theta f_l \frac{dC_l}{dx}. \quad (14.7)$$

Зупинимось докладніше на розгляді рівняння (14.6). У цьому рівнянні θ – об'ємна вологість ґрунту. Добуток θC_l є кількість розчинених речовин у розчині, віднесене до одиниці об'єму ґрунту.

Фактор опору f_l враховує в першу чергу звивисту траєкторію, по якій рухаються розчинені речовини через пори. Він відображає вплив, з одного боку, збільшення довжини дифузійного шляху, а з іншого боку – зменшення градієнта концентрації уздовж цього шляху. Він може також включати ефект зростання в'язкості води поблизу заряджених поверхонь. У свою чергу, в'язкість буде позначатися на рухливості всіх розчинених речовин.

Співвідношення між фактором опору дифузії та об'ємною вологістю ґрунту для хлорид-іона в суглинку наведено на рис. 14.2, де можна бачити, що в сухих ґрунтах значення фактора опору невелике: менше $0,03 \text{ c}^{-1}$ при об'ємній вологості $< 0,1$. В інтервалі об'ємної вологості $0,1\text{--}0,2$ ця величина зростає в 5–6 разів. При значеннях об'ємної вологості $0,2\text{--}0,4$ фактор опору дифузії f_l збільшується лінійно з ростом вологовмісту і досягає $0,5\text{--}0,6 \text{ c}^{-1}$.

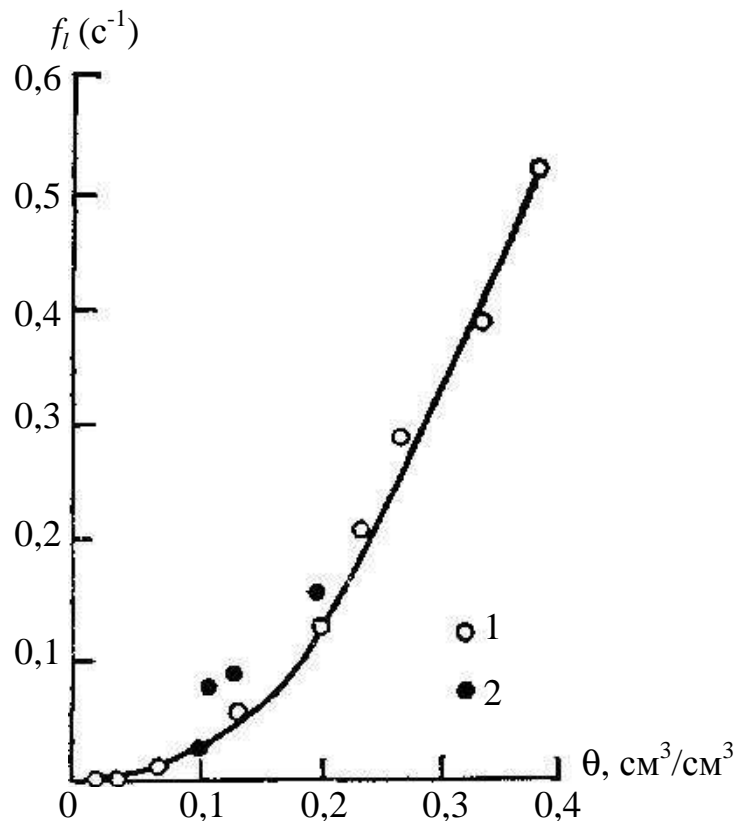


Рис.14.2 – Співвідношення між фактором опору дифузії f_l і об'ємною вологістю ґрунту θ для іона хлору у пісчаному суглинку. (П. Най і П. Тінкер, 1980).

1 – експериментальні дані; 2 – дані Портера та ін.

При заданому потенціалі вологи глинисті ґрунти характеризуються більш високим значенням f_l , ніж піщані, тому що вони містять більше води.

Дослідження показали, що для насичених ґрунтів значення f_l коливаються від 0,4 до 0,7. Для середовища, що містить суміш сферичних часток різного розміру, Бругман теоретично вивів співвідношення $f_l = \theta^{0,5}$.

В дійсності розчинені речовини рухаються як в результаті дифузії, так і завдяки конвекції (потoku маси) ґрунтового розчину, викликані такими процесами, як транспірація, випаровування і інфільтрація.

Якщо розчинник (вода) також рухається, розчинені речовини переносяться шляхом конвекції

$$F = -D_l^* \frac{dC}{dx} + v_S C_l, \quad (14.8)$$

де D_l^* – коефіцієнт дисперсії, який відрізняється від коефіцієнта дифузії, тому що рух вологи саме викликає деяке розсіювання молекул розчинених речовин, $\text{см}^2/\text{с}$;

v_S – потік вологи в напрямку x , $\text{см}^3/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$;

C – концентрація розчинених речовин у ґрунтовому розчині, $\text{моль}/\text{см}^3$.

Слід зазначити, що швидкість обумовленого транспірацією потоку води до кореневої поверхні рідко перевищує $5 \cdot 10^{-6}$ $\text{см}/\text{с}$. Швидкість інфільтрації часто значно вище і складає 10 $\text{см}/\text{доба}$ або 10^{-4} $\text{см}/\text{с}$.

Фріссел і Поелстра (1967) встановили, що рівняння

$$D_l^* = D_l + \frac{v_S d \lambda}{\theta f_l}, \quad (14.9)$$

в якому коефіцієнт дисперсії зростає лінійно зі швидкістю потоку v_S , описує дисперсію стронцію в насичених колонках, заповнених сумішами піску з смолою або піску з глиною, у діапазоні значень v_S від $2 \cdot 10^{-6}$ до $20 \cdot 10^{-6}$ $\text{см}/\text{с}$;

λ – фактор упакування: для сферичних частинок $\lambda = 1$, для частинок неправильної форми значення λ може зростати до 10;

d – діаметр частинок.

У природних ґрунтах, при швидкостях потоків, що мають місце при інфільтрації і відводі води, коефіцієнт дисперсії буде значно перевищувати коефіцієнт молекулярної дифузії.

Для спільного конвективного і дифузійного потоку рівняння нерозривності, отримане шляхом підставлення величини F з рівняння (14.8) у рівняння (14.2), має вигляд

$$\frac{dC}{dt} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_l^* \frac{dC}{dx} \right) - \frac{\partial (v_S C_l)}{\partial x}. \quad (14.10)$$

Варто відмітити, що значення v_s знаходиться під знаком диференціала в тих випадках, коли рух води не є рівномірним.

Рівень вмісту розчинених речовин може також змінюватися в результаті процесів, які відбуваються всередині об'єму δx . Щоб врахувати швидкість таких реакцій, додамо в рівняння (14.2) член $f(C)_{x,t}$, який часто називається функцією джерела, і одержимо вираз

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t}\right)_x = \left(-\frac{\partial C}{\partial x}\right)_t + f(C)_{x,t}. \quad (14.11)$$

Прикладами процесів, які визначаються цією функцією швидкості, можуть служити:

- а) повільне звільнення іонів з нездатної до обміну форми і їхній перехід до обміноздатної;
- б) звільнення або фіксація розчинених речовин за рахунок трансформації ґрунтових органічних речовин;
- в) розкладання органічних розчинених речовин за допомогою чисто хімічних або мікробіологічних впливів.

Функція такого виду також особливо корисна для вираження швидкості поглинання поживних речовин системою коренів у великому обмеженому об'ємі ґрунту.

Якщо рух відбувається в напрямку, перпендикулярному до поверхні циліндра, наприклад до кореня, рівняння (14.11) можна записати у вигляді

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (rF_r) + f(C)_{r,t}, \quad (14.12)$$

де r – відстань по радіусу від осі циліндра, см.

Рівняння нерозривності для ґрунтового циліндра з коренем на його осі впливає з рівняння (14.12)

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(rD \frac{dC}{dr} + rv_s C_l \right), \quad (14.13)$$

де v_s – потік води в напрямку до кореня;

C_l – концентрація розчиненої речовини в рідкій фазі.

Граничні умови для нескінченного об'єму ґрунту мають такий вигляд:

$$\begin{aligned} t = 0, \quad a_r < r < \infty, \quad C_l &= C_{li}; \\ t > 0, \quad r = a_r, \quad F &= \alpha C_l, \end{aligned}$$

де a_r – радіус осевого кореня, см (для зернових культур 0,01–0,03 см);
 α – поглинальна здатність кореня, см/с (для зернових культур від $0,3 \cdot 10^{-5}$
до $1,8 \cdot 10^{-5}$ см/с).

14.3. Поглинання розчинених речовин рослинами

Надходження елементів мінерального живлення у корінь.
Мінеральні елементи поглинаються рослинним організмом одночасно з водою за допомогою кореневої системи (рис. 14.3).

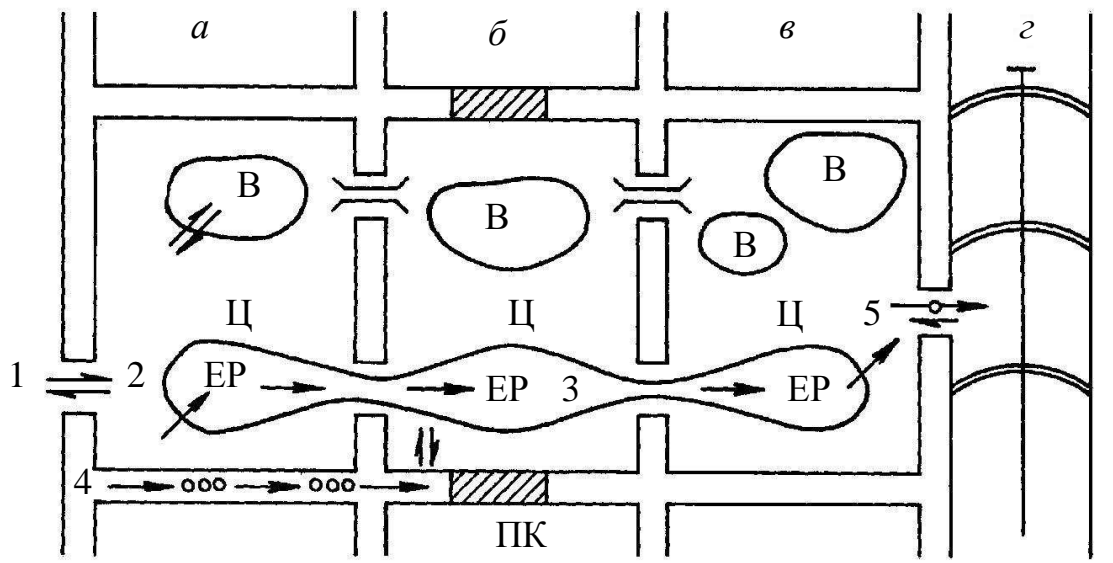


Рис. 14.3 – Ймовірна модель іонного транспортування в коренях рослин: 1 – загальне поглинання іонів; 2 – відтік іонів з кореня; 3 – симпластичне транспортування; 4 – апопластичне транспортування; 5 – транспортування за допомогою переносників.
В – вакуоль; ЕР – ендоплазматичний ретикулум, ПК – пояски Каспарі;
Ц – целюлозні волокна; а – екзодерма, б – ендодерма, в – ксилемна паренхіма, г – судини.

В невеликих кількостях вони можуть надходити і через листки, тому позакореневе підживлення рослин, особливо мікроелементами, стало поширеним сільськогосподарським заходом. Апопластний шлях в корені функціонує аналогічно такому ж як і у листку.

Протопласт рослинної клітини оточений досить міцною, щільною целюлозною оболонкою – клітинною стінкою. Саме вона і служить першим бар'єром на шляху транспортування поживних речовин, які поглинаються кореневою системою з ґрунту. Нативна клітинна оболонка складається з двох шарів: первинної та вторинної оболонок або стінок.

Первинна стінка складається з пухкого переплетення целюлозних волокон – мікрофібрил, які нещільно склеєні аморфним матриксом. Ця губчаста структура пронизана цілою серією досить об'ємних каналів, середній радіус яких (5–20 нм) в десятки разів перевищує радіус іонів мінеральних солей (0,4–0,6 нм). Отже, поживні солі вільно можуть переміщуватись по таких каналах.

Однак цьому вільному транспортуванню заважають такі обставини: матрикс, який склеює між собою фібрили первинної оболонки, в основному складений з пектинових речовин – полімерів уронових кислот. Вони мають карбоксильну групу $-COOH$, яка у водному розчині дисоціює на H^+ та COO^- , тобто карбоксильна група перетворюється на аніон COO^- , чим зумовлює в цілому від'ємний заряд первинної клітинної стінки. Тому вони притягують до себе (сорбують) позитивно заряджені катіони, зв'язуючи їх і, таким чином, створюють перепону для подальшого руху. Аніони ж, навпаки, відштовхуються завдяки від'ємному заряду первинної оболонки і тому важко проникають в такі канали.

По мірі росту двох сусідніх клітин з обох сторін поступово відбувається нашарування вторинної оболонки. Вона складається з таких самих мікрофібрил, але вони розміщуються більш впорядкованими прошарками, які щільно просочуються матриксом, а інколи і лігніном (лігнін – складна суміш поліфенолів, які не несуть електричних зарядів і тому не сорбують іони). Цим пояснюється відсутність каналів для іонів в щільній масі вторинної стінки.

Тому немає сумніву в тому, що первинна частина клітинної оболонки більш проникна для речовин і саме вона виступає основним шляхом транспортування по апопласту – міжклітинному вільному простору корневих та інших рослинних тканин.

Пасивне транспортування. Основні механізми руху іонів через клітинну оболонку – *дифузія* та в меншій мірі *масовий потік*. Рушійною силою дифузії виступає *градієнт концентрацій розчиненої речовини*. Масовий потік – це рух розчиненої речовини разом з розчинником. Рушійна сила масового току – *градієнт гідростатичного тиску*.

Дифузія солей крізь клітинну стінку відбувається завжди: адже протопласт на внутрішній стороні поверхні постійно поглинає іони і це постійно підтримує градієнт їхньої концентрації.

Масовий же потік (пряме просочування ґрунтового розчину крізь оболонку) відбувається завдяки транспірації. Пори клітинної стінки виявляють масовому потоку значну протидію, тому що вони в молодих коренях заповнені гелем, внаслідок чого вклад його в загальний фонд поглинених солей відіграє певну роль лише при інтенсивній транспірації.

Роль адсорбції в поглинанні мінеральних солей. Рослинні клітини характеризуються *катіонообмінною* та в меншій мірі *аніонообмінною* здатністю. Вони адсорбують на своїй поверхні позитивно або негативно

заряджені іони мінеральних солей, які здатні обмінним шляхом витіснятися другими іонами того самого знака заряду. Доведено, що обмінна адсорбція іонів на 90–95 % відбувається на клітинних стінках. Більша частина ґрунтових катіонів (Ca^{2+} , K^+ , NH_4^+ , Mg^{2+}) знаходиться не в вільному ґрунтовому розчині, а адсорбована на поверхні ґрунтових частинок (так званий ґрунтовий поглинальний комплекс). Саме тому, щоб поглинути такі іони, корінь повинен спочатку відірвати (десорбувати) їх з поверхні ґрунтових часток та зв'язати (сорбувати) на своїй власній поверхні. Як пояснював С.П. Костичев, рослина протиставляє ґрунтовому поглинаючому комплексу свій власний поглинальний комплекс. Багато для пояснення цих процесів зробив Д.А. Сабінін.

Однак, всю різноманітність транспортних процесів не можна звести до чергування актів адсорбції іонів. Адже існують дві складові частини загального процесу поглинання іонів: залежні від адсорбції та незалежні від неї. Іони погано проникають у живу клітину через водну оболонку. Вони транспортуються через біомембрани за допомогою молекул «переносників» і накопичуються всередині клітин. Цей активний перенос іонів у клітину пов'язаний з подоланням електрохімічного градієнта і тому вимагає витрати енергії, джерелом якої служить дихання. Активне поглинання поживних речовин залежить від факторів, які впливають на інтенсивність дихання.

Поглинання іонів виявляє властивості каталізуємої ферментами реакції, в якій відношення між концентрацією зовні мембрани і потоком через неї підкоряється рівнянню кінетики Михаеліса–Ментен. Тоді потік іонів $F_{кл}$ всередину клітини кореня може бути заданий у вигляді

$$F_{кл} = F_{\max} \frac{C_{la}}{K_m + C_{la}}, \quad (14.14)$$

де F_{\max} – максимальний потік у клітину;

C_{la} – концентрація розчиненої речовини біля поверхні коренів;

K_m – стала Михаеліса.

Звідси випливає, що швидкість поглинання V усіма коренями буде визначатися аналогічним співвідношенням

$$V = V_{\max} \frac{C_{la}}{K_m + C_{la}}, \quad (14.15)$$

де V_{\max} – максимальна швидкість поглинання всіма коренями.

Залежність між потоком через кореневу поверхню всередину F і величиною C_{la} (при досить низькій концентрації) для будь-якого короткого кореневого сегмента виражається приблизно таким рівнянням

$$F = \left(\frac{F_{\max}}{K_m + C_{la}} \right) C_{la} \cdot \quad (14.16)$$

При $K_m \gg C_{la}$ це рівняння зводиться до виразу

$$F \cong \left(\frac{F_{\max}}{K_m} \right) C_{la} \cdot \quad (14.17)$$

Потік іонів через кореневу поверхню, як видно з табл. 14.2, при концентрації розчину $1 \cdot 10^{-4}$ моль/л для Р і $4 \cdot 10^{-4}$ моль/л для К склав відповідно $0,8 \cdot 10^{-12}$ г·іон/(см²·с) і $1,5 \cdot 10^{-12}$ г·іон/(см²·с).

При більш високій концентрації розчину для N ($2,1 \cdot 10^{-3}$ моль/л) цей потік склав $7,1 \cdot 10^{-12}$ г·іон/(см²·с).

Таблиця 14.2 – Швидкість поглинання іонів коренями ячменю із поживного розчину (П. Най і П. Тінкер, 1980)

Концентрація розчину C_{la} , моль/л	Елемент	$F \cdot 10^{-12}$, г·іон/(см ² ·с)	$I \cdot 10^{-13}$, г·іон/(см·с)	$S \cdot 10^{-10}$, г·іон/(г·с)	$\alpha \cdot 10^{-5}$, см/с	Радіус кореня a_r , см
$4 \cdot 10^{-4}$	К	1,5	1,5	2,1	0,37	0,015
$1 \cdot 10^{-4}$	Р	0,8	0,78	1,1	0,82	0,015
$2,1 \cdot 10^{-3}$	N	7,1	11,9	6,1	0,3	0,025

Розчинені речовини абсорбуються поверхнею кореня зі швидкістю, обумовленою їхньою концентрацією у ґрунтовому розчині поблизу його C_{la} , поглинальною здатністю кореня α і розмірами кореня у вигляді його довжини або одиниці маси.

Залежність між поглинанням і концентрацією C_{la} можна представити у вигляді:

$$I = 2\pi\alpha a_r C_{la}; \quad (14.18)$$

$$S = \frac{2\alpha C_{la}}{a_r}, \quad (14.19)$$

де I – приплив, тобто швидкість поглинання, віднесена до одиниці довжини кореня;

S – одинична швидкість поглинання, віднесена до одиниці сирої маси кореня (див. табл. 14.2).

В останньому рівнянні передбачається, що щільність коренів доівнює одиниці і значення S практично характеризує поглинання одиницею

об'єму. Якщо ці параметри осереднені по всій кореневій системі, то осереднення позначається рискою зверху, наприклад \bar{S} . Добуток $\bar{\alpha}\bar{a}_r$ називається «коефіцієнтом потреби кореня».

Отже, поглинання є потоком через поверхню кореневого циліндра. Якщо корені мають кореневі волоски й іони надходять через поверхню останніх, то потік через поверхню власне кореня збільшується.

Швидкість поглинання поживних речовин цілою рослиною визначається співвідношенням

$$\frac{du}{dt} = \bar{I}L_r = \bar{F}A_r = \bar{S}m_r, \quad (14.20)$$

де du/dt – швидкість поглинання поживних речовин цілою рослиною, моль/с;

L_r – довжина кореня, см;

A_r – площа поверхні кореня, см²;

m_r – маса кореня, м.

Вплив температури ґрунту. За даними А.І. Коровіна, при збільшенні температури в зоні коренів кукурудзи до 30 °С швидкість поглинання поживних речовин зростає ($Q_{10} \approx 2$). При подальшому збільшенні температури величина Q_{10} зменшується. З підвищенням температури у зоні коренів інтенсивність поглинання елементів живлення у всіх випадках (рис. 14.4 а) зростає, але з різною швидкістю. Так, при температурі 1...5 °С інтенсивність поглинання азоту, фосфору, кальцію і сірки практично не змінюється. Виключення складає калій, поглинання якого зростає більш ніж у два рази. В інтервалі температур 5...10 °С незначно знижується поглинання фосфору і кальцію; поглинання сірки зростає в 7 разів, азоту – приблизно в 4 рази.

З фізіологічної точки зору для кукурудзи температура 10 °С має особливий інтерес. Справа в тому, що до температури 8 °С ріст кукурудзи розподілом практично відсутній. Він починається при температурі 8 °С й інтенсивно наростає при подальшому підвищенні температури. При 10 °С цей процес йде при зниженому надходженні фосфору і кальцію, в результаті чого знову утворюються клітини збіднені ними.

Інтенсивне поглинання фосфору і кальцію спостерігається при температурі близько 12 °С. Інтенсивне поглинання азоту відзначається при температурі 10...15 °С. В порівнянні з інтервалом 5...10 °С воно збільшується більш ніж у 2 рази. Поглинання сірки, навпаки, стає менш інтенсивним. При температурі 30 °С надходження всіх елементів, за винятком калію, сповільнюється. Отже, температура 20...25 °С в зоні коренів з погляду поглинання більшості елементів живлення є

оптимальною. Залежність засвоєння рослинами азоту, фосфору і калію від температури наведена на рис. 14.4 б.

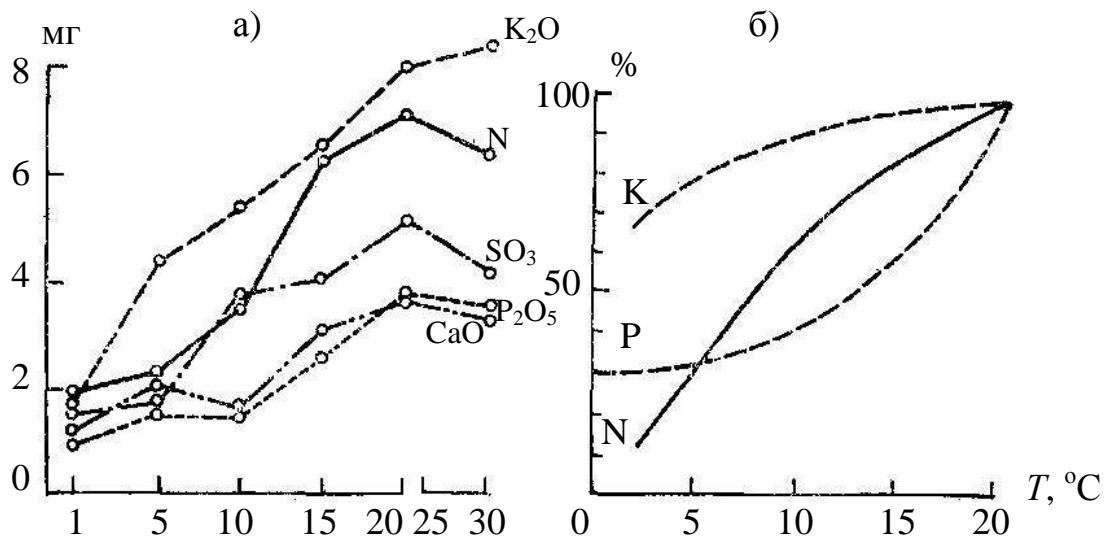


Рис. 14.4 – а) Поглинання (мг на одну рослину) елементів мінерального живлення рослинами кукурудзи на шосту добу дії різних температур в зоні коренів при природному освітленні (А.І. Коровін, 1972).

б) Залежність засвоєння рослинами (%) азоту N, фосфору P і калію K від температури T (М.С. Кулик, 1966).

Узагальнення даних вітчизняних та закордонних досліджень дозволяє зробити висновок, що температура живильного розчину $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ є межею, нижче якого поглинання поживних елементів більшістю рослин майже припиняється.

При температурі $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ і нижче затримується надходження поживних елементів у рослини. Найбільш сприятливі умови для поглинання поживних елементів створюються при температурі живильного розчину $18\text{ }^{\circ}\text{C}$ і вище.

Вплив вологості ґрунту. Вологість ґрунту впливає на абсорбцію розчинених речовин цілими рослинами. Докладніше пояснення цього впливу надзвичайно складно, тому що воно містить у собі як перенесення ґрунтових розчинених речовин, так і складні фізіологічні реакції рослин. Розглянемо вплив зниження вологості ґрунту на поглинання розчинених речовин окремим коренем.

У досліджах Данхема і Ная вивчався вплив водного потенціалу на поглинальну здатність кореня (табл. 14.3). У досліджах із хлоридом значення u_s помітно зменшується для помірно вологого ґрунту й істотно для сухого ґрунту, в якому потенціал вологи біля поверхні кореня знижується до $-25 \cdot 10^5$ Па. Відношення кінцевої до початкової концентрації

C_l/C_{li} біля кореневої поверхні до кінця досліду наближається до величини v_s/α ; причому це відношення значно нижче для сухого і помірно вологого ґрунту в порівнянні з вологим ґрунтом. У сильно зволоженому ґрунті відношення C_l/C_{li} зменшується через 2,5 дні до значень, менших 1,0, а через 6 днів зростає до 1,4, тому що водний потенціал ψ_s вологого ґрунту більше, ніж значення α . Значення α для сильно зволоженого ґрунту добре погоджується зі значенням, визначеним для живильного розчину. Для помірно вологого ґрунту значення α трохи нижче, а для сухого ґрунту значно нижче, ніж відповідні значення для поживних розчинів.

У сухому ґрунті слабка конвекція, мала поглинальна здатність кореня і загальмована дифузія хлориду сприяють зниженню поглинання.

Таблиця 14.3 – Вплив потенціалу ґрунтової вологи біля кореневої поверхні на поглинання, поглинальну здатність кореня і відносну концентрацію біля поверхні плоских коренів цибулі (Dunham R. Nye P., 1974)

Початкова об'ємна вологість ґрунту, θ	Тривалість досліду, дні	Середній потік вологи $v_s \cdot 10^{-6}$, $\text{см}^3 \cdot \text{см}^2/\text{с}$	C_l/C_{li} біля кореневої поверхні	$\alpha \cdot 10^{-5}$ см/с		Кінцеве значення потенціалу у вологи біля кореневої поверхні, $\psi_s \cdot 10^5$ Па	Поглинання, мкмоль	
				ґрунтовий дослід	зтрушуваний розчин		Виміряне	Прогнозуєме
Хлорид								
0,20	6,0	0,25	0,20	1,0	7,0	-25	0,84	0,51
0,27	6,0	0,63	0,20	2,0	7,0	-6,5	2,7	1,7
0,45	6,0	2,09	1,40	1,2	1,0	>-0,05	5,7	4,3
Фосфат								
0,14	4,5	0,12	1,0	0,4	>100	-3,3	0,004	0,003
0,18	4,5	0,32	0,06	10	>100	-0,15	0,015	0,020
0,36	4,5	0,70	0,06	20		-0,10	0,043	0,050
Калій								
0,14	4,5	0,12	0,004	(100)		-3,3	5,7	1,3
0,18	4,5	0,32	0,077	10		-0,15	3,7	1,4
0,36	4,5	0,70	0,036	50		-0,10	7,3	4,5

У дослідах з фосфатами в помірно і сильно зволжених ґрунтах відношення концентрацій C_l/C_{li} було низьким, що свідчить про наявність значного опору дифузії. У сухому ґрунті при потенціалі вологи $-3,3 \cdot 10^5$ Па, поглинальна здатність кореня помітно знижена.

У дослідах з калієм при всіх рівнях вологості спостерігався значний опір дифузії, а поглинальна здатність кореня залишалася високою у сухому ґрунті.

14.4. Транспорт мінеральних речовин у рослині

Іони, які поглинаються, починають свій шлях у «удаваному вільному просторі» кореня. Там вони надходять у цитоплазму паренхімних клітин і через неї проходять у клітинний сік. Транспорт іонів від клітини до клітини здійснюється завдяки прямому контакту цитоплазми через плазмодесми. Вакуолі служать тільки місцями нагромадження і не грають ніякої ролі в ближніх переміщеннях солей. Живильні солі, які просочились у вакуолі або активно виділені в них, залишаються там доти, поки знову не відбудеться їхній активний перенос у цитоплазму. Ближній транспорт відбувається, таким чином, в обхід вакуолі через симпласт кореня, тобто по безупинному ланцюжку живих протопластів. Симпластичний шлях веде через ендодерму в центральний циліндр. Там паренхімні клітини стикаються з провідними елементами. Клітини флоєми одержують іони через симпластичний контакт. У заповнені водою судини і трахеїди іони проникають пасивно, по градієнту концентрації; крім того, відбувається й активне їхнє виділення у воду, яка знаходиться в судинах.

По шляхах ксилеми живильні солі рухаються нагору з транспіраційним струмом і розподіляються по всій рослині. На кінцевих пунктах судинної мережі вони дифундують через клітинні стінки на поверхню протопластів у паренхімі провідних пучків, у які вони активно виділяються. Ближній транспорт відбувається знову симпластичним шляхом, і знову частина поживних солей відкладається у вакуолях. У ланцюжку транспорту поживних речовин лімітуючим фактором служить переміщення іонів через симпласт у корені; у більшості випадків транспіраційний струм міг би переносити значно більші кількості поживних солей.

Схема транспортування елементів мінерального живлення по рослинному організму представлена на рис. 14.5.

Після надходження елементів мінерального живлення до ксилеми центрального циліндра кореня розпочинається рух їх всередині рослини з транспіраційним потоком.

Вода та неорганічні іони, які були поглинуті коренем, пересуваються по ксилемі вгору з транспіраційним потоком. Деяка частина їх пересувається латерально в тканини кореня і стебла, а вся інша транспортується до ростучих частин і зрілого листя. В листках значна кількість води і неорганічних іонів пересувається у флоему і виноситься з них разом з сахарозою у потоці асимілятів.

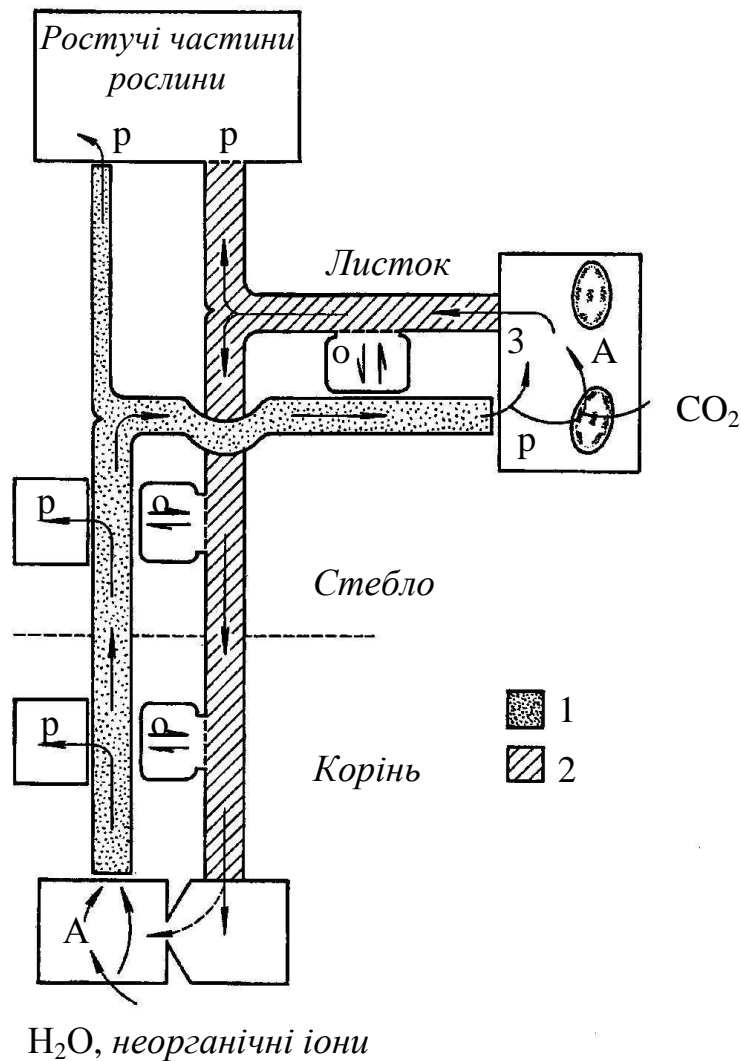


Рис. 14.5 – Схема циркуляції води, неорганічних іонів та асимілятів у рослині (М.М. Мусієнко, 2001).

Літерою А позначені місця, які спеціалізуються на поглинанні та асиміляції вихідних матеріалів із зовнішнього середовища. Літери З і Р показують відповідно місця завантаження та розвантаження; О – основні точки, в яких відбувається обмін між ксилемою та флоемою: 1 – ксилема, 2 – флоема

Ростучі частини, які мають відносно малі можливості поглинання води за допомогою транспірації, отримують основну частину поживних елементів та води через флоему. І вода, і розчинні речовини, які потрапляють у корені по флоемі, можуть переноситись до ксилеми.

Аналіз ксилемного соку свідчить про те, що значна частка азоту транспортується у вигляді амінокислот та інших органічних сполук і лише незначна частина у вигляді нітратів або іонів аміаку. В незначних кількостях транспортуються також органічні сполуки сірки та фосфору.

Тому, як видно, немає такого чіткого розподілу, що по флоемі рухаються лише органічні солі, а по ксилемі – мінеральні.

Мінеральні елементи транспортуються головним чином до зон активного росту, меристем, плодів, що розвиваються, до квітів, різноманітних запасних органів. Розвантаження ксилеми відбувається на кінчиках найтонших жилок шляхом дифузії, активного поглинання або через спеціалізовані передаточні клітини, які є видозміною клітин-супутників. Особливістю таких клітин є те, що їхні потовщені клітинні стінки мають чисельні внутрішні виступи, що в десятки разів збільшують площу плазмалеми, яка вистилає таку стінку. Такі клітини здатні передавати речовини найближчим клітинам через складно побудовану надто розвинену систему плазмодесм.

Для багатьох елементів характерне явище *рециркуляції* їх та *ремобілізація*. Так, фосфор досить швидко і безперервно мігрує по ксилемі і флоемі, сірка включається в метаболізм у процесі першої циркуляції, кальцій залишається там, куди його було доставлено. При старінні листя, в процесі розвитку квітів, плодів, насіння активно відбувається повторна мобілізація особливо таких елементів, як фосфор, сірка, азот та калій.

Дж. Торнлі запропонована концепція кількісного опису транспорту мінеральних речовин у рослині. При цьому виходять із уявлення, що суха фітомаса у рослині існує в двох видах – у вигляді фонду вільних вуглеводів N, P, K і в вигляді структурної фітомаси, яка складається із зв'язаних вуглеводів і більш складних біохімічних сполучень. Причому фонд азоту складається переважно з вільних нітратів, фонд фосфору – з мобільного P, а фонд калію – із іона K^+ .

Кількісно рівень фонду в рослині можна характеризувати його концентрацією, причому концентрація фонду j -ої речовини в k -му органі рослини $x_k^{(j)}$ визначається співвідношенням

$$x_k^{(j)} = \frac{m_k^{(j)}}{m_{sk}}, \quad (14.21)$$

де $m_k^{(j)}$ – маса j -го фонду в k -му органі, г;

m_{sk} – структурна маса k -го органа, г.

Індекс j означає вуглеводи, азот, фосфор калій. Одиниці виміру $x_k^{(j)}$ – грам фондової маси (грам структурної маси)⁻¹.

В процесі росту фондова речовина переміщається з одного органа в інший. Швидкість транспортного току фондової маси описується формулою

$$I_{kl}^{(j)} = \frac{x_k^{(j)} - x_l^{(j)}}{r_{kl}^{(j)}} \beta_{kl}, \quad (14.22)$$

де $I_{kl}^{(j)}$ – швидкість транспортного току речовини j -го фонду з k -го органа в l -й орган, виражена в г фондової маси/с;

$r_{kl}^{(j)}$ – транспортний опір j -го фонду;

β_{kl} – фактор, який враховує зміну $r_{kl}^{(j)}$ зі збільшенням розмірів рослин.

Одиниці вимірювання $r_{kl}^{(j)}$ залежать від вибору β_{kl} , причому $\beta_{kl}^{(j)} / r_{kl}^{(j)}$ – виражається в грамах структурної маси/с.

Транспортні опори фондових матеріалів $r_{kl}^{(j)}$ є важливими фізіологічними характеристиками переміщення речовин всередині рослини, однак у даний час вони ще мало вивчені.

Важливу роль у переміщенні солей грає і флоема. Через численні місця зіткнення, особливо в корінні й у стеблових вузлах, обидва шляхи далекого транспорту об'єднані один з одним. Разом із течією асимілятів до місць більшої потреби направляються і мінеральні речовини. Транспорт по ситовидних трубках забезпечує насамперед переміщення уже засвоєних мінеральних речовин всередині рослини.

Різні біоелементи переміщуються неоднаково легко: ті елементи, які переводяться в органічну форму (наприклад, N, P і S) добре транспортуються, так само як і лужні іони ($K^+ > Mg^{2+} > Ca^{2+} \approx Mn^{2+}$) і Cl^- . Погано переміщуються важкі метали і лужноземельні іони, особливо кальцій, саме тому він усе більше накопичується в листках (наприкінці шляху ксилемного транспорту).

14.5. Засвоєння мінеральних речовин у рослині

У рослині при утворенні структурної фітомаси необхідні початкові речовини – вода, вуглеводи, N, P і K – використовуються у співвідношеннях, обумовлених хімічним складом структурної маси. Як перше наближення приймається, що ці співвідношення мало міняються з часом і від виду до виду і є, таким чином, універсальними характеристиками рослинної маси. При утворенні структурної маси, наприклад, азот і вуглець використовуються у співвідношенні 1 г азоту на 8,25 г вуглеводів. Фонди води, вуглеводів, N, P і K, які є початковими речовинами для створення фітомаси, одночасно виконують регуляторні функції при ростових процесах. Недостача одного з фондів у якому-небудь органі рослини порушує нормальний хід росту і викликає розбалансування

фондів у рослині. У польових умовах з елементів N, P і K найбільш часто бракує азоту.

У випадку азоту поповнення фонду в листках відбувається транспортним струмом з коренів $I_{RL}^{(N)}$, а витрата – включенням азоту в структурну масу листя у процесі їхнього росту, тобто $G_{2L}^{(N)} = \gamma_N dm_{sL} / d\tau$,

де γ_N – кількість фондового азоту, що включається в створення 1 г структурної маси.

Величина γ_N виражається в грамах азоту \times (грам структурної маси) $^{-1}$. Тоді рівняння балансу концентрації фондового азоту в листках можна записати в наступному вигляді

$$m_{sL} dx_L^{(N)} = I_{RL}^{(N)} - \gamma_N dm_{sL} / d\tau, \quad (14.23)$$

Аналогічні рівняння записуються для фондів фосфору і калію.

Поповнення фонду азоту відбувається за рахунок його поглинання з ґрунту відповідно до формули (14.19). Витрата фонду азоту відбувається за рахунок транспорту азоту в інші органи і за рахунок росту самих коренів. Рівняння балансу азоту в коренях рослини має вигляд

$$m_{sR} dx_R^{(N)} / d\tau = \bar{S} m_{sR} - \sum_k I_{Rk}^{(N)} - \gamma_N dm_{sR} / d\tau, \quad (14.24)$$

де індекс k означає підсумовування по всіх органах, крім коренів.

У рослинах, що розвиваються, поглинання мінеральних речовин і включення їх до складу органів випереджають приріст маси (рис. 14.6). Тому найважливіші елементи мінерального живлення повинні бути в наявності заздалегідь; таким чином, стає зрозумілим, що недостача мінеральних елементів із самого початку обмежує синтез органічних речовин. У дерев листки, що розпускаються, завчасно накопичують N, P, K та інші елементи. Надалі кількість органічної речовини збільшується швидше, ніж кількість мінеральних речовин, так що співвідношення змінюється на користь органічної речовини.

Поглинання мінеральних речовин на рис. 14.6 надано в процентах від загального поглинання за період вегетації, приріст сухої речовини – в процентах від кінцевої величини. Елементи азот і калій особливо інтенсивно поглинаються молодими рослинами, які швидко ростуть; поглинання кальцію слідує в основному за ходом утворення сухої речовини

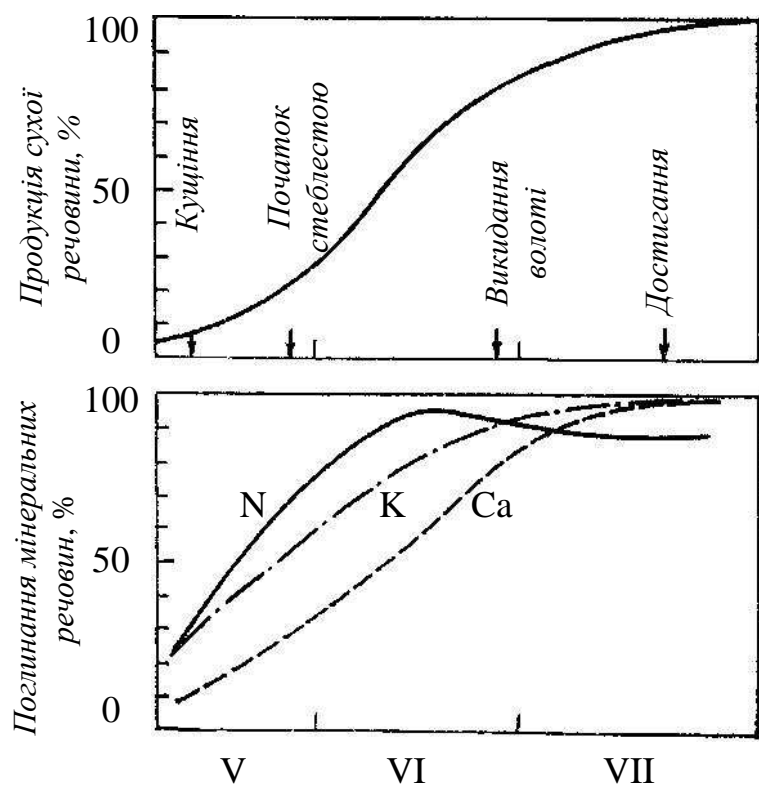


Рис. 14.6 – Поглинання мінеральних речовин і нагромадження сухої речовини рослинами вівса в період росту і досягання. (Scharter і Mengel. 1968).

Розділ 15

АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ УМОВИ І ФОТОСИНТЕТИЧНА ПРОДУКТИВНІСТЬ ПОСІВІВ СІЬСЬКОГОСПОДАРСЬКИХ КУЛЬТУР

15.1. Загальна характеристика продукційного процесу

Продукційний процес рослин (ППР) – це сукупність окремих взаємозалежних процесів, з яких фундаментальними є фотосинтез, дихання і ріст, у ході яких відбувається формування урожаю (рис. 15.1). ППР залежить від умов зовнішнього середовища і сам перетворює середовище, в основному через архітектоніку, газообмін і транспірацію фітоценозу.

Рослини, поглинаючи листками з атмосфери CO_2 і кореневою системою воду з ґрунту, створюють в процесі *фотосинтезу* під впливом енергії сонячної радіації органічну речовину у вигляді асимілятів. Одночасно відбувається транспірація, яка відповідальна за постачання рослин водою й елементам мінерального живлення і за регуляцію теплового режиму рослин. В залежності від інтенсивності ФАР, водного і температурного режиму, швидкості вітру, концентрації CO_2 у повітрі, родючості ґрунту і видових особливостей рослин процес фотосинтезу може йти з більшою або меншою швидкістю.

Другий фундаментальний процес – *дихання* – забезпечує постачання енергією різних біохімічних процесів синтезу, пов'язаних з ростом, побудовою нових структурних елементів рослин і з транспортом речовин, а також підтримку живих структур органів рослин. При цьому витрачається органічна речовина, накопичена в органах рослин.

Третій фундаментальний процес – *ріст*. Фотосинтез і ріст розглядаються як сполучені процеси. Енергетичне забезпечення ростової функції з боку фотосинтезу є неодмінною умовою росту. Система донорно-акцепторних відносин є основним проявом інтеграції фотосинтезу і росту на рівні цілого організму. Між донором і акцептором формуються тимчасові проміжні фонди асимілятів. Фонди можуть знаходитися в кожному органі але більш мобільні з них, імовірно, знаходяться в листках і стеблах. Асиміляти, які запасені на більш тривалий період, здебільшого накопичуються в коренях. В умовах екологічного стресу, коли пригнічується фотосинтез, величина фондів стає істотним фактором формування урожаю.

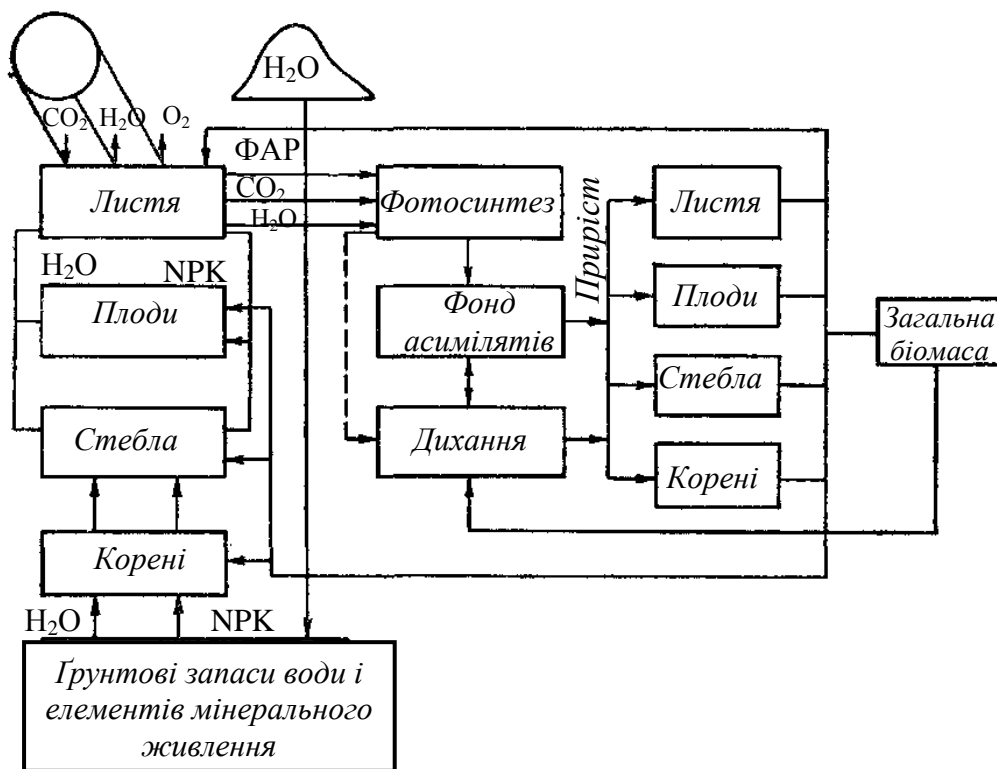


Рис. 15.1 – Блок-схема продукційного процесу (Х. Тоомінг, 1984)

Фонди забезпечують часткову автономність функції фотосинтезу і росту. Можливий обмежений ріст без фотосинтезу за умови, що енергетичне постачання відбувається за рахунок запасних субстратів попереднього фотосинтезу. Таким шляхом ростуть паростки, погони і листки з бруньок дерев, так відбувається і ріст у нічні години. Налив зерна у зернових культур і формування бульб у картоплі здійснюється також не тільки за рахунок «свіжих» асимілятів, що утворюються в листках, але і шляхом використання фондів асимілятів. Сучасні експериментальні і теоретичні дослідження і Дж.Х.М. Торнлі (1982) і Х. Молдау (1985) та ін. дозволили розширити наші знання про добову й онтогенетичну динаміку фондів.

Ріст – це складова частина продукційного процесу, який супроводжується збільшенням маси і розмірів органів, органел і живого організму в цілому.

Найбільш елементарний показник росту фітомаси – це *приріст*, тобто різниця між сухою фітомасою за визначений проміжок часу $\Delta M = M_2 - M_1$. Приріст сухої фітомаси не є вичерпною характеристикою при оцінці росту органів рослин, тому що не враховує хімічний склад фітомаси.

Приріст сухої маси відбувається за якийсь часовий інтервал Δt , тому вживається поняття *абсолютної швидкості росту*:

$$\frac{\Delta M}{\Delta t} = \frac{M_2 - M_1}{t_2 - t_1} \quad (15.1)$$

і *відносного приросту*:

$$R_r = \frac{M_2 - M_1}{\bar{M}(t_2 - t_1)}, \quad (15.2)$$

де \bar{M} – середня суха маса рослини за період $t_2 - t_1$.

За даними Р.М. Олійника (1983) максимальні прирости загальної біомаси кукурудзи на зрошуваному полі досягають 430–460 кг/га за добу, на богарі – 130–208 кг/га за добу. Максимальні величини відносного приросту досягають 0,38 – 0,50 відн. од.

Дані, що наводяться на рис. 15.2, надають уявлення про вегетаційний хід відносних приростів біомаси озимої пшениці.

Динаміка площі листя характеризує роботу фотосинтетичного апарата протягом вегетаційного періоду. Посівами, що мають оптимальну структуру і гарний хід її розвитку і формування, вважаються такі, в яких площа листя швидко виростає до розмірів приблизно в 40 тис м²/га, потім довго, в залежності від тривалості вегетаційного періоду тієї чи іншої рослини, зберігається в активному стані на цьому рівні і, нарешті, значно зменшується або зовсім відмирає, віддаючи пластичні речовини на формування репродуктивних органів або тих, що запасують.

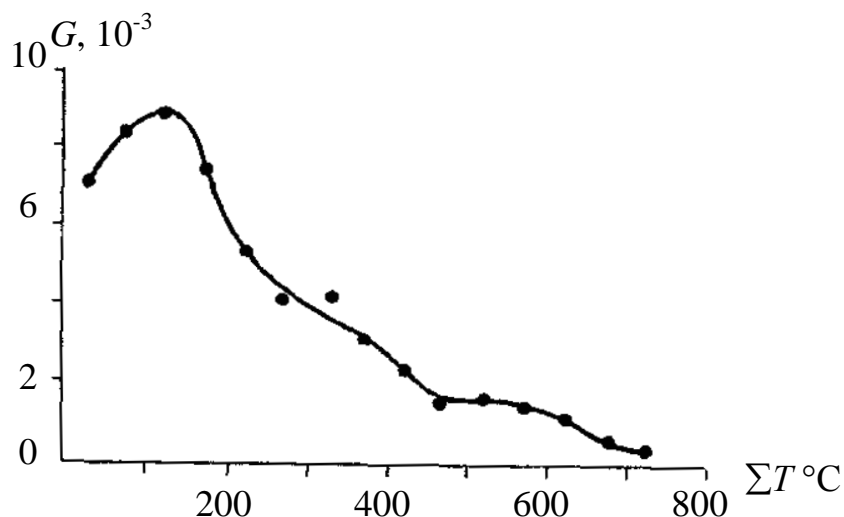


Рис. 15.2 – Динаміка відносної швидкості росту G (1/град.) рослин озимої пшениці Одеська 51 (В.С. Антоненко, 2002).

На рис. 15.3 схематично зображені оптимальні ходи росту площі листя для рослин з різною тривалістю вегетаційного періоду (криві 1а–2в). Криві Іа–Ів означають кількість сонячної радіації (в процентах від падаючої), що можуть поглинати посіви 1а–2в відповідно до ходів росту в них площі листків. Як видно, у середньому за весь період вегетації такі посіви можуть поглинати до 50–60 % падаючої на них фотосинтетично активної радіації. Для кожного графіка ходу росту площі листків (1а–2в) дається відповідний йому показник фотосинтетичного потенціалу посівів. Зміст цього показника полягає в наступному: робочою фотосинтетичною одиницею в посівах може вважатися 1 м² площі листків. За винятком витрат на дихання 1 м² в результаті фотосинтезу утворить за добу в середньому 4–7 г загальної сухої біомаси (однак ці показники можуть бути і значно більш високими). Інакше кажучи, одиницею міри фотосинтетичної роботи в посіві може вважатися робота 1 м² листків за добу.

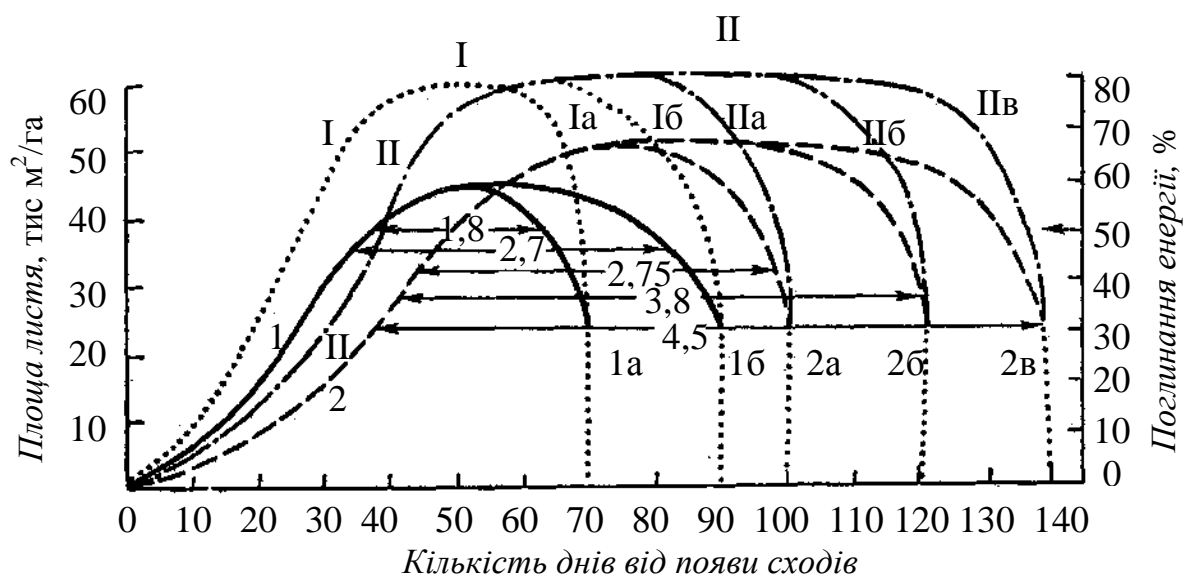


Рис. 15.3 – Оптимальні графіки росту площі листя у посівах рослин з різною тривалістю вегетаційного періоду (А.А. Ничипорович, 1963).

1а, 1б – з відносно коротким періодом вегетації; 2а, 2б, 2в – з довгим періодом. Іа, б; Іа, б, в – відповідні криві процентної кількості поглиненої посівами енергії сонячної радіації по мірі росту в них площі листя.

Для характеристики тривалості фотосинтетичної роботи посіву протягом усього вегетаційного періоду або частини його запропоновано показник – *фотосинтетичний потенціал*, який виражається в (м²·день)/га.

$$\Phi_n = \int_{t_1}^{t_2} L_0(t) dt, \quad (5.3)$$

Відповідно до визначення Φ_n , він визначається як сума показників площі листя на гектар посіву за кожний день вегетаційного періоду або окремі його відрізки. Підсумовуючи показники площі листя на гектар посіву за кожний день вегетаційного періоду, визначається кількість одиниць можливої фотосинтетичної роботи посіву за весь вегетаційний період або за яку-небудь його частину.

Асиміляційна поверхня пшениці визначається не тільки листковими пластинками, але й іншими асимілюючими хлорофілоносними органами (соломина з листковими піхвами і колосся). В.А. Кумаковим був запропонований метод оцінки внеску всіх асимілюючих органів у фотосинтетичній діяльності рослин пшениці. Він заснований на аналізі структури їхнього фотосинтетичного потенціалу (ФП), тобто сумарної асиміляційної поверхні за окремі періоди і за весь вегетаційний період. Підставою для застосування цього методу служить той факт, що з усіх фотосинтетичних показників урожай рослини тісніше всього корелює з потужністю асиміляційного апарата, тобто з величиною фотосинтетичного потенціалу.

Якщо результати визначення ФП окремих органів зобразити графічно (рис. 15.4), то можна ясно представити склад працюючого асиміляційного апарата за будь-який відрізок часу.

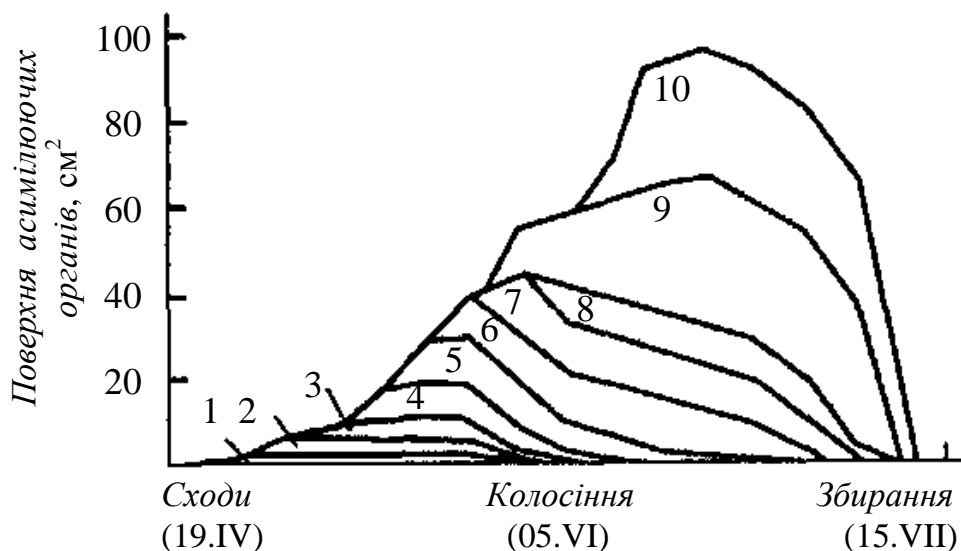


Рис. 15.4 – Структура ФП ярої пшениці сорту Альбідум 43 (Є.І. Кошкін, Г.Г. Гатауліна та ін., 2005).
1 – 8 листя, 9 – соломина, 10 – колос.

У табл. 15.1 показана частка визначених листків у загальному ФП усіх листків за вегетацію сорту ярової пшениці Саратовська 29. Якщо відкинути дев'ятий листок, що з'являється дуже рідко, то майже 60 % усього ФП листків за вегетацію приходиться на три верхніх листка, а за період після колосіння 2/3 усієї роботи листків виконують два верхніх листки.

Таблиця 15.1– Внесок окремих органів ярої пшениці Саратовська 29 у фотосинтетичний потенціал головного пагона в різні періоди вегетації (Є.І. Кошкін, Г.Г. Гатауліна, 2005).

Асимілюючий орган	ФП окремих органів (см ² ·д) в період					
	сходи – кущіння	кущіння – вихід у трубку	вихід у трубку – колосіння	колосіння – початок молочної стиглості	початок молочної стиглості – збирання	всього за вегетаційний період
Листок:						
1-й	48	37	11	–	–	96
2-й	42	37	21	–	–	100
3-й	17	66	69	–	–	152
4-й	6	74	116	3	–	199
5-й	–	43	204	51	6	304
6-й	–	8	205	113	25	351
7-й	–	–	177	138	115	430
8-й	–	–	99	111	121	331
9-й	–	–	7	10	10	27
Усі листки	113	265	909	426	277	1990
Соломина	–	–	301	342	770	1413
Колос	–	–	–	361	669	1030
Рослина в цілому	113	265	1210	1129	1716	4433

При оцінці ролі різних органів, з урахуванням соломини і колосся, встановлено, що в цілому за вегетацію на долю листкових пластинок приходиться менше половини усього ФП головного пагона, а за період від колосіння до збирання частка листків лише незначно перевищує 1/4 ФП пагонів.

При аналізі приросту біомаси використовується і величина $E_{n.\phi}$, яка дорівнює

$$E_{n.\phi} = \frac{1}{L_0} \frac{\Delta M}{\Delta t}, \quad (15.4)$$

де \bar{L}_0 – середня сумарна площа листя рослини за період Δt .

Величина $E_{n.ф}$ названа А.А. Ничипоровичем *чистою продуктивністю фотосинтезу посівів*. Вона широко використовується для характеристики фотосинтетичної активності листкової поверхні.

Вивченню чистої продуктивності фотосинтезу (ЧПФ) як важливої складової урожаю пшениці приділяється велика увага. У цього показника три основні переваги:

– він визначається за тривалі проміжки часу, протягом яких коливання, пов'язані з ростовим станом листя, ярусною мінливістю, короткочасними змінами погодних умов та інших причин, згладжуються й елемент випадковості зводиться до мінімуму;

– у вивченні втягується велика кількість рослин, що дозволяє одержувати статистично достовірні дані;

– визначення ЧПФ не вимагають газометричних приладів, як при вимірюванні інтенсивності фотосинтезу, і більш доступні в польових умовах. ЧПФ характеризує власне не фотосинтез у чистому вигляді, а добову різницю між фотосинтезом і диханням цілої рослини (не листка), віднесена до одиниці листкової поверхні.

Розрахунок ЧПФ широко використовують у дослідженнях, тому що він дає узагальнене і добре порівнюване по варіантах, фазах розвитку, роках і т.д. уявлення про питому продуктивність асиміляційного апарату (рис. 15.5).

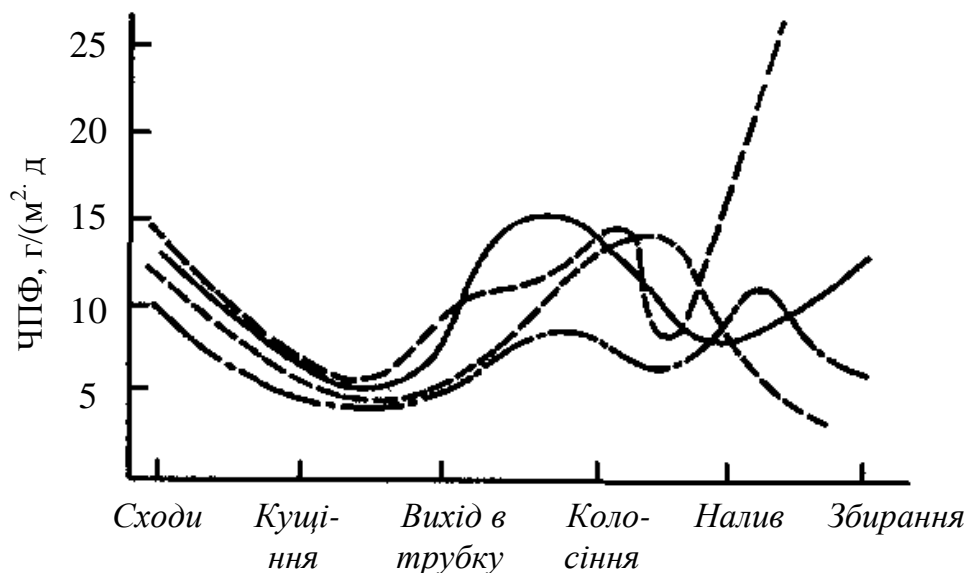


Рис. 15.5 – Динаміка ЧПФ фаз розвитку ярої пшениці Саратовська 29 за чотири різних роки дослідження (Є.І. Кошкін, Г.Г. Гатауліна та ін., 2005).

З поліпшенням умов живлення і водопостачання пшениці підвищуються інтенсивність фотосинтезу і продуктивність рослин, що супроводжується збільшенням показників ЧПФ.

В період вегетативного росту і при оптимальних умовах збільшення структурної маси відбувається пропорційно самій масі (стадія експонентного росту). Ріст окремих органів рослини в оптимальних умовах протягом всього онтогенезу має характерні для даного виду закономірності, задані генетичним кодом рослини. При недостатці якої-небудь фондової речовини ріст обмежений і пропорційний концентрації фондової речовини. При повних фондах лімітування росту фондами відсутнє.

Крім фондів вуглеводів і N, P, K, істотний вплив на ріст мають температура і водний режим рослин. Ріст відбувається у визначеному температурному інтервалі, а всередині цього інтервалу при оптимальній температурі ріст досягає максимальної швидкості. При великих значеннях водного потенціалу ψ_k k -го органа вода не лімітує його ріст, однак при погіршенні водного режиму рослин (ψ_k зменшується) ріст буде загальмований і припиниться, якщо ψ_k досягне деякого критичного значення ψ_{kcr} . З огляду на все вищевикладене, ріст структурної маси k -го органа рослини m_{sk} можна описати наступним емпіричним рівнянням (З. Бихеле, Х. Молдау, Ю. Росс, 1980)

$$\frac{dm_{sk}}{d\tau} = \frac{g_k(\tau) * f_T(T_k) f_W(\psi_k) m_{sk}}{1 + \frac{1}{\alpha_C x_k^{(C)}} + \frac{1}{\alpha_N x_k^{(N)}} + \frac{1}{\alpha_P x_k^{(P)}} + \frac{1}{\alpha_K x_k^{(K)}}}, \quad (15.5)$$

де $f_T(T_k)$ – температурна функція росту, причому $f_T = 0$ на крайніх точках температурного інтервалу росту і $f_T = 1$ при оптимальній температурі росту; функція $f_W(\psi_k)$ є спадною і враховує вплив водного режиму рослини на його ріст, причому $0 \leq f_W \leq 1$;

функція $g_k(\tau)$ визначає максимальну швидкість росту при відсутності лімітуючих факторів, і її хід визначається генетичним кодом;

функції f_T і f_W – безрозмірні;

функція g_k виражена в 1/с;

$\frac{1}{\alpha_j x_k^{(j)}}$ – члени, які характеризують залежність росту структурної маси від

концентрації фондів вуглеводів і N, P, K;

α_j – емпіричні постійні, виражені в грамах структурної маси × (грам фондової маси)⁻¹.

15.2. Ефективність використання сонячної радіації фітоценозами

Коефіцієнт ефективності фотосинтезу. Оскільки продуктивність поряд з фотосинтезом визначається також і дихальною компонентою, встає питання про взаємозв'язок сумарного газообміну з нагромадженням біомаси у рослин. Ступінь використання засвоєної CO_2 на побудову біомаси рослин характеризується *коефіцієнтом ефективності фотосинтезу* ($K_{\text{еф}}$). Він показує, яку кількість сухої біомаси рослина утворить протягом доби при засвоєнні одиниці (1 г, 1 кг) CO_2 . Теоретично можливий $K_{\text{еф}}$ дорівнює 0,68. За сприятливих умов значення $K_{\text{еф}}$ може наближатися до 0,5, а за несприятливих – знижуватися до нуля або навіть бути негативним. Найчастіше величини $K_{\text{еф}}$ коливаються, значно змінюючись в онтогенезі. Так, у ярової пшениці $K_{\text{еф}}$ був максимальним у фазі кушіння – 0,42, а у фазі молочної стиглості він знизився до 0,08. Отже, ефективність фотосинтезу від колосіння до початку молочної стиглості знизилася більш ніж у 5 разів. У озимій пшениці $K_{\text{еф}}$ в середньому за вегетацію склав 0,4–0,42.

Мінливість $K_{\text{еф}}$ у ході вегетації може залежати також від неповного врахування біомаси в результаті втрат речовин, виділених рослинами через корені в процесі екзоосмосу, від утворення гелеподібних коренеобволікаючих чохла і від летучих газоподібних виділень. За розрахунками С.А. Самцевича, рослини озимій пшениці і кукурудзи за рахунок утворення гелеподібних речовин коренеобволікаючих чохла можуть виділити у ґрунт 70–125 ц/га сухої речовини. Величина втрат визначається довжиною вегетаційного періоду й умовами вирощування.

Все це призводить до значних коливань ЧПФ і визначає невідповідність між інтенсивністю фотосинтезу, його добовою продуктивністю і біологічним урожаєм, а також між останніми і ЧПФ.

Коефіцієнт корисної дії фітоценозів. Ефективність використання сонячної радіації фітоценозами характеризується *коефіцієнтом корисної дії* (ККД), що визначається відношенням кількості енергії, запасеної в продуктах фотосинтезу або утвореної у фітомасі урожаю, до кількості поглиненої радіації

$$\eta = \frac{qY \cdot 100 \%}{\sum Q_{\phi}} \quad (15.6)$$

де q – калорійність рослини, кДж/г;

Y – біологічний урожай загальної сухої фітомаси, г/см²;

$\sum Q_{\phi}$ – сума ФАР за вегетаційний період, МДж/м².

Якщо вивчається динаміка ККД, то під величиною Y варто мати на увазі приріст сухої фітомаси за розглянутий період, а під $\sum Q_{\phi}$ – суму ФАР за цей же період.

Середня калорійність сухої біомаси у різних видів рослин варіює в межах 16,7–20,5 кДж/г. Калорійність міняється в онтогенезі і для різних органів рослини вона різна. Калорійність листків кукурудзи знижується від 17,6 кДж/г на початку вегетаційного періоду до 10,5 кДж/г наприкінці.

В екстремальних умовах росту рослин калорійність вище, ніж за сприятливих умов, це пояснюється адаптацією рослин до умов навколишнього середовища.

ККД фітоценозу можна виразити як щодо падаючої, так і щодо поглиненої фітоценозом радіації. Вони пов'язані співвідношенням

$$\eta_n = a_n \eta_a , \quad (15.7)$$

де η_n – ККД, визначений щодо падаючої радіації;

η_a – ККД щодо поглиненої радіації;

a_n – функція поглинання радіації фітоценозом.

ККД поглиненої фітоценозом радіації характеризує, насамперед, фотосинтетичну активність і економічність дихання самих рослин. ККД щодо падаючої на рослинний покрив ФАР характеризує ефективність використання рослинами поверхні землі. У посівах сільськогосподарських культур ККД щодо падаючої ФАР характеризує ефективність агротехніки і якість експлуатації землі. Наприклад, якщо експеримент показує, що ККД відносно поглиненої ФАР високий, а відносно падаючої ФАР низький, то це означає, що рослини інтенсивно й ефективно фотосинтезують. Але їх мало на одиницю площі землі, тому значна частина падаючої ФАР на поверхню ґрунту некорисна для рослин. Отже, або норма сівби була низькою, або фактори середовища перешкождали збільшенню відносної площі листя рослинного покриву.

ККД посівів залежить від строків і густоти посіву, від кількості внесених мінеральних добрив, погодних умов і т.п. Спостерігається дуже велика зміна ККД окремих сільськогосподарських культур протягом вегетаційного періоду. Наприклад, ККД посіву кукурудзи відносно падаючої ФАР протягом вегетаційного періоду може змінюватися від 0,4 до 9,5 %. В особливо сприятливі для фотосинтезу періоди у поливних рослин кукурудзи ККД, розрахований для поглиненої ФАР, досягає 12,5 %.

ККД прихідної ФАР на формування урожаїв ярої й озимої пшениці в різних зонах країни в середньому за період вегетації варіює від 0,3 до 4 % (табл. 15.2).

В дуже засушливі роки ККД ФАР падає до 0,3 %. При достатній вологозабезпеченості на фоні різного мінерального живлення він складає 1–3 %, а при сполученні зрошення з мінеральним живленням – 3–4 %. З ростом ККД ФАР, як правило, збільшуються біологічні і господарські урожаї. Однак при високих урожаях біомаси $K_{зосп}$ трохи знижується. При цьому спостерігається зворотна залежність між величинами ККД ФАР і $K_{зосп}$.

У високопродуктивних сортів інтенсивного типу селекції академіка П.П. Лук'яненко, які мають високий вихід зерна (0,4–0,53) і зберігають його при зростаючих дозах добрив і водозабезпеченості, максимальні урожаї зерна в 70–80 ц/га і навіть більше 90 ц/га спостерігаються звичайно при біологічних урожаях 160–180 ц/га, тобто при ККД ФАР 3–4 %. Такі сорти мають великий потенціал урожайності і при подальшому збільшенні ККД ФАР і загальної біомаси можуть дати значну прибавку.

Таблиця 15.2 – Використання сонячної енергії (ФАР) посівами пшениці та її продуктивність (Є.І. Кошкін та ін., 2005).

ККД ФАР	$U_{\text{біолог}}$, ц/га	$U_{\text{госп}}$, ц/га	$K_{\text{госп}}$
Яра пшениця			
0,30	17,6	4,0	0,24
1,50	89,8	35,7	0,43
3,30	132,0	39,9	0,30
4,07	186,0	57,4	0,31
Озима пшениця			
0,90	58,8	18,5	0,31
1,50	98,5	32,4	0,39
2,83	141,0	49,3	0,35
3,43–3,67	215,0–230,0	67,3–69,4	0,25–0,28

Теоретично можна одержувати урожаї з ККД прихідної ФАР 7–8 % і навіть 10 % (при оптимальному постачанні водою й елементами мінерального живлення). Це значить, що в районах, де прихід ФАР за період вегетації складає 2–3 млрд. ккал/га, урожай зерна пшениці може досягати 150 ц/га. Про реальність таких урожаїв свідчать приклади створення у вітчизняній і світовій селекції низькорослих (короткостеблових) сортів пшениці інтенсивного типу, які дають 100 ц/га і вище. Що стосується теоретично можливих ККД ФАР, то вони складають 28–29 % по газообміну і 20–22 % по енергії, що запасується в біомасі. Все це свідчить про значні резерви збільшення урожайності культур.

Потенційний ККД C_3 -рослин за вегетаційний період складає близько 3 %; ККД C_4 -рослин досягає 5 %. ККД природних пасовищ, у яких переважають види з C_4 -циклом, як правило, не перевищують ККД пасовищ, які складаються з C_3 -рослин. У період максимальних приростів потенційний ККД по ФАР у C_3 -рослин складає 3–4 %, в окремих випадках досягає 9–11 %; ККД C_4 -рослин досягає 5–6 % і більше.

Коефіцієнт господарської ефективності урожаю. Важливим показником продуктивності посівів сільськогосподарських культур є

коефіцієнт господарської ефективності урожаю $K_{госп.}$, що виражає відношення кількості сухої фітомаси господарської частини урожаю (зерно, початки, бульби і т.д.) до маси загальної сухої фітомаси. Коефіцієнт господарської ефективності залежить від сорту сільськогосподарських культур і агрометеорологічних умов. Наприклад, $K_{госп.}$ озимої пшениці в умовах Полтавської області варіює від 13 до 53 %. З причин, що знижують $K_{госп.}$, насамперед слід зазначити посуху і полягання рослин. При високій загальній продуктивності фотосинтезу і прирості загальної сухої фітомаси зниження $K_{госп.}$ обумовлене погіршенням умов ФАР всередині посіву при інтенсивному вегетативному рості рослин, великою висотою рослин і недостатньою забезпеченістю рослин поживними речовинами при високій вологості ґрунту.

Мінеральні елементи при роздрібненому і диференціальному застосуванні підвищують $K_{госп.}$ і якість урожаю. Спільне внесення азоту і фосфору, посилене фосфорне живлення, а також бор і марганець сприяють підвищенню $K_{госп.}$, тоді як посилене азотне живлення і мідь знижують $K_{госп.}$ окремих культур. Аналіз отриманих унікальних даних дослідів з озимим житом і пшеницею на Полтавській дослідній станції протягом 72 років дозволяє зробити деякі важливі висновки:

1) у ході селекції урожай як загальної сухої фітомаси, так і зерна поступово підвищується при цьому відзначається тенденція росту $K_{госп.}$;

2) показник $K_{госп.}$ знижується при дуже низькому і при досить високому нагромадженні фітомаси, однак при деякому середньому значенні фітомаси він досягає найбільшої величини (рис. 15.6).

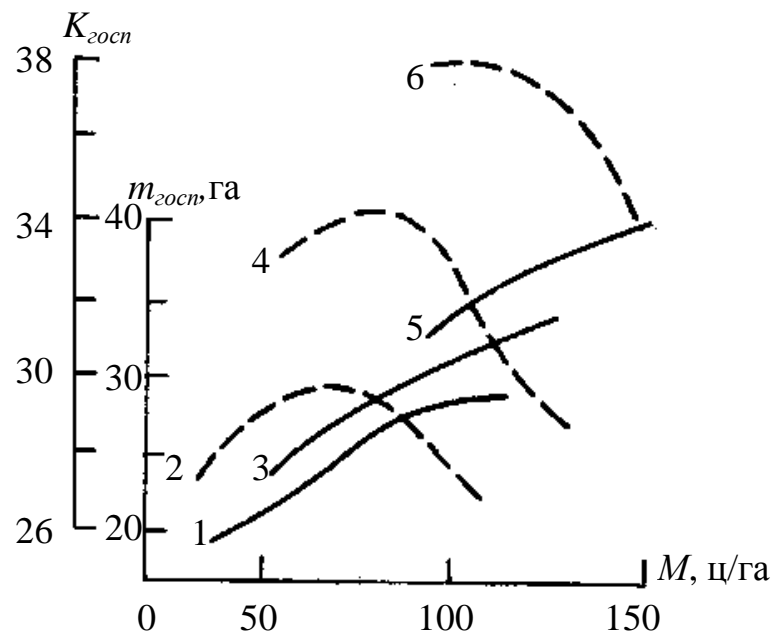


Рис. 15.6 – Зміна урожаю зерна $m_{госп.}$ і показника $K_{госп.}$ в залежності від урожаю сухої фітомаси озимої пшениці M в процесі сортозміни (Х. Тоомінг, 1977). 1, 3, 5 – маса зерна; 2, 4, 6 – показник $K_{госп.}$; 1, 2 – дослідів 1886-1907 рр.; 3, 4 – 1923-1928 рр.; 5, 6 – 1952-1962 рр.

Таким чином, високий рівень нагромадження загальної фітомаси ϵ , з одного боку, базою для створення високого урожаю зерна, з іншого – часто веде до зниження коефіцієнта господарської ефективності посівів. Отже, рівень господарсько-цінної кошовної частини урожаю не завжди пропорційний значенню ККД, розрахованому по загальній сухій фітомасі. Тому поряд із ККД посіву η , розрахованою за загальною сухою фітомасою, іноді можна розглядати окремо ККД господарсько-цінної частини урожаю за вегетаційний період

$$\eta_{\text{госп}} = \frac{qm_{\text{госп}}}{\sum Q_{\phi}}, \quad (15.8)$$

де $m_{\text{госп}}$ – суха фітомаса господарсько-цінної частини урожаю;

q – калорійність урожаю;

$\sum Q_{\phi}$ – сума ФАР за вегетаційний період.

Таким чином $\eta_{\text{госп}}$ – це частка ФАР, запасена протягом вегетаційного періоду у фітомасі господарсько-цінних органів рослин. ККД, розрахований по загальній сухій фітомасі, і $\eta_{\text{госп}}$ пов'язані співвідношенням

$$\eta_{\text{госп}} = \eta K_{\text{госп}}. \quad (15.9)$$

Отже, щоб забезпечити високі значення ККД господарсько-цінної частини урожаю, виведення нових сортів і всі агротехнічні прийоми повинні бути спрямовані на забезпечення високого показника $K_{\text{госп}}$ при високому значенні ККД загальної фітомаси посіву η .

ККД посіву в цілому значно нижче ККД листя. Природними причинами зниження ККД посівів є: 1) недостатня площа листової поверхні на початку вегетаційного періоду, що не дозволяє повністю використовувати падаючу на посів ФАР; 2) поступове збільшення в ході росту витрат на дихання фотосинтезуючих і нефотосинтезуючих органів рослин; 3) наявність листків, фотосинтетично неактивних через їхній вік; 4) наявність листків, не адаптованих до існуючих умов ФАР всередині посіву.

О.О. Ничипорович (1956 р.) посіви за їхніми середніми значеннями ККД підрозділив на такі групи:

звичайні	0,5–1,5%
хороші	1,5–3,0 %
рекордні	3,5–5,0 %
теоретично можливі	6,0–8,0 %

За оцінками Х. Тоомінга теоретично можливий ККД посіву ячменю трохи нижче передбачуваного Ничипоровичем і складає близько 5 %.

Узагальнені показники фотосинтетичної діяльності посівів.

Розгляд основних факторів фотосинтетичної діяльності рослин у посівах показує, що будь-який агротехнічний прийом, спрямований на підвищення урожайності, ефективний у тому випадку, якщо він: 1) забезпечує швидкий розвиток і досягнення великих розмірів площі листя посіву; 2) підвищує продуктивність фотосинтезу листя; 3) зберігає їх в активному стані можливо більш тривалий період; 4) сприяє найкращому використанню продуктів фотосинтезу, спочатку на посиленій ріст живильних і провідних органів (листки, корені, стебла), а потім на ріст господарсько-цінних органів і нагромадження в них можливо більшої кількості, можливо кращої якості органічних речовин, які складають основний урожай рослин.

Ріст площі листя і чиста продуктивність фотосинтезу як основні показники фотосинтетичної діяльності рослин у посівах визначають величину добових приростів сухої речовини й у кінцевому рахунку урожай рослин.

Внесення добрив при оптимальній вологості ґрунту (не нижче 75 % від НВ) збільшує рівень показників фотосинтетичної діяльності посівів (табл.15.3). Внесення повної дози мінеральних добрив у сполучі з внесенням органічних добрив майже в 1,5–2 рази підвищує рівень показників фотосинтетичної діяльності посівів, що в кінцевому результаті дозволяє отримати максимальні урожаї зерна.

Таблиця 15.3 – Вплив добрив, вологозарядкових поливів та зрошення на чисту продуктивність фотосинтезу кукурудзи, г/(м²·д) (Г.П. Устенко, 1963).

Варіант досліджу	Густота посіву	Червень			Липень			Серпень		
		1	2	3	1	2	3	1	2	3
Зимова вологозарядка										
Без добрив	40,0	8,0	7,8	8,6	6,9	4,2	1,4	1,1	5,1	4,6
Зимова вологозарядка і чотири вегетаційних поливи										
Гній 80 т + N ₃₀₀ P ₁₃₆	56,0	10,0	10,0	8,8	10,0	7,9	6,7	6,6	11,6	10,0
N ₃₀₀ H ₁₃₆	64,0	8,6	6,5	7,3	6,0	5,8	5,0	4,8	7,6	7,1
Чотири вегетаційних поливи										
N ₃₀₀ P ₁₃₆	68,0	10,0	9,3	8,3	8,9	6,2	5,0	3,6	9,7	7,4
N ₃₀₀ P ₁₇₆	68,0	10,0	9,3	8,3	8,9	6,2	5,0	5,2	10,3	7,6

15.3. Потенційний і дійсно можливий урожай посівів

А.А. Ничипорович в 50-і роки минулого століття сформулював основи теорії високої продуктивності посівів сільськогосподарських культур. Він запропонував рівняння зв'язку між фотосинтезом і нагромадженням органічної речовини в динаміці формування не тільки біологічного $Y_{біол}$ але і господарського $Y_{госп}$ урожаю в агрофітоценозі. А.А. Ничипорович ввів важливі елементи рівняння – коефіцієнт ефективності фотосинтезу K_{ef} і коефіцієнт господарської ефективності $K_{госп}$

$$Y_{госп} = \frac{\sum (\Phi_{CO_2} L K_{ef} K_{госп}) \cdot 1, 2, 3, \dots, n}{100000}, \quad (15.10)$$

де Φ_{CO_2} – денна продуктивність фотосинтезу;

L – площа або індекс листової поверхні;

K_{ef} – коефіцієнт ефективності фотосинтезу;

$K_{госп}$ – коефіцієнт господарської ефективності;

n – час активної роботи фотосинтетичного апарата.

Таким чином, найвищі урожаї можуть бути отримані при інтенсивному рості розмірів площі листя рослин в агрофітоценозі, при найбільшому часі активної роботи фотосинтетичного апарата протягом кожної доби і вегетаційного періоду, тобто при найбільш високих значеннях фотосинтетичних потенціалів, при найбільш високих сумах денного засвоєння CO_2 , а також високих коефіцієнтах ефективності фотосинтезу. Отже, всі агротехнічні заходи, включаючи використання добрив, поливи і т.п., а також селекційно-генетичні заходи повинні бути направлені на підтримку оптимального розвитку указаних процесів і узгодження процесів фотосинтетичного і дихального метаболізму.

На основі досліджень фотосинтетичної продуктивності сільськогосподарських культур та природних фітоценозів Х. Тоомінг (1977 р.) сформулював концепцію максимальної продуктивності посівів.

Відповідно до принципу максимальної продуктивності, адаптація рослин і фітоценозу спрямована на забезпечення максимально можливого газообміну CO_2 в даних умовах середовища, тобто

$$F_c(L_0, t) \rightarrow \max. \quad (15.11)$$

Це відносний максимум газообміну CO_2 , тобто рівень, який забезпечено на даному етапі еволюції структурами і функціями рослин і існуючими умовами середовища. Максимум газообміну може виявитися дуже високим, наприклад у C_4 -рослин, при достатній вологозабезпеченості і високому приході ФАР. Максимальний рівень

газообміну може виявитися і надзвичайно низьким, наприклад у пустелях або під лісом. У таких умовах газообмін CO_2 тимчасово може мати навіть негативні значення, але все-таки максимальні для існуючих умов середовища.

Для оцінки потенційної продуктивності сільськогосподарських культур Х. Тоомінг (1984 р.) запропонував *метод еталонних урожаїв*, що є логічним виходом принципу максимальної продуктивності. Метод еталонних урожаїв розглядає і порівнює різні категорії урожаїв: потенційний урожай ПУ, дійсно можливий урожай ДМУ і урожай у виробництві УВ. Перший з них (ПУ) – це урожай сорту в ідеальних метеорологічних умовах, він визначається приходом ФАР, біологічними властивостями культур і сортів. Другий урожай (ДМУ) – це максимально можливий урожай культури або сорту в існуючих метеорологічних і ґрунтових умовах. ПУ – це абстрактне поняття, тому що не цілком ясно, які метеорологічні умови є ідеальними для формування урожаю культури або сорту. ПУ можна представити як урожай, що формувався в умовах оптимуму водно-теплового режиму. На даному етапі розглядаємо в основному ПУ і ДМУ за ідеальних ґрунтових умов. Дослідження еталонних урожаїв у такому випадку дозволяє з'ясувати їхні максимально можливі значення, вивчати вплив погодних і кліматичних умов на ДМУ. ДМУ в ідеальних ґрунтових умовах у роботах Н.Ф. Бондаренко названий також кліматично забезпеченим урожаем (КУ). При визначенні ґрунтової родючості в першому наближенні ПУ і ДМУ для ідеальних ґрунтових умов можна помножити на бал ґрунту, нормований на одиницю.

Незважаючи на деяку абстрактність, поняття ПУ і ДМУ виявляються дуже корисними при вирішенні ряду задач сільськогосподарської науки і виробництва. ПУ – це рівень урожаю, до якого варто прагнути, узгоджуючи потреби рослин з умовами середовища шляхом агротехнічних заходів, меліорації земель, районування культур і сортів відповідно до клімату і мікроклімату. Підвищувати ж рівень ПУ можна шляхом селекції. ДМУ – це рівень урожаю, до якого варто прагнути при програмуванні урожаїв.

Потенційний урожай посівів. При розробці принципів максимального використання ФАР і програмування урожайності посівів сільськогосподарських культур, насамперед, слід уточнити значення теоретично максимально можливого урожаю. При цьому доцільно використовувати поняття *потенційний урожай* (ПУ). ПУ – це значення урожаю, що забезпечується приходом енергії ФАР при оптимальному режимі метеорологічних факторів протягом всього вегетаційного періоду. ПУ загальної сухої фітомаси (г/см^2) можна розрахувати за формулою

$$Y_{nom} = \int_0^{\tau_0} \frac{\eta_{nom}(t)}{q(t)} Q_{\phi}(t) dt, \quad (15.12)$$

де $\eta_{nom}(t)$ – функція (хід) потенційного ККД посіву протягом вегетаційного періоду;

$q(t)$ – калорійність рослин, кДж/м;

$Q_{\phi}(t)$ – функція денних сум ФАР протягом вегетаційного періоду, МДж/м²;

τ_0 – тривалість вегетаційного періоду, дні.

Потенційний урожай загальної сухої фітомаси можна приблизно розрахувати на підставі середнього за вегетаційний період потенційного ККД

$$Y_{nom} = \frac{\eta_{nom} \sum Q_{\phi}}{q}, \quad (15.13)$$

де η_{nom} – середній за вегетаційний період потенційний ККД;

$\sum Q_{\phi}$ – прихід ФАР за вегетаційний період.

ПУ господарсько-цінних органів (зерна, бульб картоплі та ін.) розраховується з використанням множника $K_{зосн}$. ПУ залежить не тільки від сум ФАР, але і від ходу потенційного ККД посіву протягом вегетаційного періоду. Потенційний ККД посіву – це максимальний ККД посіву, який забезпечений біологічними властивостями сорту, сучасною агротехнікою і рівнем родючості ґрунту в оптимальних для даного сорту метеорологічних умовах. Отже, при незмінному приході ФАР ПУ посівів залежить від біологічних властивостей культур і сортів, а також від родючості ґрунту, що відбиваються на ККД.

Значення потенційного ККД і ПУ непостійні. У зв'язку з інтенсифікацією сільськогосподарського виробництва, виведенням нових сортів, удосконаленням агротехніки і збільшенням доз добрив потенційний ККД і ПУ зростають.

Дійсно можливий урожай – це урожай, який визначається значенням ПУ і лімітується дією режиму метеорологічних факторів протягом вегетації. Дійсно можливий урожай (ДМУ) відрізняється від ПУ тим більше, чим більше метеорологічні фактори відрізняються від оптимальних.

У першому наближенні можна ігнорувати взаємозв'язком впливу метеорологічних факторів на урожай і виразити ДМУ формулою

$$Y_{ДМУ} = Y_{nom} F_1(f_1) F_2(f_2) \dots F_k(f_k), \quad (15.14)$$

де $Y_{ДМУ}$ – дійсно можливий максимальний урожай;

$F_i(f_i)$ – функція, що відображає залежність урожаю від фактора f_i .

Задача агротехніки, меліорації, районування культур, селекції і розробки принципів підвищення ефективності використання посівами ФАР є зменшення різниці між $Y_{ДМУ}$ і Y_{nom} , тобто зменшити різницю

$$\Delta Y = Y_{nom} - Y_{ДМУ} = Y_{nom} \left[1 - \prod_{i=1}^k F_i(f_i) \right]. \quad (15.15)$$

Іншими словами, ця різниця визначає максимальний приріст урожаю, якщо вдається оптимізувати фактор f_i .

Головною передумовою для одержання високого урожаю, близького до ПУ, є оптимальність водного режиму в посівах. Як функцію зниження урожаю водним дефіцитом можна використовувати відношення

$$F_1 = E / E_0. \quad (15.16)$$

де F_1 – функція зниження урожаю водним дефіцитом, що у даному випадку представляє собою коефіцієнт ґрунтового-атмосферного зволоження;

E – сумарне випаровування рослинністю;

E_0 – випаровуваність рослинності.

За умови $E = E_0$ водний режим посіву можна вважати оптимальним. Якщо $E < E_0$, то урожай лімітується водним дефіцитом.

На підставі формул (15.8) і (15.16) можна записати

$$Y_{ДМУ} = Y_{nom} E / E_0. \quad (15.17)$$

Включаючи сюди вираз (15.4), отримуємо

$$Y_{ДМУ} = \eta_{nom} E \sum Q_{\phi} / q E_0. \quad (15.18)$$

Недобір урожаю через водний дефіцит $\Delta E = E_0 - E$ можна визначити за формулою

$$\Delta Y = Y_{nom} - Y_{ДМУ} = Y_{nom} (1 - E / E_0) \quad (15.19)$$

або

$$\Delta Y = \eta / q = \sum Q_{\phi} (1 - E / E_0). \quad (15.20)$$

На основі формул (15.18)–(15.20) можна оцінити дійсно можливі урожаї і урожай, недоодержаний через дефіцит опадів, якщо $E \leq E_0$.

Розгляд цих формул показує, що втрати урожаю через водний дефіцит зростають з підвищенням ПУ і ККД посіву.

15.4 Рівняння росту і функції розподілу асимілятів

Для опису кількісного росту (збільшення згодом) сухої фітомаси рослини довгий час використовувалися емпіричні криві росту. Як правило, вони мали сигмовидний вигляд, що описується таким рівнянням

$$\frac{1}{m_p} \frac{dm_p}{d\tau} = k(m'_p - m_p), \quad (15.21)$$

де m_p – фітомаса рослини в момент часу τ ;

m'_p – остаточна маса рослини при $\tau \rightarrow \infty$;

k – постійна.

Значення рівнянь полягало в основному в можливості апроксимувати ріст фітомаси рослин математичним виразом. Але вони не дозволяли розкрити й аналізувати сутність росту рослин.

Принципово нове балансове рівняння запропоновано Л.О. Івановим у 1946 р., яке зв'язує фотосинтез і дихання з нагромадженням загальної сухої фітомаси

$$M + \Delta m_{on} = \Phi L \tau - R M_1 \tau_1, \quad (15.22)$$

де M – суха маса всієї рослини за період, що враховується;

Δm_{on} – маса опалих за цей час частин;

Φ – інтенсивність фотосинтезу;

L – робоча поверхня або маса;

τ – робочий час;

R – інтенсивність дихання;

M_1 – дихаюча маса;

τ_1 – час дихання.

Рівняння Іванова показує, що урожай визначається балансом фотосинтезу і дихання, тобто газообміном. Крім того, це рівняння враховує роль асимілюючої поверхні і тривалості її роботи в нагромадженні урожаю. Таким чином, рівняння (15.22) стало основою при початку нового етапу в кількісному описі росту рослин.

Фізіологічно обґрунтоване рівняння росту запропоноване Давідсоном і Філіппом

$$\frac{dM}{dt} = \varepsilon(\bar{\Phi} - \bar{R}), \quad (15.23)$$

Де $\bar{\Phi}$ – сумарний фотосинтез рослини;

\bar{R} – сумарне дихання рослини;

ε – коефіцієнт переходу від маси засвоєного двоокису вуглецю до сухої фітомаси. Якщо первинними продуктами фотосинтезу є вуглеводи, то $\varepsilon = 0,67$ (г сухої маси/г CO_2).

Рівняння Давідсона і Філіпа в принципі мало відрізняється від рівняння Іванова, але воно представлено математично в більш загальному вигляді і, власне кажучи, є елементарною динамічною моделлю.

Істотним кроком для подальшого розвитку математичного опису росту з'явилися роботи Ю. Росса (1968). Його система рівнянь росту послужила основою для інтенсивного розвитку динамічного моделювання продукційного процесу і стала до цього часу загальновизнаною. Запишемо запропоновану Россом систему диференціальних рівнянь для опису росту окремих органів рослин

$$\frac{dm_j}{dt} = \varepsilon_{\Phi} \sum_{i=1}^4 A_{ij} \bar{\Phi}_{ci} - \varepsilon_R \bar{R}_{cj} - V_j + M \sum_{i=1}^4 B_{ij}, \quad (15.24)$$

де i і j позначають органи рослини ($i=1$ – листки, $i=2$ – стебла, стовбури, $i=3$ – корені, $i=4$ – репродуктивні органи);

m_j – суха маса органа j ;

ε_{Φ} – коефіцієнт ефективності фотосинтезу, г·сухої маси/г·CO₂;

ε_R – коефіцієнт ефективності дихання;

$\bar{\Phi}_{ci}$ – сумарний фотосинтез органа i за добу, г·CO₂/(д. росл);

\bar{R}_{cj} – сумарне дихання органа j за добу;

V – втрати сухої фітомаси за добу внаслідок опаду, г/(д. росл);

M – сумарна суха маса рослин;

A_{ij} – частка створених за добу в i -му органі рослини «свіжих» асимілятів, які відтікають протягом доби в j -й орган;

B_{ij} – обмін «старих» асимілятів (г/д.) між i -м і j -м органами, віднесений до 1 г сухої фітомаси цілої рослини;

A_{ij} і B_{ij} представляють у вигляді «ростових матриць».

У спрощеному випадку, коли основними фотосинтезуючими органами є листки, замість "ростових матриць" для періоду вегетативного росту розглядаються функції вегетативного росту A_j , а для періоду репродуктивного росту – функції репродуктивного росту або так названі функції притоку – відтоку B_j .

Рівняння росту для j -го органа тоді записується у вигляді

$$\frac{\Delta m_j}{\Delta t} = A_j \frac{\Delta M}{\Delta t} + M B_j, \quad (15.25)$$

причому $\sum A_j = 1$ і $\sum B_j = 0$.

В період вегетативного росту $B_j \approx 0$, і тоді з (15.25) отримаємо

$$\frac{\Delta m_j}{\Delta t} = A_j \frac{\Delta M}{\Delta t}, \quad \text{або} \quad \frac{\Delta m_j}{\Delta M} = A_j. \quad (15.26)$$

Звідси стає ясным значення функції A_j – вона визначає частку від приросту всієї рослини $\Delta M/\Delta t$, яка в даний момент часу приходить на приріст j -го органа. Функцію росту Монсі і Мурата називають *відношенням розподілу асимілятів*.

Протягом онтогенезу розвиток окремих органів відбувається по-різному, тому $A_j(t)$ змінюється в часі. Крім того, $A_j(t)$ залежить від погодних умов, які впливаючи на $A_j(t)$, можуть впливати на весь вигляд рослини.

Тільки в період репродуктивного росту $\frac{\Delta M}{\Delta t} = 0$ і

$$\frac{\Delta m_j}{\Delta t} = MB_j, \quad (15.27)$$

звідки виходить, що функція B_j визначає частку від усієї фітомаси, яка переміщається у вигляді «старих», запасених асимілятів з інших органів у j -й орган. Якщо $B_j > 0$, то відбувається притік асимілятів у j -й орган, якщо ж $B_j < 0$, то, навпаки, асиміляти відтікають з j -го органа в інші органи. Таким чином, функції A_j і B_j окремих органів рослини характеризують внутрішні закономірності росту, розкривають характер загального приросту по окремих органах.

Виходячи з припущення, що відтік асимілятів з j -го органа пропорційний масі живої частини \tilde{m}_j цього органа, Е.П. Галямін (1974) запропонував функцію репродуктивного росту визначати за виразом

$$b_j = \frac{\Delta m_j}{\Delta t} \frac{1}{\tilde{m}_j}, \quad (15.28)$$

де m – біомаса, у складі якої є компоненти, які здійснюють і регулюють обмін речовин, називається *функціонуючою біомасою* (А.М. Польовий, 1979). Її кількість оцінюється на основі використання універсального закону старіння біологічних систем.

Для періоду активного росту вся біомаса є функціонуючою, отже, приріст загальної і функціонуючої біомаси однаковий

$$\frac{\Delta \tilde{m}_j}{\Delta t} = \frac{\Delta m_j}{\Delta t} \geq 0, \quad (15.29)$$

У випадку виникнення стресових умов або при природному старінні рослини, коли кількість загальної біомаси знижується внаслідок переваги процесів розпаду над процесами синтезу, зміни кількості функціонуючої біомаси визначається за виразом

$$-\frac{\Delta \tilde{m}_j}{\Delta t} = -\left(\frac{\Delta m_j}{\Delta t} \frac{1}{k_s} \right), \quad (15.30)$$

де k_s – параметр, який характеризує частку життєдіяльних структур і рухливих вуглеводів у загальній біомасі органа, безрозмірний.

Х. Тоомінг (1977) рівняння Росса трохи модифікував, включивши в (15.25) замість $\Delta M/\Delta t$ добовий газообмін посіву, і одержав таке рівняння

$$\frac{\Delta m_j}{\Delta t} = \varepsilon A_j(t) \left[\int_t^{t+1} \int_0^{L_0(t)} (\Phi_1 - R_1) dL d\tau - \sum_{i=2}^n \bar{R}_{ci} \right] + MB_j, \quad (15.31)$$

де $\sum_{i=2}^n \bar{R}_{ci}$ – сумарне за добу дихання всіх органів, крім листя; t – час у добі.

У цьому рівнянні значення приросту $\Delta m_j/\Delta t$ є функціями відносної площі листя посіву $L_0(t)$. Отже, для визначення приросту фітомаси окремих органів рослин у посівах, насамперед, необхідно знайти відносну площу листя посіву в будь-який момент вегетаційного періоду. Відносна площа листя визначається по її початковому значенню та окремих приростах. Приріст площі листя посіву визначається шляхом підстановки в рівняння (15.31) питомої поверхневої щільності листя $m_t(t)$. Питома поверхнева щільність листя є суха маса одиниці площі поверхні листя $г/м^2$.

$$\frac{\Delta L}{\Delta T} = \frac{\varepsilon A_1(t)}{m_t(t)} \left[\int_t^{t+1} \int_0^{L_0(t)} (\Phi_1 - R_1) dL d\tau - \sum_{i=2}^n \bar{R}_{ci} \right] - v_1(t), \quad (15.32)$$

де $v_1(t)$ – швидкість зменшення площі зелених листків, яка вважається пропорційною площі діючої листкової поверхні (Є. П. Галямін, 1974).

Для опису динаміки фітомаси посівів О.Д. Сиротенко (1977) запропонував наступну систему рівнянь:

$$\left. \begin{aligned} m_l^{j+1} &= m_l^j + \varepsilon_R (\alpha_l^j \Phi^j - \varphi^j R_{0l} m_l^j - \lambda_l^j m_l^j + k^j \delta_r^j m_r^j), \\ m_s^{j+1} &= m_s^j + \varepsilon_R (\alpha_s^j \Phi^j - \varphi^j R_{0s} m_s^j - \lambda_s^j m_s^j + (1 - k^j) \delta_r^j m_r^j), \\ m_r^{j+1} &= m_r^j + \varepsilon_R (\alpha_r^j \Phi^j - \varphi^j R_{0r} m_r^j - \lambda_r^j m_r^j - \delta_r^l m_r^l), \\ m_R^{j+1} &= m_R^j + \varepsilon_R (\alpha_r^j \Phi^j - \varphi^j R_{0R} m_R^j + L_R \lambda_l^j m_l^j + S_R \lambda_s^j m_s^j + r_R \lambda_r^j m_r^j), \end{aligned} \right\} \quad (15.33)$$

де $m_l^j, m_s^j, m_r^j, m_R^j$ – фітомаси відповідно листя, стебел, коріння та репродуктивних органів на j -ту добу;

$\alpha_l^j, \alpha_s^j, \alpha_r^j, \alpha_R^j$ – ростові функції листя, стебел, коріння і репродуктивних органів;

$\lambda_l^j, \lambda_s^j, \lambda_r^j$ – ростові функції, які визначають втрати фітомаси на опад та відтік у репродуктивні органи;

L_R, S_R, r_R – коефіцієнти (≤ 1), що показують, яка частка втрат реутилізується у репродуктивних органах;

Φ^j – сумарний фотосинтез посіву за добу;

$R_{0l}, R_{0s}, R_{0r}, R_{0R}$ – коефіцієнти дихання підтримки листя, стебел, коріння та репродуктивних органів;

$\epsilon_R = \Delta\tau / (1 + R_r)$, ($\Delta\tau$ – часовий крок; R_R – коефіцієнт дихання росту);

$k^j = \alpha_l^j / (\alpha_l^j + \alpha_s^j)$;

δ_l^j – функція, яка визначає швидкість переміщення асимілятів із підземних у надземні органи на початку весняної вегетації.

Ростові функції в (5.33) підпорядковуються таким обмеженням:

$$\begin{aligned} \alpha_l^j + \alpha_s^j + \alpha_r^j + \alpha_R^j &= 1 \\ \alpha_p^j &\geq 0 \quad p \in l, s, r, R. \end{aligned}$$

Для функції δ_l^j характерно, що

$$\delta_l^j = \begin{cases} \delta_r^j, & \text{якщо } \omega^j \leq \omega_0, \\ 0, & \text{якщо } \omega^j > \omega_0, \end{cases}$$

де ω^j – поточна сума ефективних температур;

ω_0 – сума ефективних температур, при якій припиняється перетікання асимілятів із підземних у надземні органи на початку весняної вегетації.

Для опису динаміки площі листя О.Д. Сиротенко ввів поняття про функцію «пожовтіння», яка представляє собою відношення

$$\gamma = LG / L, \quad (15.34)$$

де LG – зелена площа фотосинтезуючого органа рослини;

L – його загальна площа.

Для опису динаміки росту сухої біомаси окремих органів з врахуванням зміни активності дихання органів рослини в онтогенезі А.М. Польовим (1978) запропонована така система рівнянь:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\Delta m_i^j}{\Delta t} &= \frac{\beta_i^j \Phi^j}{1 + c_{Gi}} - \frac{(\alpha_{Ri}^j c_{mi} \varphi_R^j + \vartheta_i^j) \tilde{m}_i^j}{1 + c_{Gi}}, \\ \frac{\Delta m_p^j}{\Delta t} &= \frac{\beta_p^j \Phi^j}{1 + c_{Gi}} - \frac{\left(\alpha_{Rp}^j c_{mp} \varphi_R^j \tilde{m}_p - \sum_i^{l,s,r} \vartheta_i^j \tilde{m}_i^j \right)}{1 + c_{Gi}}, \\ \frac{\Delta m_g^j}{\Delta t} &= \frac{\Delta m_{g \max}^j}{\Delta t} \cdot \frac{\Delta \tilde{m}_p^j / \Delta t}{k_g + \Delta \tilde{m}_p^j / \Delta t}, \end{aligned} \right\} \quad (15.35)$$

де $\frac{\Delta m_{i(p)}}{\Delta t}$ – приріст біомаси i -го вегетативного (репродуктивного) органа;
 $\tilde{m}_{i(p)}$ – функціонуюча біомаса i -го вегетативного (репродуктивного) органа;
 $\Delta m_g / \Delta t$ – приріст сухої біомаси зерна;
 $\Delta m_{g \max} / \Delta t$ – максимально можлива в реальних умовах швидкість приросту сухої біомаси зерна;
 β_i – ростова функція вегетативного періоду;
 ϑ_i – ростова функція репродуктивного періоду;
 C_G – коефіцієнт дихання росту;
 α_R – онтогенетична крива дихання;
 C_m – коефіцієнт дихання підтримки;
 φ_R – температурна крива дихання;
 k_g – константа Міхаеліса-Ментен;
 i – органи: l – листя; s – стебла; r – корені; p – колосся.

Виходячи з уявлень про динаміку функціонуючої біомаси, вирази (15.29) і (15.30), швидкість зміни площі асимілюючої поверхні j -го органа за сприятливих умов росту і розвитку рослин, впливу стресових умов і в період старіння А.М. Польовий описує таким виразом

$$\frac{\Delta L_j}{\Delta t} = \frac{\Delta \tilde{m}_j}{\Delta t} \cdot \frac{1}{m_t(t)}. \quad (15.36)$$

Приріст сухої фітомаси значно залежить від метеорологічних умов. Хоча і функції росту до деякої міри залежать від факторів зовнішнього середовища, зокрема, на перших фазах розвитку вони, насамперед, властиві даному генотипу, характеризують вид або сорт. Вони показують, як відбувається ріст окремих органів рослини, коли починається і коли закінчується ріст того чи іншого органа, коли відносний приріст органа є максимальним і т.д.

Ячмінь сорту Домен, наприклад, характеризується функцією вегетативного росту листків (рис. 15.7 а), яка на початку вегетаційного періоду порівняно швидко досягає максимуму, а потім протягом 20 днів знижується до нуля – ріст листків припиняється. Частина «старих» асимілятів з листків відтікає в колосся, яке характеризується функціями B_1 і B_3 . У той період як ріст листків припиняється, ріст стебел максимальний, починається також швидко підвищення функції росту колосся.

Функції росту картоплі (рис. 15.7 б) істотно відрізняються від функцій росту зернових. Ріст картоплі можна розділити на три періоди: 1) від посадки до виснаження запасів материнської бульби, 2) ріст бадилля, 3) ріст бульб. Ці періоди частково перекриваються.

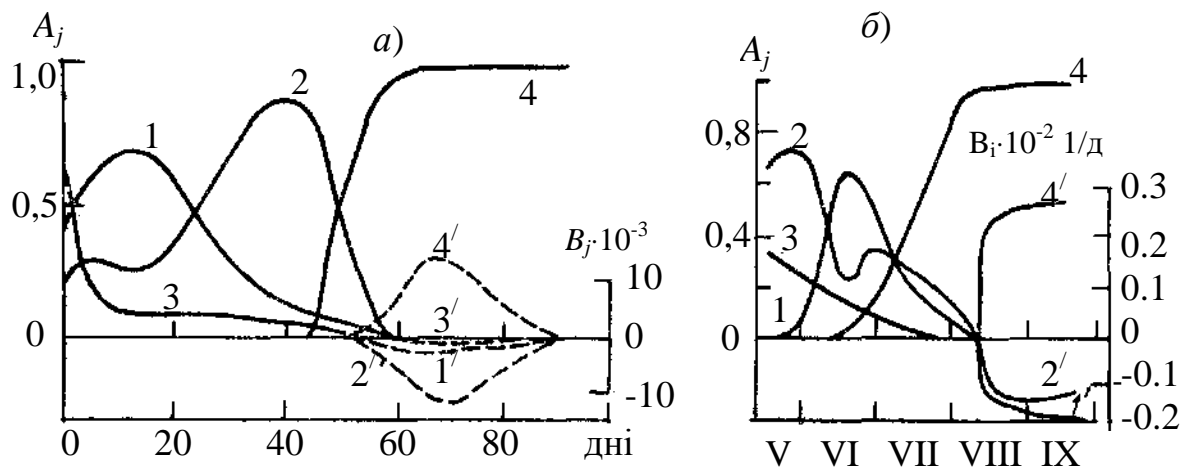


Рис. 15.7 – Функції росту окремих органів:

а) ячменю (Ю. Росс, Х. Мягі, 1969). A_j – функція росту j -го органа;
 B_j – функції, які характеризують перерозподіл асимілятів по органах:
 1 – листя, 2 – стебла, 3 – коріння, 4 – репродуктивні органи;
 1', 2', 4' – криві B_j ($j = 1, 2, 3, i 4$).

б) картоплі сорту Сулев (Х. Тоомінг, Х. Мьєталу, 1978)

A_i – вегетативні органи; B_i – репродуктивні: 1 – листя, 2 – стебла,
 3 – коріння, 4 – бульби;

Ріст бадилля починається з моменту появи сходів і закінчується на початку інтенсивного бульбоутворення. Протягом 40 днів відбувається одночасно ріст бадилля і бульбоутворення. На початку утворення бадилля ріст його відбувається як за рахунок фотосинтезу листків, так і за рахунок фондів, що знаходяться в материнських бульбах. Після появи сходів найбільший приріст мають стебла і корені, їхній ріст йде за рахунок фондів материнської бульби.

При максимумі функції росту стебел починається ріст листків. Їхній приріст досягає максимуму через 25–30 днів. Максимум приросту листків складає близько 70 % усього приросту рослини. При максимумі функції

росту листків спостерігається мінімум функції росту стебел. З моменту максимуму приросту листків починається і ріст бульб. Приріст листків припиняється до початку інтенсивного бульбоутворення. У цей період бульби ростуть за рахунок фотосинтезу листків і припливу асимілятів із старіючих органів – листків і стебел.

Частина VI
ЕКСТРЕМАЛЬНІ АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ УМОВИ
ДЛЯ ЖИТТЄДІЯЛЬНОСТІ РОСЛИН

Розділ 16

ПОСУХИ І СУХОВІЇ

16.1. Поняття про посухи і суховії

З усіх несприятливих явищ посухи завдають найбільшої шкоди сільському господарству в нашій країні, тому що близько 70 % усіх посівних площ зернових культур розташовано в зонах недостатнього і нестійкого зволоження.

Передвісником посухи є тривалий *бездощовий період*, за який приймається період тривалістю десять і більше днів, протягом якого не спостерігаються опади або їхня добова кількість не перевищує 1 мм.

Посуха виникає при тривалій відсутності опадів у сполученні з високою випаровуваністю, що сприяє висушуванню шару розповсюдження коріння і порушує нормальне водопостачання рослин. У результаті різкої невідповідності між потребою рослин у волозі і її недостатньому надходженні з ґрунту знижується їхній урожай. При тривалих і інтенсивних по напруженості посухах рослини повністю гинуть ще до сформування урожаю. Розрізняють три типи посух: атмосферну, ґрунтову і загальну.

Атмосферна посуха звичайно передує ґрунтовій. Атмосферна посуха (близько 30 %) виникає за процесами зональної циркуляції атмосфери. У цих випадках над південною частиною Північно-східної Європи розташована зона високого атмосферного тиску, яка зумовлена відрогами Азорського та Середньоазіатського максимумів або декількома малорухливими антициклонами. Такими посухами охоплюється Південь України, Нижнє Поволжя та Казахстан.

Найчастіше (до 70 %) розвиток атмосферних посух відбувається при порушенні зонального переносу, що блокується високими малорухливими антициклонами і гребенями.

Основною ознакою атмосферної посухи вважають стійку, антициклональну погоду з тривалими бездощовими періодами, високою температурою і великою сухістю повітря. Нерідко при цьому спостерігається сухий вітер (суховій).

Ґрунтова посуха виникає як наслідок тривалої атмосферної посухи, коли при посиленому випаровуванні запаси вологи у ґрунті швидко зменшуються, і стають недостатніми для нормального росту і розвитку

рослин. Настає невідповідність між потребою рослин у волозі і надходженням її з ґрунту. Це викликає істотне зниження урожайності сільськогосподарських культур, які вирощуються у богарних умовах, навіть на полях з високою агротехнікою. Ґрунтова посуха може відмічатися в орному шарі (0–20 см), у шарі зосередження основної кореневої системи рослин (0–50 см), у метровому шарі (0–100 см) і т.п.

За початок помірної ґрунтової посухи прийнято вважати запаси продуктивної вологи в ґрунті на рівні 85% оптимального зволоження для відповідної фази розвитку певної польової культури. Сувора посуха відзначається при 65 % цього зволоження, а дуже сувора – при 35 %.

Коли обидва типи посух спостерігаються спільно, настає *загальна посуха*, яка часто супроводжується пиловими бурями. При тривалому періоді загальної посухи у рослин через нестачу вологи порушуються фізіологічні функції і відбувається ушкодження або загибель рослин.

Суховій – це складне метеорологічне явище, яке характеризується низькою відносною вологістю повітря (менше 30 %), у сполученні з високою температурою повітря (вище 25 °С) і швидкістю вітру не менш 5 м/с. Цей комплекс факторів викликає високу випаровуваність, яка призводить до порушення водного балансу рослин.

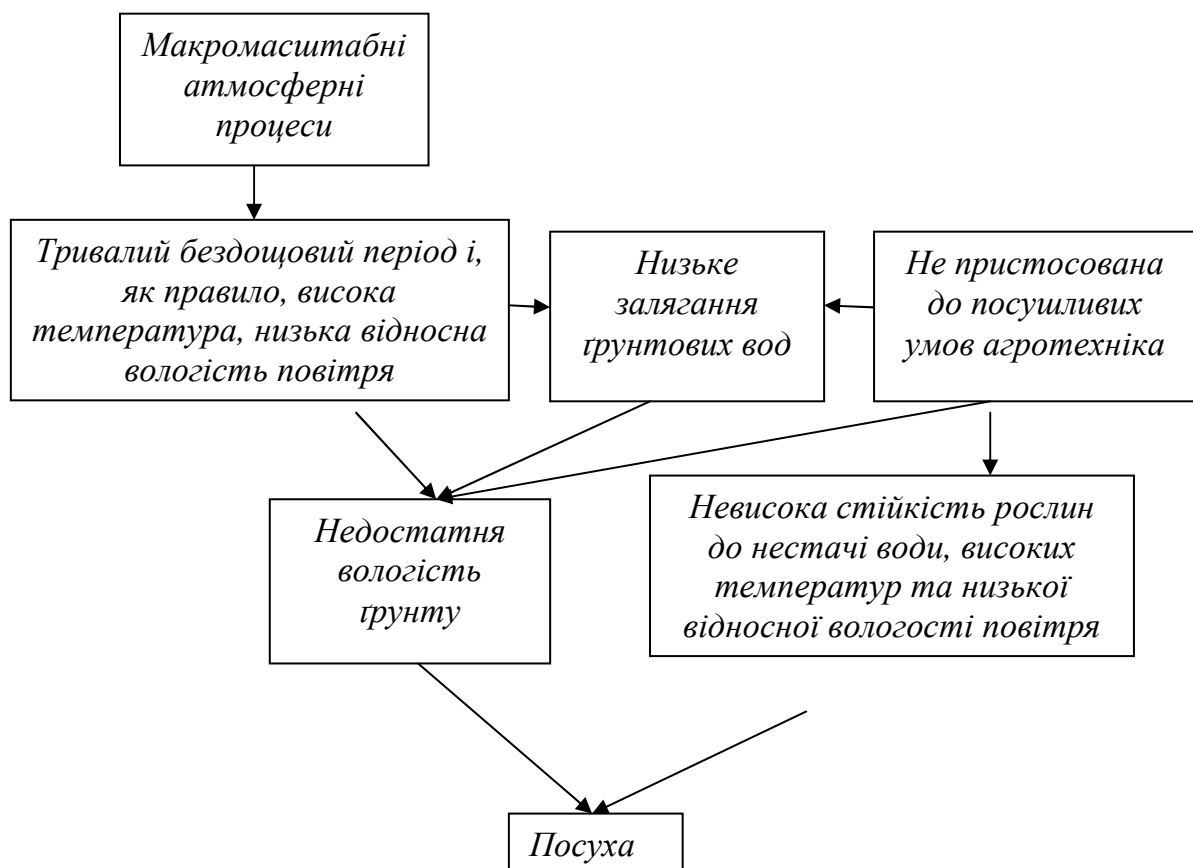


Рис. 16.1 – Схема утворення посухи (Ф.Ф. Давітая, 1966).

Виникнення посух і суховіїв пов'язано з такими потужними атмосферними процесами, які визначають тривалу антициклональну погоду. При проходженні над територією країни сухе прозоре холодне арктичне повітря прогривається і ще більше висушується. Випаровування ґрунтової вологи підсилюється, опади не випадають, починається посуха (рис. 16.1). За часом настання розрізняють весняну, літню й осінню посухи.

Осіння посуха характеризується невисокою температурою повітря. Вона найбільш небезпечна для посівів озимих культур, які не встигли укоренитися і пройти фазу кушіння й нерідко гинуть у зимовий період. В окремі посушливі осені, коли орний шар не має необхідних запасів продуктивної вологи, посів озимих зернових взагалі недоцільний.

По інтенсивності посухи умовно підрозділяють на *дуже сильні, сильні і середні*.

16.2. Хід складових теплового балансу листка, транспірації, фотосинтезу і продуктивності рослин у посушливих умовах

В основі існування рослин лежить постійний екзогенний і ендогенний енергомасообмін, тобто обмін енергією і речовиною між рослиною і навколишнім середовищем, а також усередині рослинного організму. Посуха змінює як абсолютні величини складових цього обміну, так і співвідношення між ними, що в кінці кінців виражається в зниженні продуктивності.

Розглянемо приклад зміни складових теплового балансу листка в ході поступового висушування ґрунту (рис. 16.2).

Як видно з рис. 16.2, найбільш чутливі до водного режиму ґрунту витрати тепла на транспірацію λE_L і конвективний теплообмін між листком і навколишнім повітрям H_L . Уже на 3-й день після зволоження ґрунту витрати тепла на транспірацію починають помітно зменшуватися і до 6-го дня при $\psi_S = -1,7$ бар знижуються приблизно до половини в порівнянні з початковими. Саме в цей час підсилюються перегрів листя і конвекція (криві 4 і 5), а також трохи збільшується інтенсивність ефективного випромінювання (криві 6 і 7).

Зміна швидкості вітру мало впливає на добові суми транспірації, тому крива 1 придатна практично для будь-яких значень r_a . Найбільше проявляється вплив швидкості вітру на конвективний теплообмін і відношення Боуена (криві 2-).

Характер часового ходу складових теплового балансу листка для випадку більш розвиненої кореневої системи й піщанистого суглинку загалом такий же, як і наведений на рис. 16.2. Однак зміни в часі λE , H_L і B_0 протікають більш різко, ніж описані вище.

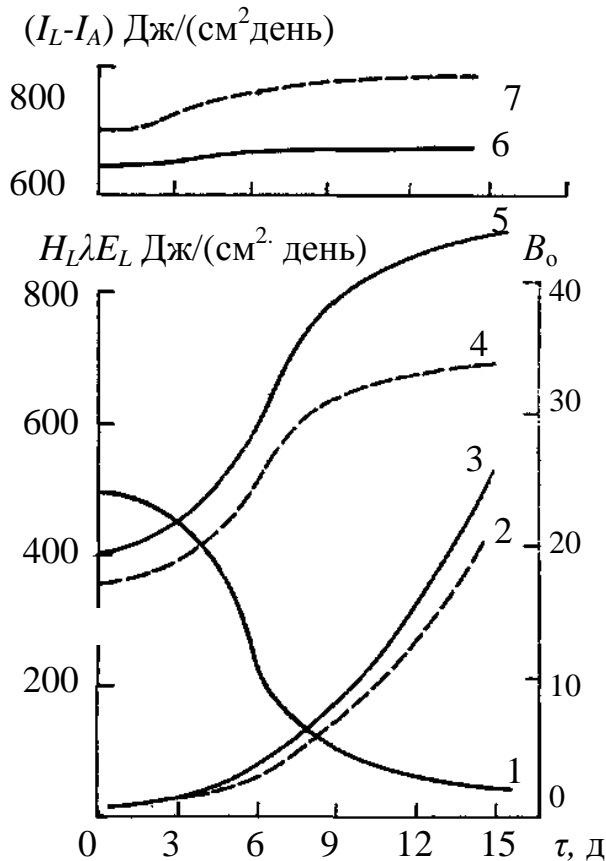


Рис. 16.2 – Зміна в часі денних сум складових теплового балансу листка: витрат тепла на транспірацію λE_L (1), конвективного теплообміну H_L (4, 5), ефективного випромінювання листка $I_L - I_A$ (6, 7) і відношення Боуена B_0 (2, 3) по мірі висихання глинистого ґрунту (З. Біхеле, Х. Молдау, Ю. Росс, 1980).

Суцільні криві для $r_a = 0,3$ с/см;
штрихові для $r_a = 1$ с/см; $S_R/S_L = 0,2$.

З одержаних результатів виходить, що освітлені листки втрачають більше всього енергії за рахунок власного випромінювання. Навіть ефективне випромінювання листка $I_L - I_A$ часто перевищує інші втрати. Транспірація при достатньому водопостачанні рослини, тобто при повністю розкритих устячках, буде більше конвективного переносу тепла. Але незначне обмеження водопостачання різко зменшує витрати енергії на транспірацію.

Відношення площі коренів до площі листя рослини істотно впливає на зміну в часі водних потенціалів ґрунту і листка. Рослини із слабо розвинутою кореневою системою ($S_R/S_L = 0,2$) більш чутливі до зміни вологості ґрунту. Збільшення відношення S_R/S_L означає, що коренева система стає більш розгалуженою – більш тонкі корені густіше пронизують ґрунт. Тому рослина легше добуває воду з ґрунту і відповідно швидше її витрачає (рис. 16.3).

Поступове висихання ґрунту впливає на добову витрату вологи E_L і продуктивність рослини P_L . При цьому слід зазначити, що сам по собі водний потенціал ґрунту не визначає однозначно хід E_L і P_L . Так, починаючи з 5-го після поливу дня до 9-го добові суми транспірації і продуктивності рослини при $S_R/S_L = 2$, більше, ніж при $S_R/S_L = 0,2$, хоча водний потенціал ґрунту в першому випадку нижче. Однак, потім внаслідок швидкого виснаження запасів вологи в ґрунті у рослин з добре

розвиненою кореневою системою величини E_L і P_L зменшуються швидше, і на 10-й день приріст фітомаси в них припиняється.

Вище ми розглянули вплив водного дефіциту на денний хід транспірації і продуктивності рослини. При цьому вибиралися окремі дні, які характеризують різні рівні водного потенціалу ґрунту. На рис. 16.3 а показано неперервний хід водного потенціалу ґрунту ψ_S і листка ψ_L згодом у процесі поступового висихання ґрунту, починаючи від максимальної вологості ($\psi_S = -0,1$ бар) до таких значень ψ_S , коли практично припиняється приріст фітомаси рослини. При цьому вважається, що втрата вологи ґрунтом відбувається лише через рослину (випаровування з поверхні ґрунту в моделі виключене).

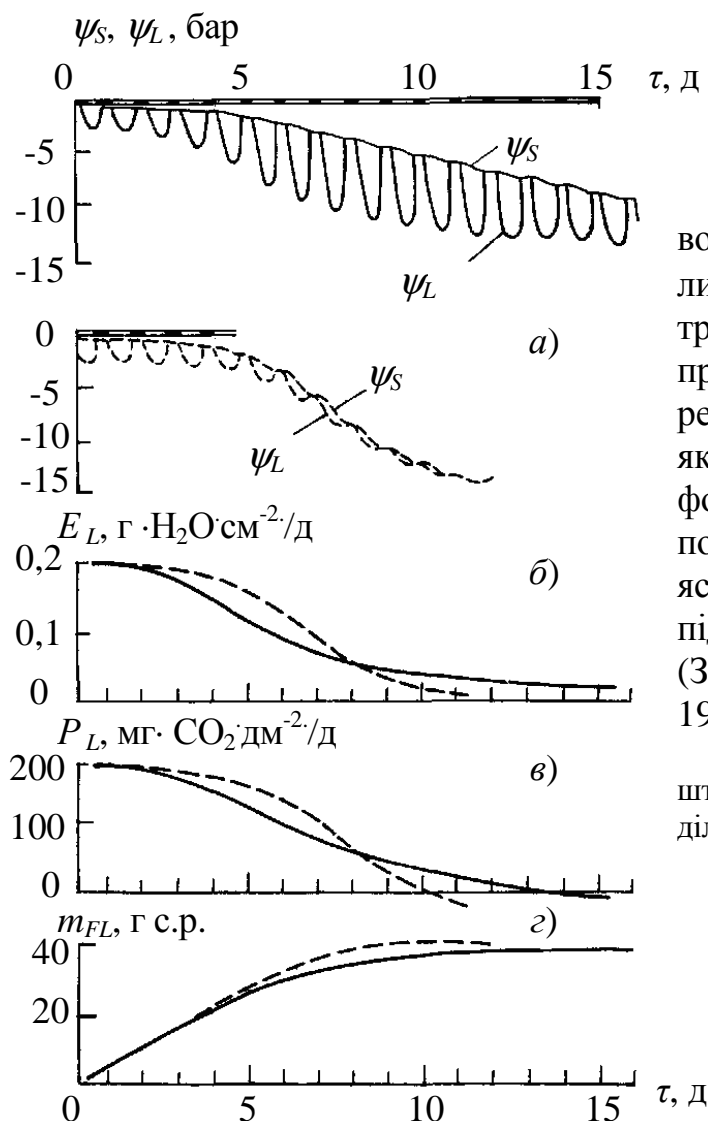


Рис. 16.3 – Зміна в часі водного потенціалу ґрунту ψ_S і листка ψ_L (а), добової суми транспірації E_L (б), добової суми продуктивності P_L (в) і маси репродуктивного органа m_F , в якій накопичуються продукти фотосинтезу (г), при постійних погодних умовах стандартного ясного дня і поступовому підсиханні глинистого ґрунту (З. Біхеле, Х. Молдау, Ю. Росс, 1980).

Суцільні криві для $S_R / S_L = 0,2$; штрихові для $S_R / S_L = 2$. Чорні ділянки на осі часу – нічні години.

Із порівняння суцільних і штрихових кривих на рис. 16.3 а видно, що відношення площі коренів до площі листків рослини істотно впливає на характер зміни в часі водних потенціалів як ґрунту, так і листка. Рослини зі

слабко розвинутою кореневою системою ($S_R / S_L = 0,2$) більш чуттєві до зміни вологості ґрунту. Біля полудня водний потенціал листка падає з кожним днем усе нижче. Це падіння обумовлене не стільки малим значенням ψ_S , скільки тим, що рослина не здатна швидко поглинати з ґрунту вологу в кількості, достатній для покриття витрат на транспірацію. Зрештою це призводить до того, що устячка залишаються більшу частину дня напівзакритими, що сприяє більшому терміну збереження вологи у ґрунті.

За умовами моделі об'єм ґрунту, зайнятий коренями обмежений, як і кількість доступної рослині вологи. Тому збільшення S_R/S_L означає, що коренева система стає більш розгалуженою – більш тонкі корені густіше пронизують відведений їм ґрунт. Тому рослина легше добуває воду із ґрунту і відповідно швидше її витрачає. При цьому ψ_L мало відрізняється від ψ_S і чим сухіше ґрунт, тим менше різниця між ними.

Криві на рис. 16.3 б і 16.3 в відповідно показують, як поступове висихання ґрунту впливає на добову витрату вологи E_L і продуктивність P_L рослини. При цьому слід зазначити, що сам по собі водний потенціал ґрунту не визначає однозначно ходу E_L і P_L . Так, починаючи з 5-го дня і до 9-го добові суми транспірації і продуктивності рослини з $S_R / S_L = 2$, більше, ніж рослини з $S_R / S_L = 0,2$, хоча водний потенціал ґрунту в першому випадку нижче. Однак потім унаслідок швидкого виснаження запасу вологи у ґрунті у рослини з добре розвинутою кореневою системою E_L і P_L зменшуються швидше і на 10-й день приріст фітомаси в ній припиняється.

Уся фітомаса m_F , що утворюється в процесі фотосинтезу, за умовою моделі, накопичується в репродуктивному органі рослини, ріст якої показаний на рис. 16.3 г. У перші дні m_F росте пропорційно часу в обох випадках. У рослини з $S_R / S_L = 0,2$ ріст m_F починає сповільнюватися вже на 4-й день, але зате він продовжується довше, ніж у рослини з розвинутою кореневою системою.

Аналогічні розрахунки, проведені для ґрунту легкого механічного складу – піщанистого суглинку, показали в загальному таку ж закономірність зміни ψ_S і ψ_L в залежності від S_R / S_L , як і розглянута вище закономірність для глини. Різниця лише в тому, що при однакових значеннях ψ_S піщанистий суглинок містить менше води і легше її віддає. Тому повний запас доступної рослині ґрунтової вологи висихає на кілька днів раніш, ніж у випадку глини за тих самих умов, що викликає більш раннє і різке падіння інтенсивності транспірації і продуктивності (рис. 16.4).

Так, після 10 днів (починаючи від максимального зволоження ґрунту) для рослини зі $S_R / S_L = 0,2$ в піщанистому суглинку загальний приріст фіто маси $m_F = 31$ г, а в глині $m_F = 38$ г. Але за цей же час рослина транспірує із глини 5952 г води, а з піщанистого суглинку 4992 г. Таким чином, різниця в прирості сухої речовини з розрахунку на одиницю маси витраченої води складає близько 5 % на користь глини.

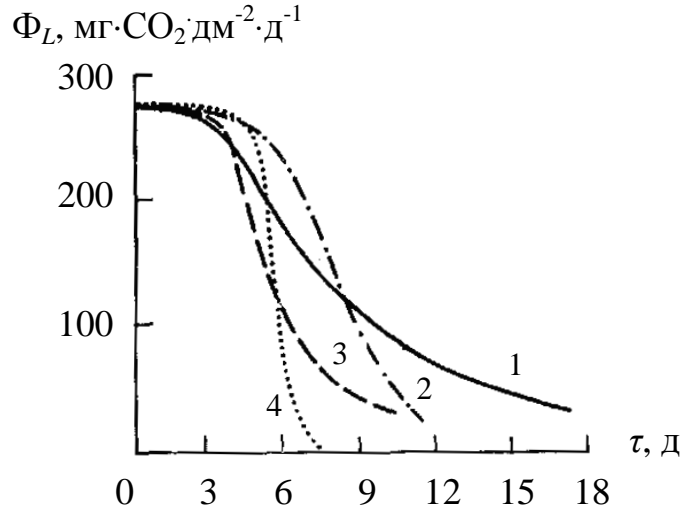


Рис. 16.4 – Часовий хід добових сум фотосинтезу Φ_L при поступовому висиханні ґрунту і незмінній погоді (ясний день).
 1 і 2 – для глини, 3 і 4 – для піщанистого суглинку:
 1 і 3 при $S_R / S_L = 0,2$; 2 і 4 – при $S_R / S_L = 2,0$.

Гальмування росту зі збільшенням водного дефіциту листя визначається залежністю максимальної швидкості росту рослин g_m від їхнього водного потенціалу ψ

$$g_m(\psi) = \begin{cases} \frac{16,3(\psi - \psi_m)^2 \exp(-0,1\psi)}{(\psi - \psi_m)^2 + 7,6\psi^2}, & -2,5 \cdot 10^5 > \psi > -15 \cdot 10^5 \\ 16,3, & \psi \geq -2,5 \cdot 10^5 \end{cases} \quad (16.1)$$

де g_m – максимальна відносна швидкість росту рослини;

ψ_m – потенціал стійкого в'янення, прийнятий рівним $15 \cdot 10^5$ Па.

При дії прогресуючої посухи спостерігається визначена послідовність порушення основних процесів, які складають енергомасообмін рослин: ріст, фотосинтез, дихання. По стійкості до зневоднювання ці процеси розташовуються в зворотному порядку: дихання, фотосинтез, ріст. Динаміка співвідношення між цими процесами представлена в роботі І.А. Куперман і О.В. Хитрово у наступному вигляді (рис. 16.5). Якщо прийняти за критерій зміну масообміну, то зміну стану рослин при дії прогресуючої посухи умовно можна розділити на фази: позитивного $t_1 \dots t_5$, нульового $t_5 \dots t_6$ і негативного $t_6 \dots t_8$ балансу органічної речовини.

Перша фаза характеризується відносно сприятливими для протікання різних фізіологічних процесів умовами, але новоутворення уже загальмоване і надземна частина не в змозі освоїти вуглеводи, які утворюються в процесі фотосинтезу, тобто «пропозиція» перевищує «попит» і відбувається

«затоварення» вуглеводами, яке виражається в підвищенні їхньої концентрації. Незважаючи на збільшення напруженості у забезпеченні рослини водою, коренева система, орієнтуючись уздовж градієнта вологості ґрунту, знаходиться у відносно більш сприятливих умовах і може використовувати ці вуглеводні «надлишки» на освоєння нових об'ємів ґрунту.

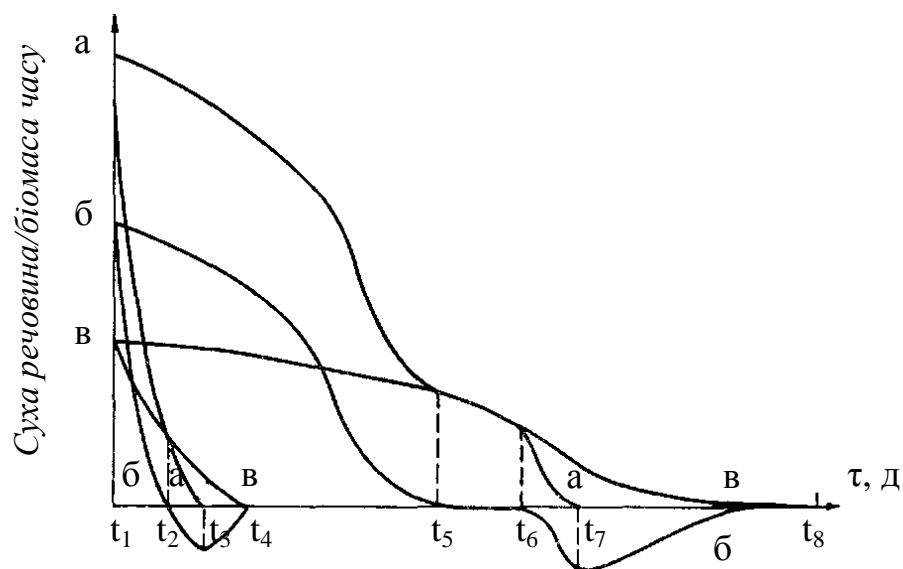


Рис. 16.5 – Зміна відношення між інтенсивністю фотосинтезу, дихання і приросту в період посухи (І.А. Куперман і О.В. Хитрово, 1973).
 а – фотосинтез; б – приріст; в – дихання; $t_1...t_4$, – швидке зневоднювання;
 $t_1, ..., t_8$ – прогресуюча посуха; t_2, t_5, t_6 – час настання нульового балансу органічної речовини; $t_3, ..., t_7$ – час припинення фотосинтезу.

Отже, компенсаційні реакції першої фази, протікаючи на фоні позитивного балансу біомаси, пов'язані в значній мірі на організменому рівні регуляції і супроводжуються активним проникненням рослини в більш вологі шари, тобто носять «динамічний» характер.

При подальшому посиленні посухи в результаті зниження інтенсивності фотосинтезу і погіршення умов для росту масообмін падає до компенсаційного рівня (друга фаза); при цьому новоутворення можливе тільки за рахунок внутрішніх резервів і лише в дуже обмежених зонах росту. До цього часу може бути витрачена вся доступна волога, внаслідок чого ріст коренів буде припинений. Компенсаційні реакції в такому стані вже менше пов'язані з організмом як цілісною системою і здійснюються в значній мірі за рахунок локального опору окремих органів, тканин і клітин, зв'язок між якими неухильно слабшає, тобто опір стає усе більш «статичним».

У третю фазу спостерігається «негативний приріст», тобто енергія, затрачена на існування активної біомаси, уже не покривається за рахунок зовнішнього енергомасообміну. При цьому міняється співвідношення між активними і пасивними (омертвілими) елементами клітин і тканин на користь останніх, які служать, з одного боку, донорами речовини й енергії, а з іншого, фізичним захистом активних елементів від руйнівної дії зовнішнього середовища. У подібних умовах різні сорти можуть існувати, очевидно, різний час. Поступово навіть у найбільш стійкої і захищеної частини біомаси починають переважати глибокі необоротні порушення, які призводять до припинення дихання і загибелі рослини.

16.3. Критерії оцінки посух

Наприкінці ХІХ століття В.В. Докучаєв для характеристики ступеня посушливості району застосував порівняння опадів з випаровуваністю. Ця ідея знайшла широке визнання і надалі розвивалася і поглиблювалася. Для визначення випаровуваності (потенційно можливого випаровування) і випаровування отримано багато емпіричних формул. Їхнє застосування дозволило дати характеристики окремих зон по сухості і виявити у визначеному наближенні імовірність посух.

Г.М. Висоцький у 1905 р. установив наступне відношення між природними зонами і величинами r/E (r – опади, E – випаровуваність): волога лісова область – $1\frac{1}{3}$, перехідна лісостепова область – 1; помірно сухий степ – $2/3$, південний сухий степ – $1/3$.

Аналогічний метод пізніше застосував А. Пенк у 1910 р. Б. Лівінгстон у 1921 р. широко застосовував відношення опадів до випаровування при оцінці сухості клімату в США.

Для характеристики сухості вегетаційного періоду Д.І. Прянішніков застосував гідротермічний коефіцієнт, розрахований як відношення суми опадів до суми температур.

Р.Е. Давід обґрунтував можливість використання дефіцит тиску водяної пари як міру транспірації культурних рослин (1934). Надалі багато дослідників використовували це обґрунтування для оцінки вологозабезпеченості та ступеня посушливості. За формулою Давіда

$$\frac{E - e}{2} = f, \quad (16.2)$$

де f – випаровуваність, мм;

E – тиск насичення при даній температурі повітря;

e – парціальний тиск водяної пари.

П.І. Колосков у 1925 р. запропонував можливість використання для порівняльної оцінки посушливості відношення річної кількості опадів до суми середніх добових температур вегетаційного періоду, зменшеної в 100 разів.

У 1947 р. П.І. Колосков запропонував уточнений показник зволоженості V , як відношення кількості опадів P до різниці тиску насичення E за даної температури і фактичного тиску водяної пари e :

$$V = k \frac{P}{E - e}, \quad (16.3)$$

де k – коефіцієнт пропорційності.

Гідротермічний коефіцієнт (ГТК) Г.Т. Селянинова представляє собою відношення суми місячних опадів ΣP до суми температур того ж місяця ΣT , зменшеної в 10 разів

$$ГТК = \frac{\Sigma P}{0,1 \Sigma T}. \quad (16.4)$$

Посушливим вважається період з гідротермічним коефіцієнтом нижче 1,0; сухим – з гідротермічним коефіцієнтом нижче 0,5; ГТК < 0,4 – ознака дуже сильної посухи; ГТК = 0,4-0,5 – сильної, ГТК = 0,5-0,6 – середньої.

В.П. Дмитренко у 2003 р. запропонував водно-термічний коефіцієнт, який на відмінність від ГТК Селянинова може застосовуватись також за позитивної температури повітря нижче 10 °С і за від'ємних її значень. Цей показник має вигляд

$$ВТК = k_{TR} \frac{\Sigma R}{\Sigma T} = \frac{10 Q(T) \Sigma R}{\varphi(T) \Sigma T}, \quad (16.5)$$

де k_{TR} – термічна функція швидкості вологообміну між атмосферою і підстильною поверхнею;

ΣR – кількість опадів за досліджуваний період, мм

ΣT – сума температур за той же період окремо позитивних і від'ємних, °С;

$Q(T)$ – функція швидкості випаровування за заданою температурою T , за правилом Вант-Гоффа, порівняно з початковою швидкістю за деякої фіксованої температури;

$\varphi(T)$ – температурна функція в'язкості води;

10 – коефіцієнт пропорційності.

Числові значення складових функції швидкості вологообміну між атмосферою і підстильною поверхнею наведені в табл. 16.1 і їхні сумісні значення у табл.16.2.

Таблиця 16.1 – Значення складових функції швидкості волого обміну між атмосферою і підстильною поверхнею при різній температурі (В.П. Дмитренко, 2005).

Функція	Температура, $T^{\circ}\text{C}$					
	-20	-10	0	10	20	30
Q(T)	0,125	0,25	0,5	1,0	2,0	4,0
10Q(T)	1,25	2,50	5,0	10,0	20,0	40,0
$\varphi(T)$	3,8	2,6	1,8	1,3	1,0	0,8

Таблиця 16.2 – Значення термічної функції швидкості вологообміну між атмосферою і підстильною поверхнею за різної температури (В.П. Дмитренко, 2005).

$T^{\circ}\text{C}$	Термічна функція k_{TR} за температури $T^{\circ}\text{C}$									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
-20	0,33									
-10	0,94	0,88	0,82	0,76	0,70	0,64	0,58	0,52	0,46	0,40
-0	2,77	2,54	2,31	2,10	1,89	1,71	1,52	1,38	1,25	1,10
0	2,77	3,18	3,59	3,94	4,29	4,74	5,20	5,82	6,45	7,07
10	7,70	8,53	9,42	10,32	11,21	12,49	13,77	15,06	16,36	18,13
20	20,0	22,25	24,51	27,46	29,40	31,16	33,72	37,81	42,01	46,0
30	50,0									

Для загальної оцінки сухості або вологості клімату використовується формула, запропонована В.П. Поповим (1948)

$$P = \frac{\Sigma g}{2,4(t - t')n}, \quad (16.6)$$

де P – показник сухості клімату;

Σg – річна кількість ефективних опадів;

$t-t'$ – психрометрична різниця;

n – коефіцієнт, який залежить від тривалості дня.

А.А. Камінський на основі врахування відносної вологості повітря самого сухого місяця о 13 годині і середньої температури вегетаційного періоду виділив шість кліматичних областей.

Н.Н. Івановим була розроблена емпірична формула для обчислення випаровуваності

$$E = 0,0018(25 + T)^2(100 - a), \quad (16.7)$$

де E – випаровуваність за місяць, мм;
 T – середня місячна температура повітря;
 a – середня відносна вологість повітря за місяць.

За допомогою цієї формули Іванов установив коефіцієнт зволоження, який виражає відношення річної кількості опадів до річної випаровуваності.

Як показник атмосферного зволоження Md Д.І. Шашко (1961) використовує відношення суми опадів P до суми середніх добових значень дефіциту тиску водяної пари $E - e$

$$Md = \frac{\Sigma P}{\Sigma (E - e)}. \quad (16.8)$$

Для встановлення початку посухи Н.В. Бова в 1941 р. запропонував наступну формулу

$$k = \frac{10(H + Q)}{\Sigma T}, \quad (16.9)$$

де k – показник посушливості;
 H – запаси продуктивної вологи у шарі ґрунту 0–100 см навесні;
 Q – кількість опадів, що випали з весни і до настання посухи;
 ΣT – сума температур від дати переходу через 0 °С.

Показник k включає три основних фактори, значною мірою визначальних для умов росту сільськогосподарських культур. Значення k зростає при поліпшенні умов зволоження і зменшується з ростом температури. Час установлення значення k , рівного 1,5, приймається за початок посухи. По П.І. Броунову (1904) сума опадів менше 5 мм за декаду з квітня по грудень є ознакою посушливості.

Для оцінки загальних посух (атмосферних і ґрунтових) Є.С. Уланова у 1973 році запропонувала використовувати коефіцієнт зволоження

$$K_1 = \frac{W_6 + \Sigma O_{V-VI}}{0,01 \Sigma T_{V-VI}}, \quad (16.10)$$

де W_6 – запаси продуктивної вологи у метровому шарі ґрунту під час стійкого переходу середньої добової температури повітря через 5 °С навесні, мм;

ΣO_{V-VI} – сума опадів за травень – червень, мм;

ΣT_{V-VI} – сума середніх добових температур повітря за травень – червень.

Значення коефіцієнтів зволоження відповідають:

$K_1 < 15$ – дуже сильна посуха

$15 \leq K_1 < 20$ – сильна посуха

$20 \leq K_1 < 25$ – середня посуха

Багато дослідників за основу оцінки інтенсивності посухи беруть зниження урожайності провідної сільськогосподарської культури в районах, які зазнають дії посухи. Так, по О.В. Процерову, зниження середнього урожаю до 20 % – слабка посуха, від 20 до 50 % – середня і більше 50 % – сильна.

О.І. Руденко пропонує використовувати наступні показники: дуже сильна посуха – опади до 18 мм за період сходи – колосіння яриці і зниження урожаю більше 50 %; сильна посуха – опади до 30...35 мм за аналогічний період і зниження урожаю на 20...50 %; середня посуха – опади більш 35 мм і зниження урожаю до 20 %.

Ряд дослідників (В.М. Обухов, О.А. Дроздов, А.В. Мещерська) оцінюють атмосферні посухи по сумі опадів у відсотках середньої багаторічної (кліматичної норми). Дуже сильна посуха спостерігається при сумі опадів менше 50 % норми, сильна – при 50...70 %, середня – при 71...80 % норми.

Відомо, що найбільш надійний показник посухи – дані про вологість ґрунту. Зниження весняних запасів продуктивної вологи у метровому шарі до 60 мм є ознакою загрозовано поганих умов забезпеченості вологою рослин протягом літньої вегетації навіть при значних літніх опадах. Весняні запаси продуктивної вологи в степових і лісостепових районах менш 100 мм також у більшості випадків призводять до незадовільної вологозабезпеченості сільськогосподарських культур. Висушування верхніх шарів ґрунту в період вегетації – найважливіший показник при характеристиці посухи.

За даними М.С. Кулика, зниження запасів продуктивної вологи в орному шарі ґрунту до 19 мм варто вважати початком посушливого періоду, а до 9 мм – початком сухого періоду. Декади, протягом яких запаси продуктивної вологи в шарі ґрунту 0–20 см становлять < 20 мм, відносяться до посушливих, а декади з запасами вологи <10 мм – до сухих.

Три сухі декади в період кущіння – молочна стиглість це ознака посухи, чотири-п'ять декад є ознака сильної посухи. Якщо три сухі декади почалися при запасах продуктивної вологи < 60 мм у шарі 20–100 см, то це варто вважати показником сильної посухи, а чотири-п'ять сухих декад – дуже сильної посухи.

16.4. Агрометеорологічні показники суховіїв

Складність і різноманіття явища суховію обумовили велику розмаїтість визначень і кількісних характеристик, які даються йому метеорологами.

А.А. Камінський (1934) під суховієм підрозуміває «такий вітер, при якому відносна вологість ні в один з термінів спостережень (7, 13 і 21 год)

не піднімається вище 50 % при відносно високому мінімумі температури повітря».

Е.Е. Федоров (1935) відносить до суховійного періоду малоохмарну погоду із середньою добовою температурою вище 27,5 °С при середній, відносній вологості < 60 % незалежно від швидкості вітру, а при середній добовій температурі 22,5...27,5 °С – дні із середньою добовою відотною вологістю 40 % і нижче та сильним вітром.

Н.К. Софотеров (1937) суховійними вважає дні з максимальною температурою 30 °С і денним дефіцитом вологості 24 мм незалежно від швидкості вітру.

М.С. Кулик (1952) указує, що серед агрономів найбільш широко розповсюджений наступний критерій суховію: відносна вологість о 13 год <30 %; температура в той же термін вище 25 °С при швидкості вітру 5 м/с по флюгеру. Цим критерієм з невеликими змінами користується і І.Є. Бучинський.

Н.Ф. Самохвалов для умов Казахстану в цьому критерії знижує межу відносної вологості до 20 %, залишаючи ті ж межі температури 25 °С і швидкість вітру 5 м/с, а за температури 30 °С знижує швидкість вітру до 3 м/с.

Г.Т. Селянинов (1930) пропонує вважати суховійними дні з добовим випаровуванням по випарнику Вільда (випаровуваністю) 8 мм і більше. Він розцінює таку величину випаровуваності, як «безсумнівно шкідливе явище», указуючи що вона нерідко спостерігається при середній відносній вологості вище 50 % за добу але при підвищеній швидкості вітру або при високій температурі. Навесні ж і восени така випаровуваність звичайно спостерігається при середній добовій температурі нижче 20 °С, але при сильному вітрі або низькій вологості повітря.

Г.Т. Селянинов дуже вдало виразив те основне, що характерно для суховіїв – їхню «висушуючу силу», тобто випаровуваність, показавши при цьому, що вона може виявлятися при різних сполученнях температури, вологості повітря і швидкості вітру.

О.О. Цубербіллер (1966) показала, що причиною ушкоджень від суховіїв є невідповідність між водопостачанням рослин і випаровуваністю, яка під час суховіїв переходить через деяку припустиму для рослин межу. Ця шкідлива для рослин межа непостійна і міняється в залежності від ряду факторів. Інтенсивність ушкоджень залежить від ступеня цієї невідповідності. О.О. Цубербіллер за показник ушкодження використовує «евапорометричний коефіцієнт» Скворцова

$$K_{еван.} = \frac{I_{ф}}{I_{ст}}. \quad (16.11)$$

Цей коефіцієнт виражає співвідношення між фактичним (вимірюваним) випаровуванням із природної поверхні поля $I_{ф}$, і

випаровуванням із «стандартної» водної поверхні I_{cm} , яке розраховується за формулою Мейера – Тихомирова

$$I_{cm} = 0,012D, \quad (16.12)$$

де D – дефіцит тиску водяної пари, гПа.

Таблиця 16.3 – Показники ушкодження (агрометеорологічні критерії) зернових культур суховіями (О.О. Цубербіллер, 1966)

Тип суховію	Випаровуваність, мм / д	Дефіцит насичення повітря о 13 год при різній швидкості вітру		Запаси продуктивної вологи, мм			$K_{еван.}$	Характеристика ступеня ушкодження рослин
		<10 м/с	≥10 м/с	0-20 см	0-50 см	0-100 см		
Слабкі	3–5	15-24	10-14	≤20	≤50	≤80	0,5-0,4	Легке зниження тургору листя
Середньої інтенсивності	5–6	25-29	≥20	≤10	≤30	≤50	0,3	Значне зниження тургору листя, їхнє скручування, пожовтіння, підсихання
Інтенсивні	6–8	30-39	≥25	≤10	–	≤30	0,2-0,1	Сильне в'янення і засихання вегетативної маси, захват зерна через 2-3 дні
Дуже інтенсивні	>8	≥40	≥35	0	–	≤30	0,2-0,1	Швидке і сильне ушкодження вегетативної маси, захват зерна через 1-2 дні

Значення $K_{еван.}=1$ показує, що випаровування з поверхні поля дорівнює випаровуванню зі стандартної водної поверхні, при $K_{еван.} > 1$ випаровування з поля більше випаровування з тієї ж площі водної поверхні, при $K_{еван.} < 1$ процес випаровування з поля йде з більшим або меншим недобором води. При нормальній життєдіяльності зернових культур значення $K_{еван.}$ в денні години зберігається в межах 0,8–1,5.

За допомогою показника $K_{\text{еван}}$ можна приблизно установити, яка добова випаровуваність відповідає різним градаціям інтенсивності суховіїв і яка кількість води повинна випаровуватися рослинами для запобігання шкідливої дії суховіїв. Це дає можливість виразити агрометеорологічні показники ушкоджень від суховіїв у зручному для застосування вигляді (табл. 16.3).

Усі наведені в табл. 16.3 градації суховіїв не заподіюють рослинам істотних ушкоджень, якщо у ґрунті є така кількість вологи, яка забезпечує можливість підвищення випаровування відповідно до рівня випаровуваності. Проведені дослідження показали, що ушкодження відсутні, якщо значення $K_{\text{еван}}$ в денні години не опускається нижче 0,8, і ушкодження бувають незначні, якщо $K_{\text{еван}}$ епізодично досягає значення 0,5.

О.О. Цубербіллер сформулювала також визначення і критерій суховіїв у наступному вигляді: суховій характеризується ненормально великим для даної географічної точки і пори року дефіцитом вологості повітря, який перевищує середнє місячне його значення о 13 год. у 1,5 рази (слабкі), у 2 рази – інтенсивні і в 3 рази – дуже інтенсивні суховії.

16.5. Вплив високої температури на ріст, розвиток та формування урожаю рослин

У зернових культур насіння при проростанні часто піддається впливу високих і дуже високих температур. Відомі випадки, коли температура ґрунту при проростанні пшениці досягала 45 °С, а кукурудзи – 55 °С. Паростки дуже чутливі до підвищення температури, тому маса паростків за температур вище 20 °С і відповідному прискореному розвитку знижується. Це може призвести до зменшення кінцевої урожайності, навіть якщо в наступному умови для формування урожаю будуть оптимальними. Маса пагонів і коренів у паростків кукурудзи знижується на 10 %, на кожен градус перевищення температурного порога в 26 °С.

У пшениці кількість листків не залежить від температури, а залежність загальної площі листя однієї рослини від температури в цілому опосередкована через вплив температури на розміри листків і тривалість їхнього життя. Інші параметри, що визначають потенційну кількість зерен, навпроти, сильно залежать від температури і знижуються пропорційно зменшенню тривалості періоду до цвітіння. Кількість пагонів і, відповідно, колосків на одну рослину, а також кількість колосків у колосі і квіток у колоску мають тенденцію до зниження при підйомі температури вище 15 °С в період до початку цвітіння.

Існує генотипова варіація залежності кількості колосків і квіток від підвищених температур.

Порогові температури ушкодження для генеративних органів набагато нижчі, ніж для інших органів. Так, у кукурудзи зниження закладки насіння відбувається при температурі вище 38 °С головним чином через зниження здатності пилка до проростання і росту пилкової трубки, а поява тичинкових ниточок і насінних зачатків менш чуттєві до високих температур.

Період після цвітіння у зернових культур характеризується більш частим впливом високих температур, які викликають серйозні порушення фізіологічних процесів і відповідно впливають на формування урожаю і його якість. Розвиток зародка може загальмуватися, якщо температура перевищить порогове значення для даної культури або сорту. Оскільки запліднення у зернових не синхронізовано навіть у межах окремого колоска, важко відокремити вплив високої температури на запліднення і ранній розвиток зародка.

При вивченні впливу помірно високих температур (15–32 °С) на формування урожаю у зернових культур встановлено, що втрати урожаю можуть складати 10–15 %, наприклад для рису і кукурудзи (рис. 16.6)

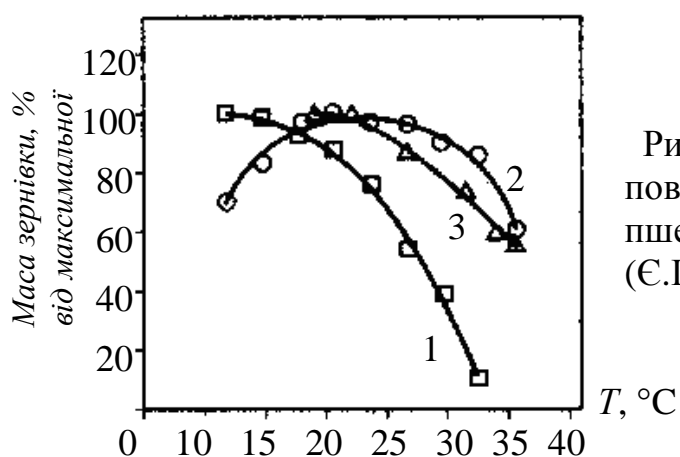


Рис. 16.6 – Вплив температури повітря на масу однієї зернівки пшениці (1), рису (2), кукурудзи (3) (Є.І. Кошкін, 2010).

Ярі культури (рис, кукурудза) у цілому більш стійкі до жару, чим озимі (пшениця), так втрата маси зернівки при перевищенні температури на 1 °С складає 4 % від максимуму у пшениці, 3% – у кукурудзи і лише 1 % – у рису. Подібне зниження маси зернівки обумовлено різною чутливістю до температури швидкості і тривалості наливу. При цьому тенденція приблизно однакова для всіх культур: у міру підвищення температури збільшення швидкості наливу зернівки не компенсує зниження тривалості наливу. Наприклад, у пшениці тривалість наливу знижується з підвищенням температури приблизно на три доби на кожен градус підвищення температури в діапазоні 16–26 °С. При подальшому підвищенні температури реакція стає асимптотичною, в результаті при підвищенні денної/нічної температури з 21/16 °С до 30/25 °С період наливу зерна скорочується практично в 2 рази (рис. 16.7).

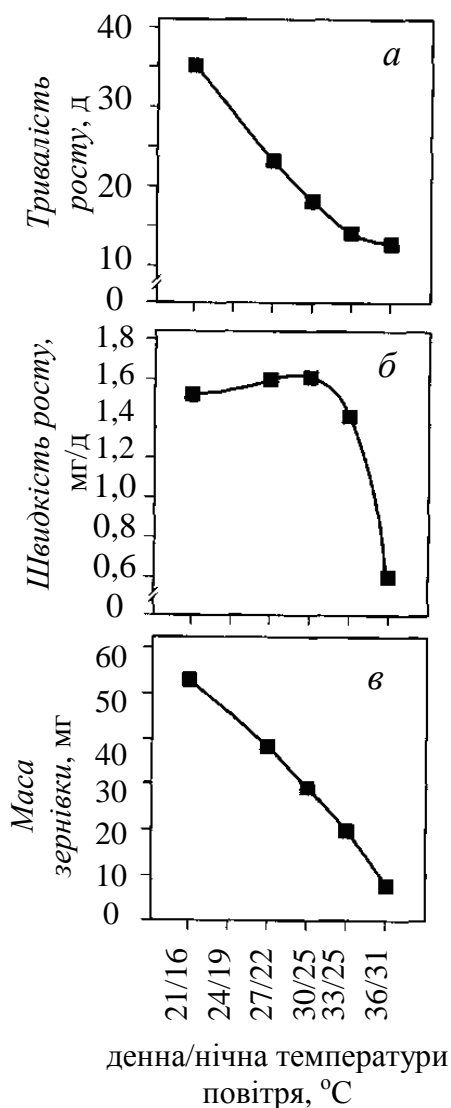


Рис. 16.7 – Вплив денної/нічної температури повітря на тривалість росту зернівки (а), швидкість росту (б) та масу (в) однієї зернівки (Tashiko, Wardlaw, 1989).

Разом з тим швидкість росту зернівки, навпроти, зростає менше ніж на 10 %, викликаючи в підсумку майже дворазове зниження маси однієї зернівки у вищевказаному діапазоні температур. Головна причина цього явища – скорочення періоду наливу.

На зниження урожайності при високих температурах впливає цілий ряд факторів.

По-перше, підвищені температури обумовлюють формування меншої кількості органів або фітомерів у відповідну фазу онтогенезу. Кількість пагонів і відповідно колосків на одну рослину знижуються при підвищених температурах.

Кількість зерен на 1 м² при підвищених температурах сильно зменшується, приводячи до істотних втрат урожаю, тому що зменшення кількості зерен не компенсується збільшенням маси однієї зернівки. Виходячи з тісного зв'язку між кількістю колосків, квіток у колоску і тривалістю періоду до цвітіння можна зробити висновок, що при підвищених температурах швидкість органоутворювальних процесів недостатня для компенсації укороченого періоду до цвітіння.

По-друге, якщо збільшення швидкості росту фітомера або елемента структури урожаю при підвищеній температурі не поєднується з прискоренням розвитку, тоді розмір органа або компоненти урожаю будуть зниженими. Жарка погода найчастіше знижує розміри органів, тому що швидкість росту не так чутлива до температури, як швидкість його розвитку. Наприклад, у пшениці площа листка, що закінчив ріст, знизилася в два рази, коли температуру вирощування підвищили з 15 до 27 °C. При цьому площа

листка в даній фазі розвитку тісно корелювала з періодом, необхідним для досягнення цієї фази. Аналогічно, довжина листкової пластинки у кукурудзи знижувалася на 2 % при кожному наступному перевищенні на 1 °С температури вирощування 20 °С. Висота рослин пшениці при підвищених температурах теж знижувалася, тому що тривалість періоду подовження стебла зменшувалася швидше, ніж збільшувалася швидкість його розтягання.

По-третє, біомаса і урожайність польових культур тісно зв'язані з кількістю ФАР, поглиненої за вегетаційний період. Саме тому урожайність сильно корелює з фотосинтетичним потенціалом посівів як у типових умовах, так і при підвищених температурах. В умовах підвищених температур скорочується вегетаційний період і відповідно кількість поглиненої радіації. Рослини з прискореним розвитком виглядають звичайно нормально, оскільки відсутні симптоми дії підвищених температур. Однак у них через зменшення розмірів і кількості фітомерів знижений загальний пул фотоасимілятів, доступних для росту генеративних органів.

16.6. Вплив водного дефіциту на урожайність

Посуха знижує урожайність при дії протягом усього вегетаційного періоду. Однак найбільш негативний вплив спостерігається, коли настання водяного стресу збігається з початком формування гамет і ініціацією утворення зернівки. Перший пік чутливості характерний для всіх зернових, другий пік спостерігається під час цвітіння — на початкових етапах розвитку зернівки в рису і кукурудзи. Значно менша чутливість у цей період в умовах сильного водяного дефіциту відзначена на ячмені, пшениці і вівсі. У жита, проса і сорго, що, як відомо, теж чуттєві до посухи в репродуктивний період, періоди максимальної чутливості не встановлені. Після початку формування зернівки відбувається поступове зниження сприйнятливості до стресу. Природа структурних і функціональних порушень репродуктивних органів і лежачих у їхній основі механізмів залежить від часу і глибини дії водяного стресу.

Водний стрес в період вегетативного розвитку або у фазу цвітіння зернових культур сповільнює швидкість його протікання, що гальмує або повністю припиняє цвітіння. Одночасно при водному стресі припиняється індукція цвітіння.

В умовах недостатнього зволоження основним фактором, лімітуючим інтенсивність і продуктивність фотосинтезу рослин, є забезпеченість їх вологою. Основною характеристикою умов вологозабезпеченості, яка широко використовується в практиці, є вологозапаси ґрунту. Однак вони не завжди відображають фізіологічну потребу рослин у волозі. Початок падіння продуктивності через нестачу вологи варто визначати за зміною однієї з

трьох величин: опору устячок, водного режиму листка або різниці температур листок-повітря.

Універсальною характеристикою вологозабезпеченості рослин може служити легко визначаемий показник водного режиму рослини – *водний дефіцит* (відносний дефіцит насичення) листка d_l (В.С. Антоненко, 2002).

Для опису залежності добового приросту надземної рослинної маси від умов вологозабезпеченості пропонується використовувати функцію впливу водного дефіциту на приріст ψ_d^j відношення відносних добових приростів при звичайно недостатньому зволоженні δM до їхніх значень при оптимальних умовах вологозабезпеченості δM_{opt} за конкретний період вегетації при $\sum Q_{\phi} = \text{const}$. Аналіз залежності ψ_d^j від \bar{d}_l для трьох періодів вегетації: вихід у трубку – початок колосіння, колосіння – цвітіння, кінець цвітіння – молочна стиглість показав, що для зазначених періодів просліджується однаковий характер залежностей ψ_d^j від \bar{d}_l .

На рис. 16.7, як приклад, наведена залежність нормованих приростів від водного дефіциту для періоду початок колосіння – цвітіння. З рисунка видно, що при гарній вологозабезпеченості ($\bar{d}_l < 3\%$) відносна швидкість росту практично не залежить від водного дефіциту ($\psi_d^j = 1$). З подальшим ростом \bar{d}_l відзначається різке зменшення ψ_d^j (середня частина кривої), обумовлене відтоком вільних асимілятів з надземних органів у корені, що знаходяться в даний момент у більш сприятливих умовах, а також пригніченням процесів асиміляції при прогресуючій посуші. При підсиханні ґрунту швидкість перетоку асимілятів падає, тому що і корені знаходяться в несприятливих умовах (нижня частина кривої). При дуже жорстких посушливих умовах ($\bar{d}_l > 7\%$ у фазу вихід у трубку, $\bar{d}_l > 8\%$ у фазу колосіння, $\bar{d}_l = 11...12$ у фазу молочної стиглості) практично повністю пригнічуються процеси асиміляції і можливе зменшення надземної маси (негативні значення ψ_d^j) через інтенсивне дихання підтримки. Значення \bar{d}_l , за яких $\psi_d^j = 1$, прийнято за оптимальні для приростів надземної фітомаси. Верхня межа діапазону оптимальних середніх за день значень водного дефіциту $\bar{d}_{opt, \phi}$ збільшується до кінця вегетації. Оптимальні значення $\bar{d}_{opt, \phi}$ складають приблизно 2,0 % для періоду вихід у трубку – початок колосіння; 2,5–3,0 для періоду колосіння – цвітіння; 3,0–3,5 – для фази молочна стиглість.

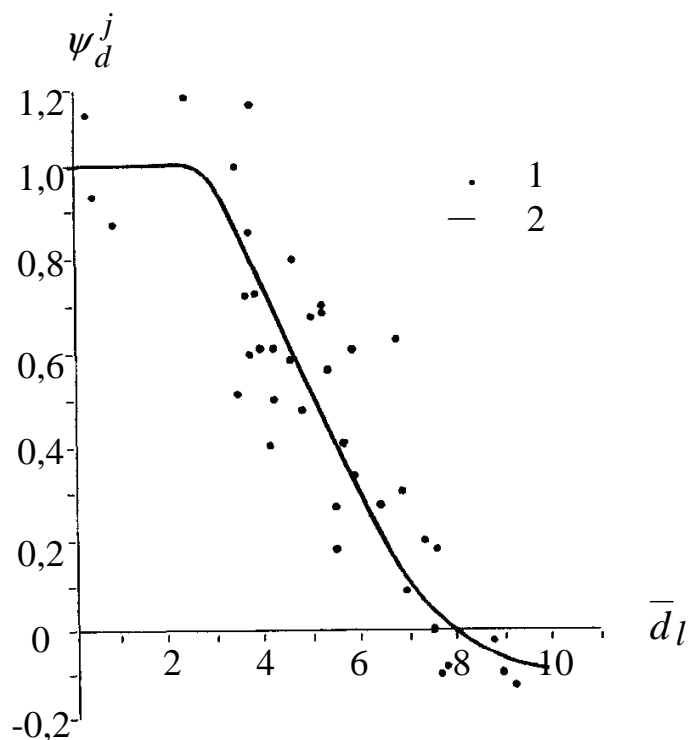


Рис. 16.8 – Залежність функції впливу водного дефіциту на приріст надземної фітомаси озимої пшениці ψ_d^j від середніх денних значень водного дефіциту листа \bar{d}_l (%) в період колосіння – цвітіння, сорт Дніпропетровська 775 (В.С. Антоненко, 2002). 1 – емпіричні дані; 2 – розраховані дані.

Залежність ψ_d^j від \bar{d}_l для j -го періоду вегетації може бути апроксимована логістичною функцією, яка після деяких перетворень, що враховують можливі негативні значення при гострому водному дефіциті, здобуває такий вигляд

$$\psi_d^j = \left\{ \frac{1 - 0,1c_d \cdot \exp[\chi^j (\bar{d}_l - \bar{d}_{opt,e})]}{1 + c_d \cdot \exp[\bar{d}_l - \bar{d}_{opt,e}]} \right\}; \quad (16.13)$$

де c_d – коефіцієнт рівняння, який дорівнює 0,03,

χ^j – емпіричний параметр, значення якого міняються (зменшуються) у процесі онтогенезу в зв'язку зі старінням рослинної тканини і зменшенням її водоутримуючої здатності;

ψ_d^j – функція впливу водного дефіциту на приріст надземної фітомаси озимої пшениці;

\bar{d}_l – середньоденні значення водного дефіциту листа.

Для різного відносного віку листка $\tilde{\tau}$ значення χ можуть бути розраховані за формулою

$$\chi(\tilde{\tau}) = \chi(mp.) / \varphi_d(\tilde{\tau}), \quad (16.14)$$

де $\chi(mp.)$ – максимальне значення $\chi = 1,32$, яке спостерігається у фазу вихід у трубку;

$\varphi_d(\tilde{\tau})$ – онтогенетична функція водного дефіциту листка, яка розраховується.

Коефіцієнт кореляції між фактичними і розрахованими значеннями дорівнює $0,915 \pm 0,027$.

Моделювання впливу посухи на процес формування урожаю. В основі існування рослин лежить постійний екзо- і ендогенний енергомасообмін. Несприятливий фактор, зокрема посуха, змінює як абсолютні величини складових цього обміну, так і співвідношення між ними, що призводить до зниження продуктивності.

У роботі А.М. Польового (1979) моделюється вплив посухи на формування урожаю. При напруженому водному режимі відбувається порушення основних процесів життєдіяльності рослин. Збільшення дефіциту вологи супроводжується безупинним посиленням дихання; зміни фотосинтезу протилежні змінам дихання. Відзначається уповільнення росту і зменшення відношення надземної маси рослини до маси коренів.

Під впливом несприятливих умов в період вегетативного росту, зміна росту надземної частини рослини відбувається за умови

$$\frac{\Delta M^{j+1}}{\Delta t} < \frac{\Delta M^j}{\Delta t}, \quad \text{якщо} \quad \frac{\Delta M^{j+1}}{\Delta t} \neq 0. \quad (16.15)$$

Припустимо, що приріст біомаси коренів зберігається на одному рівні або дорівнює приросту біомаси всієї рослини

$$\frac{\Delta m_r^{j+1}}{\Delta t} = \begin{cases} \frac{\Delta m_r^j}{\Delta t}, & \text{якщо} \quad \frac{\Delta M^{j+1}}{\Delta t} \geq \frac{\Delta m_r^j}{\Delta t} \\ \frac{\Delta M^{j+1}}{\Delta t}, & \text{якщо} \quad \frac{\Delta M^{j+1}}{\Delta t} < \frac{\Delta m_r^j}{\Delta t} \end{cases}, \quad (16.16)$$

тоді приріст надземної біомаси визначимо із співвідношення

$$\frac{\Delta m_{shoot}^{j+1}}{\Delta t} = \begin{cases} \frac{\Delta M^{j+1}}{\Delta t} - \frac{\Delta m_r^{j+1}}{\Delta t}, & \text{якщо } \frac{\Delta m_r^{j+1}}{\Delta t} < \frac{\Delta M^{j+1}}{\Delta t} \\ 0, & \text{якщо } \frac{\Delta m_r^{j+1}}{\Delta t} = \frac{\Delta M^{j+1}}{\Delta t} \end{cases}, \quad (16.17)$$

де m_{shoot} – біомаса надземних органів, г/м².

Розподіл продуктів фотосинтезу між надземними органами рослини проводиться шляхом введення ростових функцій надземної частини рослини

$$\beta_{i(dr)}^j = \beta_i^j / \sum_i^{l,s,p} \beta_i^j, \quad (16.18)$$

де $\beta_{i(dr)}$ – ростова функція періоду вегетативного росту надземного органа в умовах посухи, безрозмірна.

Рівняння динаміки біомаси надземних органів записується у вигляді

$$\frac{\Delta m_{i(dr)}^{j+1}}{\Delta t} = \beta_{i(dr)}^{j+1} \frac{\Delta m_{shoot}^{j+1}}{\Delta t} \quad (16.19)$$

де $\Delta m_{i(dr)}^{j+1}$ – приріст сухої біомаси i -го надземного органа в умовах посухи, г/м².

Динаміка приросту загальної біомаси посіву розглядається як внутрішній перемикач для адаптивного збільшення частки підземних органів за впливу на рослину несприятливих умов.

Розділ 17

ПЕРЕЗВОЛОЖЕННЯ

17.1. Зміна воднофізичних властивостей ґрунтів при перезволоженні та заболочуванні

Надлишковим зволоженням вважають (О.А. Роде, 1955) такий стан ґрунту, коли середній вміст у ній вологи за вегетаційний період перевищує 70–80 % повної вологомісткості. Ґрунт, який піддається постійному або періодично тривалому надлишковому зволоженню, відноситься до заболоченого.

У зоні надлишкового зволоження майже повсюдно у ґрунті присутні і постійно діють три фактори: застій вологи, наявність анаеробної мікрофлори й органічної речовини, здатної до зброджування. Наявність цих факторів є необхідною і достатньою умовою практично повсюдного поширення глеєутворення в зоні надлишкового зволоження, глеєутворення трансформує агрегатний склад вихідних материнських порід і впливає на їхні фізичні властивості.

У ґрунтах з наростаючим ступенем оглеєння у гумусових шарах (незалежно від генетичної приналежності ґрунтів) зменшується об'ємна маса. Зменшення щільності акумулятивних шарів обумовлює збільшення їхньої загальної пористості, яка досягає максимальних значень у сильно заболочених ґрунтах.

У важких дерново-підзолистих ґрунтах у міру посилення оглеювання трохи збільшується щільність і зменшується пористість. Це найбільш чітко виражено в нижніх шарах глеюватих ґрунтів. Разом з тим, для неоглеєних і оглеєних важких ґрунтів абсолютні значення щільності і пористості дуже близькі. Це пояснюється, мабуть, тим, що дія оглеювання на важких ґрунтах розвивається на дуже щільних материнських породах. Тому оглеєні підзолисті важкі ґрунти істотно не відрізняються за своїми фізичними властивостями від неоглеєних.

У більш легких дерново-підзолистих ґрунтах віднесених до легко- і середньосуглинкових порід, поступово збільшується об'ємна маса і зменшується пористість під впливом прогресуючого заболочування, головним чином у ілювіальних горизонтах (у шарі 50–120 см від поверхні). Зменшення пористості дерново-підзолистих глейових ґрунтів у порівнянні з неоглеєними ґрунтами легкосуглинкового механічного складу цілком вірогідно, і воно дорівнює 4–6 %.

Нарешті, у легких (супіщаних і піщаних) ґрунтах вододілів глеєві горизонти часто мають такі ж або менші значення об'ємної маси, що і неоглеєні шари. Максимальна щільність і мінімальна пористість (35–37 %)

спостерігаються не в глейових, а, як правило, в ортзандових, сильно озалізнених шарах. У зоні перемінного режиму вологості заболочування лише незначно зменшує або зовсім не впливає на щільність і пористість заплавлених ґрунтів. Для всіх досліджених різновидів дернових зернистих ґрунтів незалежно від ступеня їхнього оглеєння (в тому числі і для дернових зернистих глейових) і глибини досліджуваного шару (1,0–1,5 м) об'ємна маса виявилася дуже незначною (0,96–1,12 у шарі 0,50 см і 0,99–1,10 у шарі 0–100 см). Загальна пористість усіх розглянутих ґрунтів була однорідною і високою (відповідно 56–63 і 58–62 %).

В результаті акумуляції органічної речовини, а також тривалої гідрації колоїдів при заболочуванні спостерігається закономірне збільшення вологомісткості верхніх шарів оглеєних ґрунтів. На початкових стадіях заболочування найменша вологомісткість збільшується поступово, а при інтенсивному оглеєнні його значення різко зростає.

Але якщо у верхніх шарах просліджується збільшення вологомісткості мінеральних ґрунтів по мірі наростання заболочуваності, то в нижніх шарах профілю її зміни не настільки закономірні і значною мірою пов'язані з генезисом і механічним складом. У ґрунтах вододілів вологомісткість глейових шарів така ж, як і менш заболочених і неоглеєних шарів або трохи менше. Найбільш чітко зменшення вологомісткості спостерігається у суглинковому і легкому ґрунтах. Це відбувається, по-перше, через зменшення пористості внаслідок ущільнення, по-друге, в результаті граничного обезмулювання глейових шарів піщаних ґрунтів.

При дослідженні водопроникності суглинкових підзолистих і дерново-глейових ґрунтів встановлено (зниження від 0,44 до 0,40 м/доба) швидкості фільтрації верхнього шару в ґрунтах, що відрізняються найбільшим оглеєнням, відносна стабільність його значень у глибоких шарах профілю і коливання водопроникності ілювіальних шарів. Низька швидкість фільтрації властива цьому шару в неоглеєних і глибокооглеєних ґрунтах (0,08–0,15 м/доба) у глеюватих і глейових видах різко зростає (у 2–4 рази) і стає рівною або близькою водопроникності материнської породи (0,34–0,38 м/доба).

Можна вказати, принаймні, три причини, які обумовлюють збільшення коефіцієнта фільтрації оглеєних ґрунтів у порівнянні з неоглеєними. По-перше, інтенсивне заболочування легкосуглинкових підзолистих ґрунтів різко послабляє процес формування ущільненого ілювіального шару. По-друге, в глибоких шарах під впливом оглеювання відбувається винос заліза й алюмінію, наслідком цього є деяке полегшення їхнього механічного складу. Нарешті, по-третє, причиною збільшення фільтрації води в оглеєних ґрунтах може виявитися їхня підвищена тріщинуватість у сухому стані.

Фільтрація у глеєватуому ґрунті по всьому профілю, а в глеєвих на глибинах 30–40 і 90–100 см тобто в зоні активної дії дрен, у 1,5–2 рази більше фільтрації в неоглеєному ґрунті.

Водопроникність легких дерново-підзолистих ґрунтів з поверхні невелика (0,3–0,8 м/доба), причому й у цьому випадку просліджується деяке зниження коефіцієнта фільтрації K_f при збільшенні ступеня заболоченості ґрунтів.

Важким заплавленим ґрунтам властиві більш високі абсолютні значення водопроникності, ніж важкосуглинковим підзолистим ґрунтам вододілів. Більш чітко просліджується вплив оглеювання на водопроникність шарів ґрунтового профілю. Основна причина зменшення водопроникності обумовлена збільшенням об'єму зв'язаної вологи і закупоркою пор, що відбувається при цьому. Тому при посиленні ступеня оглеєння в заплавлених ґрунтах на відміну від підзолистих різко зменшується водопроникність поверхневих шарів. Так, у незаболочених дернових зернистих ґрунтах коефіцієнт фільтрації (з поверхні) складає 2,6 м/доба, а в глибокооглеєних, глеєватих і глейових ґрунтах – відповідно 0,6; 0,3 і 0,16 м/доба.

17.2. Оцінка стану надлишкового зволоження ґрунтів за їхніми агрогідрологічними властивостями

Критерії оцінки верхньої межі вологості ґрунтів, які діагностують виникнення несприятливих екологічногідрологічних умов, пов'язаних з надлишковим зволоженням, розроблені дуже неповно. Звичайно (за винятком глинистих безструктурних ґрунтів) такі умови виникають в інтервалі між повною і найменшою вологомісткістю (ПВ-НВ). З цього був зроблений висновок про те, що надлишкове зволоження завжди викликає волога рівна або більша за НВ. На підставі цього висновку ґрунти, на яких спостерігаються випадки наявності періодів з вологістю, рівною або більшою НВ, розглядаються як дуже надлишково зволожені. Однак раніше Я. Копецьким (1908), М. Расселом (1955) та ін. показано, що нормальний розвиток коренів рослин відбувається в шарах з повітроносною пористістю, рівною або більшою 6–8 %. П. Фагелер (1938) підкреслював, що такі значення повітроносної пористості підтверджують дослідні й практичні спостереження.

Майже такі ж критичні значення повітроносної пористості (5–10 %) були використані Меннінгом і Боні для визначення меж оптимальної вологості при прогнозуванні й оцінці водного режиму ґрунтів. Тому межу вологості, вище якої настає екологічне надлишкове зволоження, варто розглядати як величину, рівну загальній пористості (ЗП) мінус 8 % для орних шарів і мінус 6 % для підорних шарів профілю.

Істотно і те, що рух сільськогосподарських машин по полю різко погіршується або стає неможливим при повітроносній пористості ґрунтів у орному шарі, рівній або меншій 6–8 %.

Доцільність цих критеріїв оцінки екологічно надлишкового зволоження (ЗП мінус 8 % для шару A_p ; ЗП мінус 6 % для підорних шарів) підтверджується й іншими даними. Надлишкове зволоження небезпечне не надходженням гравітаційної вологи в шари ґрунтового профілю, а, насамперед і головним чином порушенням газообміну шарів, де розповсюджене коріння, і різким ослабленням їхньої *аерації*.

Разом з тим повітрообмін і переміщення кисню у ґрунті забезпечені в тому випадку, якщо у шарі розповсюдження коріння зберігається безупинна система заповнених повітрям пор. За даними Гайслера, дане становище безперервності виникає при вмісті повітроносних пор у ґрунті, рівному 4–7 %. Такий вміст повітроносних пор у ґрунтах різного генезису і складу має місце при самих різних значеннях вологості ґрунтів, які різко перевищують НВ або навпроти залишаються значно нижче НВ.

Таким чином, НВ у загальному вигляді не можна розглядати як універсальний критерій діагностики виникнення у ґрунті екологічно надлишкового зволоження. Такий висновок підтверджують дані табл. 17.1 з яких випливає, що при вологості рівній НВ, у ґрунтах різного генезису і механічного складу значення повітроносної пористості змінюються в дуже широкому діапазоні. Так, в шарах A_p зміни коливаються від 6 до 20 %, у ілювіальних шарах – від 4 до 25 %.

При вологості, рівній НВ, у супіщано-піщаному ґрунті повітроносна пористість перевищує 20 %. Останнє твердження вказує на екстремально високу і несприятливу аерацію. На таких ґрунтах НВ є недостатньою для нормального забезпечення вологою всіх культур. Тут вологість, рівна НВ, свідчить не про надлишок, а скоріше про істотний дефіцит вологи для росту і розвитку рослин і про дуже несприятливі екологічні умови.

У легкосуглинкових підзолистих ґрунтах при вологості, рівній НВ, майже по всьому профілю складаються сприятливі або задовільні умови для розвитку рослин. У цьому випадку НВ відповідає найбільш хорошему вологозабезпеченню і співвідношенню води і повітря. НВ у середньо- і важкосуглинкових підзолистих ґрунтах є, безсумнівно, тією величиною, вище якої вологість ґрунту виявляється несприятливою і зайвою для рослин. Найбільш низькі значення повітроносної пористості при НВ спостерігаються у ілювіальних шарах.

Нарешті, у глинистих підзолистих ґрунтах НВ настільки значна, що об'єм повітроносної пористості по всьому профілю при цій вологості виявляється нижче 6–8 %. Тому тут критична вологість, яка відповідає переходу ґрунту в стан надлишкового зволоження, нижче НВ.

Слід зазначити, що при оцінці екологічного стану ґрунтів по вологості, важливого значення набуває не тільки їхня генетична приналежність і механічний склад, але й особливо структурний стан. Так, у заплавних структурних важкоглинистих ґрунтах стан екологічного надлишкового зволоження настає при вологості вище НВ (120–150 НВ), тобто так само як і в значно більш легких підзолистих ґрунтах на лесовидних легких суглинках.

Таблиця 17.1 – Повітроносна пористість при вологості, відповідній НВ, в глеюватих підзолистих і заплавних ґрунтах Нечорноземної зони різного гранулометричного складу (Ф.Р. Зайдельман, 1985).

Ґрунт	Гранулометричний склад	Глибина см	Загальна пористість, %	Найменша вологомісткість, %	Повітроносна пористість, %	Вологість ґрунту, яка відповідає стану екологічного надмірного зволоження	
						% НВ	% абс. об'ємних
Підзолистий	Супіщано-піщаний	0–30	43	23	20	152	35
		50–60	36	11	25	272	30
		70–80	36	13	23	230	30
	Легкосуглинковий	0–30	50	36	14	122	44
		50–60	45	30	15	130	39
		70–80	40	38	7	103	34
	Середньо- і важко суглинковий	0–30	45	36	9	103	37
		50–60	40	35	5	97	34
		70–80	40	35	5	97	34
	Глинистий	0–30	53	47	6	96	45
		50–60	46	41	5	98	40
		70–80	45	41	4	95	39
Заплавний	Важкосуглинковий	0–30	57	39	17	123	48
		50–60	61	37	24	149	55
		70–80	55	42	13	117	49

Мінімальний об'єм повітря у ґрунті, необхідний для нормального розвитку культур, змінюється в залежності від їхнього виду від 10 до 50 % пористості, а отже, оптимальна для росту рослин вологість ґрунту буде змінюватися від 90 до 50 % пористості.

У табл. 17.2 наведені значення оптимальної вологості ґрунту для основних сільськогосподарських культур, які вирощуються у зоні надлишкового зволоження.

Таблиця 17.2 – Оптимальна вологість ґрунту (А.І. Климко, 1979).

Культура	Вологість, % пористості
Зернові (переважно ярі)	40–50
Зернобобові	50–60
Картопля, цукровий буряк, коренеплоди	60–70
Капуста білокачанна	70–85
Польові багаторічні трави	70–80
Лугові трави	80–90

17.3. Вплив перезволоження на періодичність росту і продуктивність рослин

Надлишкове перезволоження ґрунту викликає умови гіпоксії (тимчасового дефіциту кисню) або аноксії (відсутність кисню) у шарі розповсюдження коріння. Найбільш часто в умовах дефіциту кисню виявляються озимі хліби (пшениця, жито, ячмінь), а також соя, рис, бавовник (при зрошенні).

Явища гіпоксії й аноксії мають багато спільного, тому що і при гіпоксії, і при аноксії тканини відчувають нестачу кисню, особливо в активно функціонуючих органах. Наприклад для нормальної життєдіяльності кінчиків коренів вміст кисню в середовищі не повинен опускатися нижче 20 %. Однак, у різних за стійкістю до гіпоксії і аноксії рослин або окремих органів можуть бути неоднакові потреби в кисні. Так, у рису перехід на анаеробний тип обміну починається при вмісті кисню 5–10 %, а в менш пристосованій до дефіциту кисню пшениці більше 10 %. Цілоком на анаеробний режим рослини переключаються при 1%-ому вмісті кисню у ґрунті. Цікаво, що ріст коренів гальмується звичайно більш вищим вмістом кисню, чим дихання. Одні рослини при перезволоженні або затопленні гинуть дуже швидко, інші більш стійкі і здатні існувати в умовах не тільки дефіциту, але і відсутності кисню. Однак рослини — аероби, тому при аноксії мова може йти тільки про їхнє тимчасове виживання.

Погіршення аерації коренів при надлишку вологи веде до зниження загального вмісту води у рослині. Навіть короточасний анаеробіоз сприяє нагромадженню нітритів, закису азоту, сульфідів, сірководню, вуглекислоти, закисних форм заліза і марганцю.

При надлишку вологи знижується мікробіологічна активність ґрунту, що погіршує використання мінеральних речовин рослинами. Анаеробні умови в більшості впливають на пересування іонів від коренів у надземну частину, ніж на поглинання цих елементів. Спостерігається також і виділення раніше поглинутих живильних речовин у навколишнє середовище.

Порушення синтетичної діяльності кореневої системи, а також регуляції пересування речовин по рослині зменшують швидкість росту і продуктивність рослин.

За даними В.С. Шевелухи при надлишку вологи у ґрунті, інтенсивність середньодобової швидкості росту зернових зменшується на 8,0–46,7 % в залежності від стадії розвитку рослини і тривалості термінів впливу, а також ступеня надлишкового зволоження. При вологості ґрунту 100 % ПВ на III-IV етапах органогенезу рослин відзначається зменшення середньодобової швидкості росту на 8,0 % (8 днів), а при вологості 130 % ПВ – на 46,7 % (15 днів) у порівнянні з контролем.

При затопленні на V-VII етапах органогенезу середньодобова швидкість росту зменшується на 9,0–17,6 % (100 %-на вологість) і до 33–34 % (130 %-на вологість) щодо контролю.

Надлишкове зволоження порушує водообмін клітини і всього рослинного організму, що призводить до пригнічення ростових процесів, порушення мікро- і макроспорогенезу, до різних аномалій у формуванні репродуктивних органів, що у свою чергу обумовлює погане зав'язування зерна через низьку життєздатність пилку. Поряд з цим порушується нормальний обмін речовин, як у всій рослині, так і в її репродуктивних органах. Усе це, природно, позначається на кінцевому результаті росту, розвитку рослин і урожаї зерна.

Для оцінки впливу перезволоження на зниження продуктивності фотосинтезу рослин О.Д. Сиротенко запропонував використовувати коефіцієнт перезволоження SW

$$SW_i = \frac{W_i - W_{opt}}{W_i^{ПВ} - W_{opt}}, \quad (17.1)$$

якщо $W_i > W_{opt}$, інакше $SW_i=1$,

$$\overline{SW} = \frac{\sum_{i=1}^n SW_i \mu_i}{\sum_{i=1}^n \mu_i}, \quad (17.2)$$

де W_i – вологість i -го шару ґрунту, мм;
 $W_i^{ПВ}$ – повна вологомісткість;

W_{opt} – оптимальна для даної культури вологість ґрунту, наприклад, для ярої пшениці $W_{opt} = 0,7W_i^{ПВ}$;

μ_i – частка коренів у i -му шарі ґрунту;

n – кількість ґрунтових шарів.

Встановлено, що при впливі надлишку води на рослини ячменю в різному ступені знижується урожай зерна в залежності від фази розвитку рослин, тривалості та ступеня затоплення (табл. 17.3).

Зниження нагромадження загальної біомаси відбувається в основному за рахунок репродуктивних органів, кореневої системи і трохи в меншому ступені за рахунок маси стебел.

Відповідно до оцінки Ю.А. Канцибера, на важкосуглинкових ґрунтах втрати урожайності в результаті перезволоження можуть досягати для картоплі 56–84 %, зернових культур 32–48 %, багаторічних трав 24–36 %. При надлишковому зволоженні порушується режим ґрунтового живлення, виникає анаеробний тип дихання, неекономно витрачаються пластичні речовини, що в цілому призводить до виснаження рослин; ефективність добрив знижується.

Внесення мінеральних добрив не дозволяє цілком перебороти негативну дію перезволоження. Представляє великий практичний інтерес, який спостерігається при внесенні добрив, зрушення оптимуму у бік більш високих рівнів вологозабезпеченості за даними В.С. Шевелухи. Якщо при середньому рівні забезпеченості рослин елементами живлення, оптимальна водозабезпеченість знаходиться на рівні 60 % повної вологомисткості, то підвищені дози живильних речовин будуть більш ефективні при 70–80 % ПВ (рис. 17.1).

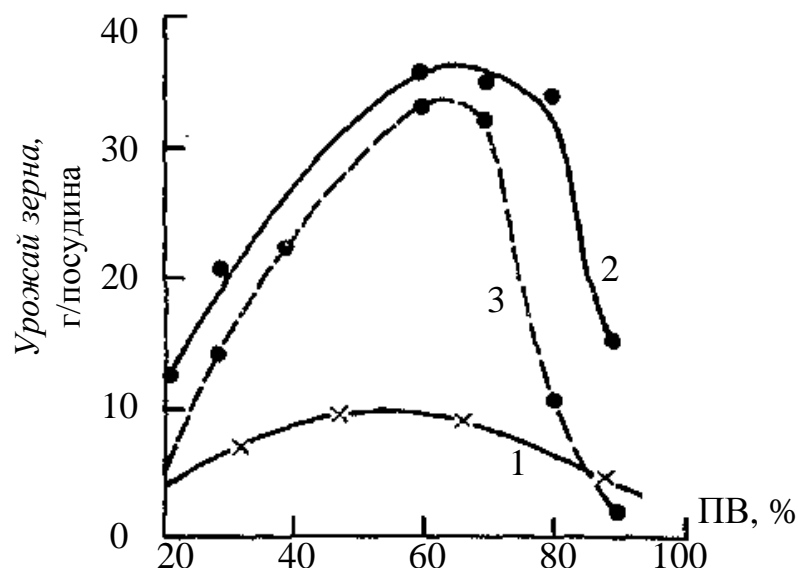


Рис. 17.1 – Вплив доз мінерального живлення і вологості ґрунту на урожай ячменю (В.С. Шевелуха та ін., 1980):
1 – без добрив; 2 – 1 NPK; 3 – 2 NPK

Таблиця 17.3 – Вплив надлишкового зволоження на вихід зерна та його урожай (В.С. Шевелуха, 1978)

Варіант досліджу	Маса зерна (14 % вологості), г/посудину						Вихід зерна в біомасі, %					
	кущіння		вихід в трубку		налив зерна		кущіння		вихід в трубку		налив зерна	
	середнє за 2 роки	контроль, %	середнє за 2 роки	контроль, %	середнє за 2 роки	контроль, %	1975 р.	1976 р.	1975 р.	1976 р.	1975 р.	1976 р.
Вологість ґрунту 100 % повної вологомiсткостi												
3 днi	24,0	87,6	23,8	87,0	24,1	88,0	–	40,0	–	10,9	–	39,3
8 днiв	19,6	87,1	17,7	78,7	19,0	84,4	27,5	40,0	25,6	40,8	30,2	40,0
15 днiв	22,0	80,3	21,1	77,0	20,7	75,5	–	39,3	–	40,4	–	39,1
Вологість ґрунту 130 % повної вологомiсткостi												
3 днi	18,6	82,6	17,0	75,5	17,0	75,5	28,5	40,3	26,0	26,0	40,6	38,3
8 днiв	13,6	60,4	8,7	38,7	12,5	55,5	26,3	40,0	22,3	22,3	21,0	35,9
15 днiв	8,4	37,3	2,2	19,5	9,2	40,9	19,0	37,2	4,7	10,1	10,1	30,6
Вологість ґрунту 60 – 65 % повної вологомiсткостi												
Контроль	22,5	100	22,5	100	22,5	100	29,3	42,6	29,3	42,6	29,3	42,6

17.4. «Стікання» зерна, проростання на кореню та у валках

У практиці сільськогосподарського виробництва нерідкі випадки коли втрати урожаю зерна на корені складають у порівнянні з розрахунковим 50 % і більше. Ці втрати здебільшого пов'язані з явищем ензимомікозного виснаження (ЕМІВ) зерна, відомого під назвою медвяна роса або стікання зерна.

Розвиток ензимомікозного виснаження насіння пшениці починається під впливом несприятливих погодних умов (підвищені атмосферні опади, рясні роси, сирий туман, висока температура) у період цвітіння, наливу і дозрівання зерна, а також під час збирання урожаю. При цьому на першому етапі в зернівці підвищується активність гідролітичних ензимів, які розщеплюють біополімери на сахари й амінокислоти (ензимна стадія). На другій (мікозній) стадії ці речовини через мікротріщини виступають на поверхню зернівки і служать живильним субстратом для цілого ряду грибів.

Досліди з локалізованим дощуванням жита, пшениці і ячменю показали, що в рослин, колоски яких були захищені від дощу, і останній випадав тільки на листя і стебла, урожай знизився на 4,7 %; коли дощ впливав на всі органи рослин урожай знизився на 48,5 %, коли тільки на колосся – на 66 %. Дощування в різні фази стиглості зернових теж призвело до неоднакового зниження урожаю: у фазі ранньої молочної стиглості на 21,9–48,5 %, а пізніше – на 16,4–25,8 %.

Цікаво, що при збільшенні вологості повітря з 50 до 90 % вміст азоту в зерні знижувався з 2,8 до 2,3 % при одночасному зниженні маси 1000 зерен. Крім того, у нестійких до ензимної стадії ЕМІВ сортів, у Безоста 1 і Факту (*Facta*) енергія проростання знижувалася на 24 і 27 %, а польова схожість – на 31 і 22 % відповідно. У стійких же сортів Ібіс (*Ibis*) і Компал (*Compal*) із ФРН схожість знижувалася набагато менше на 4 і 7 % відповідно.

Ензимне виснаження знижує такі показники якості зерна як кількість і якість клейковини, вміст білка і лізина; зростає скловидність, притому тим сильніше, чим нестійкіший сорт. Разом з тим, серед ярих і озимих пшениць, які відрізняються за ознакою виснаження, немає істотних розходжень у вмісті розчинних сахарів, крохмалю, азотистих сполучень і фосфору. Однак, у зерні більш стійких до ензимомікозного виснаження сортів Московська 35, Миронівська 808 і Ібіс трохи вище вміст фосфорних сполучень і нижче крохмалю. Ця закономірність характерна як для озимих, так і для ярих пшениць.

Цікаво відзначити, що навіть 10-ти хвилинне зволоження колосся пшениці у фазу молочної і повної стиглості по-різному впливає на вміст білка і масу 1000 зерен у контрастних по стійкості сортів (табл. 17.4)

Таблиця 17.4 – Вплив зволоження колосків пшениці у фазу повної стиглості на вміст білка, лізину і масу 1000 зерен (С.К.Темірбекова, 1998)

Культура, сорт	Втрати, % від контролю		
	Маса 1000 зерен	білок	Лізін
Ярі			
Ленінградка, нестійка до стікання	15,5	6,7	0,33
Московська 35, відносно стійка до стікання	8,9	1,5	0,18
Озимі			
Безоста 1, нестійка до стікання	27,1	4,8	0,10
Ібіс, стійка до стікання	4,1	0,7	0,03

Так, у нестійкого сорту пшениці Безоста 1 під впливом зволоження маса 1000 зерен у фазу повної стиглості зменшується на 27 %, вміст білка на 4,8 %, суха маса на 26,8 %. Разом з тим, у стійкого сорту Ібіс вміст білка і лізину в зерні практично не міняється, а маса 1000 зерен знижується незначно.

Виникнення і розвиток «стікання» обумовлюється значним підвищенням активності гідролітичних ферментів як під час дозрівання насіння, так і (що більш істотно) при досягненні ними повної стиглості при зволоженні опадами або сильними росами і туманами, які довго не спадають. Утворені водорозчинні осмотично активні речовини збільшують приплив води в зерно з його зволоженої поверхні і тим ще більше підсилюють подальший гідролітичний розпад запасних поживних речовин, які зрештою витікають із зерна або витрачаються на дихання. При цьому біомаса сухої речовини, яка формує зернівки зменшується і появляється щуплість.

Існує прямий зв'язок стікання зерна з наступним ураженням колосся зернових культур грибами із групи факультативних паразитів і сапрофітів

Першопричиною порушення обміну речовин у злакових рослин, поряд з фітопатогенними грибами, можуть бути також абіотичні фактори, вплив яких передує діяльності фітопатогенів. При вологих погодних умовах, починаючи з фази цвітіння, в результаті неінфекційних ферментативних процесів на рослині створюється ідеальний живильний субстрат для грибів; макро- і мікротравми на зернівці служать отворами для розвитку фітопатогенів. При кожному новому зволоженні колосся і зернівок утворюються нові порції продуктів гідролізу білків, вуглеводів і ліпідів, які активізують метаболізм фітопатогенів, сприяючи подальшому руйнуванню зерна. Вирішальними факторами в розвитку і прогресуванні мікозної стадії ЕМІВ є кількість атмосферних опадів, висока відносна вологість повітря,

наявність рясних рос, туманів, кількість дощових днів у фазу цвітіння, наливу і дозрівання зернових культур. Як і в ензимній стадії ЕМІВ, особливо вразливі рослини у фазі цвітіння, початку формування зернівки, молочної і повної стиглості.

М.І. Княгічев (1951), О.І. Носатовський (1965), посилаючись на дослідження ряду вчених, указують, що стікання зерна при дуже вологій і теплій погоді в період наливу і дозрівання йде за рахунок великої витрати сухих речовин на дихання і пряме вимивання поживних речовин дощами. Досліди, які наводяться ними показують, що під впливом дощування маса зерна може знижуватися на 16,5–48 % в залежності від фази стиглості зерна, в яку впливали на колос дощем. Те, що під впливом дощу йде екзоосмос сахарів, гідролітичний розпад крохмалю і відтік пластичних речовин, було доведено присутністю сахарів у стікаючій з колосся воді. Стікання зерна може проходити і після збирання, поки вологість зерна вище 25 %, тобто й у валках (снопах) після скошування хлібів.

Результати досліджень І.В. Свисюка, проведених влітку 1977 р., показують, що явище стікання зерна важко відокремити від тих явищ, які його супроводжують. Це, по-перше, полягання хлібів, а звідси збільшення вологості травостою і погіршення умов обміну речовин у рослині. По-друге, відбувається вимивання рухливих форм азоту з ґрунту рясними дощами до і після початку наливу зерна, особливо на неудообрених полях з непаровими попередниками. У верхніх шарах ґрунту в період формування і наливу зерна спостерігалися лише сліди такого азоту, а його нестача у рослинах і призвела до утворення дрібного зерна.

Стікання супроводжувалося також явищем «захоплення» через ураження рослин іржею й іншими грибними захворюваннями. Іржа місцями викликала передчасне відмирання листків і припинення асиміляційних процесів у рослин ще до того, як вони вступили у фазу воскової стиглості, що також призвело до утворення шуплого зерна.

Зниження маси зерна йшло і після початку повної стиглості хлібів, що добре просліджується за даними табл. 17.5.

Слід зазначити, що зі збільшенням розриву між настанням повної стиглості і скошуванням зниження урожайності збільшується.

Затримка зі збиранням через сильні дощі призводить до сильного заростання низькорослих посівів особливо ярого ячменю бур'янистою рослинністю, що також збільшує втрати урожаю.

І.В. Свисюк установив, що збільшення опадів до 70 мм (60–80 мм) в період формування і наливу зерна поліпшує умови протікання найважливіших процесів, і маса 1000 зерен підвищується. При кількості опадів 70 мм вона найбільш висока, а надалі при збільшенні опадів за той же період йде її зниження (рис. 17.2).

Таблиця 17.5 – Зменшення маси зерна після настання повної стиглості в залежності від кількості опадів у Ростовській обл. в період збирання в 1977 році (І.В. Свисюк, 1980).

Район	Культура	Сума опадів за період, мм		Зменшення маси зерна за період, г	
		5–31 VII	1–15 VIII	5–31 VII	1–15 VIII
Матвеєво-Курганський	Озима пшениця	194	83	15	10
	Ячмінь		83	–	11
Зеленоградський	Озима пшениця	114	63	11	9
	Ячмінь		63	–	20
Зимовниковський	Озима пшениця	64	2	2	7
	Ячмінь		2	–	7

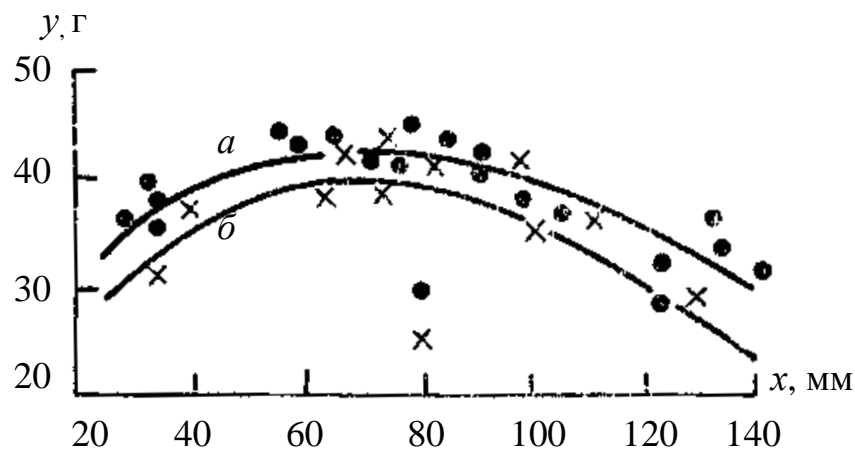


Рис. 17.2 – Залежність між масою 1000 зерен y і кількістю опадів x , які випали в період формування і наливу зерна озимої пшениці (І.В. Свисюк, 1980).

- а) озима пшениця, яка посіяна в оптимальні строки по непарових попередниках без внесення добрив;
- б) теж саме, при посіві в більш пізні строки: • – оптимальні строки сівби; x – пізні строки сівби.

Проростання зерна в колосі на кореню є однією з головних причин значного зниження урожайності, посівних і технологічних властивостей зерна пшениці і жита. В окремі роки втрати зерна в результаті цього явища можуть складати 30–40 %, а іноді і половину зібраного урожаю. Проросле зерно характеризується насамперед збільшеним розміром зародка, його коричневим фарбуванням і появою зародкового корінця, а також підвищенням об'єму зернівки, зниженням сипкості зернової маси, зменшенням в'язкості водно-борошняної суспензії, що розігривається.

В залежності від тривалості проростання змінюється і зовнішній вигляд зерна. При пророщенні озимої (Миронівська 808) і ярої (Московська 21) пшениць встановлено, що вже через 12 годин зернівка втрачає блиск. Яра пшениця через 15 годин пророщення наклывується, а через 21 годину зернівка має корінці і паросток, фарбування зерна стає світліше, з'являється слабкий солодовий запах. Зернівка озимої пшениці проростає повільніше: наклывування відбувається через 18 годин, а корінці і паросток з'являються через 24 години.

Зниження якості зерна може відбуватися не тільки з появою видимого проростання. Ще задовго до цього при несприятливих метеорологічних умовах і вологості зерна 20–25 % помітно зростає активність ферментів, особливо альфа-амілаз, який викликає декстринізацію крохмалю, порушує його гідратацію і робить зерно дефективним у хлібопекарському відношенні.

Насінню багатьох рослин властивий стан спокою, внаслідок чого вони не можуть проростати відразу після дозрівання. Цей стан дозволяє насінню переносити несприятливі умови в передзбиральний період і при перестой на кореню і є основою збереження якості зерна. Найбільш важким у вирішенні проблеми підвищення стійкості до проростання є виявлення і вивчення факторів, які контролюють період спокою і проростання зернівок. Вважається, що проростання відбувається у двох випадках: 1) коли період спокою ще не наступив або вже умови не сприяють його початку; 2) коли період спокою дозрілих зерен порушений.

Період спокою зерна пшениці і жита в значній мірі залежить від погодних умов під час дозрівання і збирання, головними з яких є температура повітря, опади та сонячне випромінювання. Якщо під час дозрівання переважають висока температура повітря і значні опади, період спокою скорочується. У жита, наприклад, через дуже короткий період післязбирального дозрівання такі умови призводять часто до того, що зерно починає проростати прямо в колосі. Якщо в період від молочної до воскової стиглості при високій температурі повітря випадало занадто мало опадів, період спокою теж скорочується. При низькій температурі повітря і значному випаданні опадів період спокою, навпаки, більш тривалий. Між тривалістю періоду спокою і відносною вологістю повітря чіткої й постійної залежності не виявлено: в одних випадках вона була позитивною, в інших – негативною (С.К. Темірбекова 2004).

Характер випадання і розподілу опадів у період збирання також має велике значення. При інтенсивних опадах після фази молочної стиглості ферментативна активність зерна підвищується, при відносно сухій погоді – практично не змінюється.

Для настання проростання зерна важливі не тільки умови, в яких відбувається проростання, але й умови формування зерна. При несприятливих для формування і дозрівання зерна метеорологічних умовах зайва волога дуже швидко концентрується в зародку й оболонці, а набрякання зародка може призвести до відшарування оболонки. Вода в ендосперм проникає повільно, через середину щитка. Щиток містить білки, жири, інші запасні речовини і ферменти. При надлишку вологи в ньому відбувається інтенсивний синтез нових сполучень, необхідних для паростка. Щиток є також місцем утворення гібереліноподібних речовин на ранніх стадіях проростання насіння.

Швидкість проникнення води у внутрішні частини ендосперму залежить від фізичних факторів і хімічного складу зерна. Крохмаль, що складає до 80 % сухої маси зерна пшениці і жита, набухаючи, утримує до 35 % води, білки – до 250 %, слизуваті речовини – до 800 % власної маси.

Проростання зерна значно впливає на ураження колосся хворобами, які розвиваються на багатих сахарами й іншими поживними водорозчинними речовинами, що знаходяться на поверхні зерна. При подальшому збереженні пророслого зерна на його поверхні збільшується вміст мікроорганізмів. Кількість цвілевих грибів на пророслому зерні може бути майже в 20 разів більше, ніж на нормальному.

Значні втрати урожаю й погіршення його якості відбуваються при проростанні незібраного зерна у валках і на корені. Зерно починає проростати після закінчення періоду спокою насіння, при його вологості 30–32 % і середній добовій температурі повітря в межах 5–14 °С. При проростанні протягом 3–4 днів схожість зерна знижується до 75–65 %, а маса сухої речовини зменшується на 7–10 %. При проростанні протягом 7–8 днів зерно цілком утрачає насінні якості й втрати сухої маси досягають 25–28 %. Знижується кількість і якість клейковини, помітно погіршується якість хліба.

Зерно проростає в першу чергу в середній і нижній частині валка. Колосся, розташовані на поверхні валка, при припиненні опадів швидко просихають. Якщо опади продовжуються більш 4 днів, то зерно проростає і на поверхні валків.

За даними Б.І. Борисоглебського (1963), при дефіциті вологості повітря < 4 гПа і сумі ефективних температур вище 5 °С до 14 °С зерно наклюнується, при сумі температур 25–30 °С починається сильне проростання зерна у валках, при сумі ефективних температур 45–50 °С паростки досягають 5–7 см. Однак найбільш істотною умовою є сумарна кількість опадів за період лежання валків (табл. 17.6). У звичайних стандартних валках зерно може почати проростати при сумі опадів близько 20 мм, у тонкошарових – близько 30–40 мм.

Таблиця 17.6 – Кількість пророслого зерна в залежності від опадів у період лежання у валках (при температурі 11–13 °С і відносній вологості повітря 71–75 %) (Б.І. Борисоглебський, 1963)

Вид валків	Кількість опадів, мм				
	20	40	60	80	100
Стандартні	13	37	52	63	70
Тонкошарові	0	3	10	16	20

Для хлібопекарських властивостей пшениці особливе значення має зміна вмісту та якості клейковини. Проростання протягом доби не завжди призводить до значних змін у вмісті клейковини в зерні.

В період проростання пшениці хлібопекарські властивості практично зберігаються, якщо зерно характеризувалося клейковиною 1-ої групи з вмістом не менше 20 %.

У сортів же зі слабкою клейковиною зерна зміна її властивостей відбувається вже на перших етапах проростання, причому чим слабкіше вихідна клейковина і нижче її вміст, тим у більшому ступені вона слабшає і знижується її вихід при проростанні зерна.

Розділ 18

ЗНИЖЕНІ ТЕМПЕРАТУРИ

18.1. Холодостійкість рослин

Рослини реагують на знижені температури появою різноманітних симптомів пошкоджень, ступінь виразності яких визначається температурою, холодовою експозицією, видом рослин і попередніми умовами вирощування. До симптомів ушкодження відносяться:

- зів'янення листків і стебел; зміна фарбування листків і плодів;
- прискорене старіння і розриви охолоджених тканин;
- уповільнене, неповне або нерівномірне дозрівання плодів, що супроводжується погіршенням структури, смакових якостей та збільшенням чутливості до загнивання;
- підсихання країв або кінчиків листкових пластинок, опаді листків при тривалому (летальному) охолодженні, некроз листків і відмирання рослин.

При цьому рослини реагують на знижені позитивні температури як на структурному, так і на функціональному рівні.

У *хлоропластів* при охолодженні відбувається набрякання і руйнування оболонки, дезінтеграція гранів, зменшення кількості рибосом, утворення периферичного ретикулуму (дрібних везикул оболонки), нагромадження ліпідних крапель, зникнення крохмальних зерен, що можна розглядати і як захисно-приспосувальні реакції. У клітинах сім'ядольних листків томата вже після 2 год охолодження відзначені невеликі зміни структури *мітохондрій* і *пластид*, потім відбувалися більш важкі ушкодження *пластид*, *мітохондрій*, *пероксисом* і *ядра*. Ушкодження *тонопласта* починалися після 4 годин охолодження, тоді як *плазмалема* залишалася неушкодженою протягом 16-годинного охолодження, тобто структурні компоненти клітини відрізняються різною холодостійкістю.

Клітини на різних фазах росту відрізняються по чутливості до холоду: самими холодостійкими виявилися вже диференційовані клітини, менш холодостійкими – клітини, що діляться. Мінімальна стійкість виявлена в клітинах у фазі розтягання. Разом з тим в останніх була вище здатність до підвищеної холодостійкості.

Стійкі сорти при охолодженні зберігають стаціонарність росту: рівне уповільнення процесів розподілу і розтягання клітин. У них висока гетерогенність клітин апікальної меристеми по тривалості клітинного циклу, вище темпи відновлення росту після закінчення охолодження.

При охолодженні теплолюбних рослин відбувається зміна в'язкості цитоплазми, яка зменшується при невеликому охолодженні (внаслідок

збільшення дисперсності біоколоїдів і розпаду структурних утворень) і збільшується при сильному і тривалому охолодженні (внаслідок коагуляції структурних білків).

Різні рослини неоднакові за стійкістю до зниження температури. Одні при охолодженні до температури 0 °С, яка не спричиняє утворення льоду, гинуть або в них спостерігаються видимі ушкодження – затримується ріст, знижується продуктивність. Звичайно у цієї групи рослин зазначені явища настають при температурах від 0 до 7 °С.

У табл. 18.1 наведені дані про характер ушкодження рослин (різних за холодостійкістю і походженням) при позитивних знижених температурах.

Таблиця 18.1 – Залежність холодостійкості однолітніх культурних рослин від їхнього походження (П.А.Генкель, С.В. Кушніренко, 1966)

Культура	Характер пошкодження і температура	Походження рослин
Теплолюбні		
Огірки	Сходи, квітки, пліти гинуть при 1-2 °С. При 7 °С більше семи днів рослини гинуть повністю	Вологі тропіки Східної Індії
Кавун	При 10 °С запліднення не відбувається. За тривалого охолодження при 10–15 °С настає затримка росту, а потім і загибель	Південна Америка
Диня	Теж саме	Мексика
Баклажани	При 3-7 °С через декілька днів рослини гинуть	Тропіки Східної Індії
Перець	При 3-7 °С через декілька днів рослини гинуть	Тропіки Африки
Томати	При 1 °С ушкоджуються квітки	Тропіки Америки
Рис	В фазу кушіння похолодання <15 °С спричиняє припинення розвитку, а при 0°С – загибель	Тропіки Південно-Східної Азії
Бавовник	При 3–10 °С рослина гине, при 0,5 °С ушкоджуються квітки	Перу, Південна Америка
Гречка	При 4 °С протягом 18 діб (в період вегетації) настає загибель	Високогірний Памір
Квасоля	При 3–4 °С протягом декількох днів, спочатку затримується ріст, а потім рослина гине	
Холодостійкі		
Картопля	При 7 °С із вічок материнських бульб замість пагонів утворюються маленькі бульбочки	Південна Америка
Пшениця	При ≤5 °С колосіння не відбувається, при 8–10 °С припиняється цвітіння	Грузія або Вірменія
Ячмінь	При ≤5 °С вихід в трубку не відбувається	Високогір'я
Тютюн	При 0,5 °С пошкоджуються квітки	Високогір'я

В інших рослин за тих самих умов ознаки ушкодження не виявляються, продуктивність їхня не знижується. Іншими словами, під *холодостійкістю* мається на увазі здатність рослин, які знаходяться у стані вегетації, переносити охолодження температури, близької до 0 °С. Ушкодження виявляється спочатку на більш старих нижніх листках і на більш старих частинах листових пластинок, після чого поширюється на всю рослину. Форми прояву пошкоджень у різних культур можуть розрізнятися в залежності від видових особливостей і стану рослин. На тій самій рослині найбільш стійкими найчастіше виявлялися молоді, але цілком сформовані листки і точки росту.

За даними С.М. Іванова ярі культури за їхньою стійкістю до зниженої температури, близької до 0 °С, можна розділити на дві групи: *холодостійкі* і *нестійкі*.

До *холодостійких* відносяться яриця, овес, сочевиця, нут, горох, рижик, рапс, гірчиця, соняшник, сафлор, льон, коноплі, буряк, капуста й ін. Ці рослини здатні переносити тривалий вплив низьких позитивних температур без видимих ушкоджень.

До *нестійких (теплолюбних)* можна віднести огірки, бавовник, квасолу, кукурудзу, баклажани, сорго, просо, кунжут, томати, гречку. Вони в цьому списку розташовані в порядку зростаючої стійкості до холоду.

У дослідах С.М. Іванова огірки гинули через 3 дні після початку охолодження (гинуло більше половини всіх рослин), а рослини гречки загинули тільки через 15 діб.

18.2. Вплив знижених температур на водний режим і мінеральне живлення рослин

Водний режим. Для теплолюбних видів було встановлено уповільнення або припинення надходження води в клітини різних органів, при знижених температурах, наприклад, у насіння, яке проростає, у коріння паростків і дорослих рослин, у луски цибулі.

Охолодження теплолюбних рослин призводить до втрати води і як наслідок до зів'янення. Це пояснюється як утратою здатності коренів поглинати воду і транспортувати її у стебла, так і зниженою здатністю закривати устячка у відповідь на наступний водний дефіцит. Останній призводить до швидкого падіння водного й осмотичного потенціалу листків уже протягом перших годин охолодження. Разом з тим при слабкому холодovому впливі водний потенціал листка може знижуватися досить повільно. При охолодженні в клітині зменшується тургорний тиск і змінюється співвідношення вільної і зв'язаної води. Порушення водного

режиму під час охолодження пов'язані зі зниженням водоутримуючої здатності тканин і втратою контролю за поза продиховим регулюванням транспірації.

Поглинання води. При дії низьких позитивних температур поглинання води сильно пригнічується, причому його швидкість звичайно продовжує знижуватися ще протягом 1–2 год. після перенесення в тепло, а потім стабілізується. Знижена швидкість поглинання в сполученні з помірною транспірацією може привести до втрати тургору листка. Зменшення поглинання води коренями обмежується станом ліпідів мембран, що при охолодженні стають менш рухливими і проникними.

При поступовому зниженні температури в зоні розповсюдження коріння у теплолюбного бавовнику водний потенціал і інтенсивність транспірації починали знижуватися відповідно при 20 і 13 °С, а в пшениці (холодостійкої культури) при температурі 10 °С. Більшості рослин звичайно необхідно підтримувати поглинання води або знижувати її втрату, щоб компенсувати зниження поглинання.

В аналогічних умовах поглинання води кореневою системою і її гідравлічною провідністю в квасолі спочатку після різкого падіння згодом навіть трохи підвищувалися, що демонструє, високий адаптаційний потенціал коренів при зміні температури середовища розповсюдження коріння.

Гідравлічні і негідравлічні фактори. Коли температура коренів знижується, а листки залишаються при нормальній температурі, ріст стебел може обмежуватися гідравлічними і негідравлічними факторами. Так, при охолодженні коренів квасолі ріст листків гальмується протягом декількох хвилин після початку охолодження коренів, тобто задовго до виявлення змін водного потенціалу за допомогою камери тиску. Крім того, якщо навіть водний режим листка відновлюється, ріст залишається уповільненим.

Очевидно, гідравлічний фактор один не визначає інгібування росту листка. Це також відноситься до фотосинтезу, який знижується на 90 % у томатів при охолодженні коренів. При цьому устячка закривалися через негідравлічні сигнали або зниженого локалізованого водного потенціалу, а не низьких величин водного потенціалу ксилеми.

Устячкова провідність. При низьких температурах устячка деяких чуттєвих до холоду культур знезацька повільно реагують на індукований охолодженням водний дефіцит. Так, рослини кукурудзи, бавовнику, квасолі страждали від водного дефіциту, щонайменше, кілька годин до того, як закриття устячок знижувало інтенсивність транспірації до величин, достатніх для відновлення тургору. Цікаво, що повільне закривання устячок було встановлено також в охолоджених клітинах епідермісу, підданих осмотичному стресу. Устячка помірно обезводнених

або оброблених АБК листків квасолі відкривалися швидше, ніж закривалися при зниженні температури з 27 до 10 °С.

Холодостійкі ж види рослин (горох), навпроти, уникали зів'янення шляхом швидкого закривання устячок або збереження провідності коренів, причому останнє було достатнім для компенсації транспірації без закривання устячок. Заслуговує на увагу той факт, що підвищена концентрація CO₂ пом'якшує індукований охолодженням водний стрес, приводячи до зниження інтенсивності транспірації і підвищення інтенсивності фотосинтезу при дії низьких позитивних температур.

Адаптація поглинання води і гідравлічної провідності коренів. Реакцією на охолодження як для холодостійких, так і для теплолюбних рослин є часткове відновлення швидкості поглинання води після охолодження протягом декількох годин, хоча корені охолоджені й адаптуються до нових умов. Однак воно протікає по-різному в різних групах рослин. Так, поглинання води у томата і соняшника, на відміну від бобів на другий день після початку охолодження до 5 °С було більш активним, чим у перший день, що можна пояснити успішною адаптацією.

Адаптація відбувалася за рахунок зміни провідності, а не рушійної сили транспорту води. Аналогічна тенденція відзначена для холодостійких рослин (жита і ячменю), охолодження коренів яких протягом декількох діб приводило до більш високої швидкості викликаного кореневим тиском поглинання води, ніж у рослин контрольного варіанта.

Однак здатність відновлювати поглинання води після охолодження коренів не завжди корелює з холодостійкістю.

Таким чином, відмічається декілька факторів, які впливають на зменшення швидкості поглинання води корінням при зниженні температури. До фізичних факторів відносяться:

1) зниження швидкості руху води з ґрунту до коренів при знижених температурах, тому що зменшується «водовіддавна сила ґрунту» при 0 °С в три рази в порівнянні з 25 °С;

2) збільшення в'язкості води, при 0 °С вона вдвічі менше, ніж при 25 °С; ця обставина сповільнює пересування води з ґрунту до коренів, а також у самих коренях.

До фізіологічних причин відносяться: збільшення в'язкості протоплазми при зниженні температури, що призводить до сповільнення руху води через масу клітин, яка лежать між епідермісом і ксилемою коренів; 2) зменшення проникності протоплазми клітин; 3) підвищення опору руху води через корені при низьких температурах (варто нагадати, що при ушкодженні протоплазми і відмиранні, опір різко падає); 4) уповільнення росту коренів у довжину, тому що в ґрунтах, де вміст вологи нижче повної вологомісткості, корені повинні постійно рости, щоб забезпечити безупинне постачання рослин водою.

Охолодження теплолюбних рослин при 10 °С значно знижує швидкість поглинання води. За даними про поглинання води на першу і другу добу при 10 °С визначені температурні коефіцієнти швидкості поглинання води різними рослинами:

Бавовник	10,2	Томат	3,3
Кавун	3,8	Баклажан	2,3
Огірок	3,7	Кабачок	2,0
Диня	3,4	Кукурудза	1,3

В міру збільшення тривалості перебування рослин при 10 °С швидкість поглинання води зменшується.

При перенесенні рослин з холоду в тепло спостерігається відповідність між темпом відновлення швидкості поглинання води і тривалістю охолодження. Вивчення поглинання води коренями з ґрунту, показало, що наявність у ґрунті патогенних мікроорганізмів при охолодженні призводить до ураження рослин, а це ще більш сповільнює поглинання води. Особливо сильна негативна дія патогенних мікроорганізмів виявляється при перенесенні рослин, які охолоджувалися, у тепло.

Передбачається, що інфекція в такому випадку може виступати як основна причина їхньої загибелі. Температури, близькі до 0 °С (2...5 °С), викликають не тільки швидке зневоднювання рослин, але чинять і пряму дію на ушкодження кореневої системи. Після впливу цих температур корені огірків легко поражаються ґрунтовою мікрофлорою, дія якої особливо сильно проявляється після перенесення рослин у тепло. Шкідливу дію температур, біля 0 °С, удається зменшити шляхом попереднього загартування – витримування паростків при 10 °С.

Зниження температури впливає на стан води у клітині, що характеризується, зокрема, співвідношенням вільної і зв'язаної води, а також зміною в'язкості протоплазми. У теплолюбних культур у період цвітіння зі зниженням температури ґрунту від 15...20 до 6...10 °С знижується і вміст вільної води з 26,8 до 20,1 % і підвищується вміст зв'язаної води з 52,2 до 57,9 %. Швидкість надходження води в протопласти холодостійких культур при знижених температурах різко зменшується. Максимальна швидкість спостерігається при 25 °С. При знижених температурах до 5 °С швидкість надходження води в протопласти більш ніж у 10 разів нижче, ніж при температурі 15 °С.

Знижені температури впливають на водний режим більшості теплолюбних рослин. Воно виражається в уповільненому поглинанні води коренями і появі водного дефіциту в надземних органах. У холодостійких рослин ці фактори або відсутні, або вони виражені слабкіше і носять тимчасовий характер, тобто через якийсь час після початку охолодження

рослини можуть оправитися від в'янення, очевидно їхній водний режим складається більш благополучно.

Мінеральне живлення. Холодовий вплив утрудняє поглинання рослинами іонів і їхній висхідний транспорт, порушує розподіл живильних речовин між органами при загальному зниженні їхньої концентрації в тканинах. Так, уже через добу впливу на кореневу систему низьких позитивних температур швидкість поглинання азоту, фосфору і калію рослинами кукурудзи знижувалася відповідно на 35, 15 і 20 % у порівнянні з контролем незалежно від температури в зоні росту стебел (температура повітря).

При тривалих температурних впливах різниця температур повітря і середовища розповсюдження коріння може впливати як на поглинання, так і на транспорт основних макро- і мікроелементів.

Азот. У холодостійкого *Brassica napus* поглинання NO_3 коренями при 7°C було приблизно в 2 рази повільніше, ніж при 17°C (стебла залишалися при 25°C в обох випадках). При холодовому впливі на всю рослину інгібувалось як поглинання азоту, так і транспорт у стебла, що викликало нагромадження азоту в коренях і наступне інгібування його поглинання.

Активність нітратредуктази – ключового ферменту азотного метаболізму в коренях ячменю, була вище при сполученні знижених температур у зоні коренів і нормальної температури повітря, чим при нормальній температурі коренів (контроль), і залишалась такою у нічний період (при дуже низькій активності в контролі).

Знижені температури в зоні коренів збільшували долю симбіотично фіксованого азоту в коренях квасолі.

Низькі температури ґрунту змінюють відносні швидкості поглинання амонійного і нітратного азоту, причому поглинання нітратів більш відчутно до низьких температур, чим поглинання амонію, зокрема в холодостійких культур. У чуттєвих до холоду томатів, навпаки, сильніше пригнічується поглинання амонію, ніж нітратів. При поверненні до нормальної температури швидкість поглинання амонію не відновлювалася. Цікаво, що в холодостійких генотипів томата швидкості поглинання як нітратів, так і амонію не залежали від зміни температур середовища розповсюдження коріння.

Фосфор, калій і кальцій. В охолоджених рослинах знижується частка органічних форм фосфору і підвищується вміст неорганічного фосфору, що є наслідком порушення фосфорилування і посиленого розпаду органічних фосфороутримуючих сполучень.

Холодні ґрунти індукують дефіцит фосфатів у рослині, причому поглинання фосфору теплолюбною кукурудзою більш відчутно до температури, чим поглинання калію (більш високий Q_{10} в діапазоні холодового впливу).

Разом з тим поглинання фосфатів у холодостійкого рапсу не залежало від зниження температури аж до 10 °С. Однак транспорт і метаболізм фосфатів, очевидно, інгібувались: вміст фосфору в листках знижувався, спостерігалися симптоми дефіциту при охолодженні коренів. Поглинання калію, кальцію, магнію знижується в меншій мірі, ніж азоту і фосфору. Поглинені речовини повільно пересуваються в коренях, концентруючись в апікальній зоні (градієнт із зоною диференціації в 3 – 4 рази).

Мікроелементи. Поглинання Mn і Zn кукурудзою при охолодженні коренів знижувалося. Разом з тим транспорт Fe і Cu до стебел при охолодженні коренів не інгібувався, цілком задовольняючи попит стебел у цих елементах. Поглинання бору і його розподіл у молодих листках також гальмується, що призводить до пригнічення росту органів рослин і функціонування листків.

В основі подібної реакції системи поглинання елементів живлення лежать пригнічення дихання і окисного фосфорилювання і як наслідок зниження постачання АТФ, порушення транспортних систем, зв'язане з конфірмаційними змінами білків у мембранах, зміни мембранного потенціалу, а також зменшення коефіцієнтів проникності для більшості іонів.

Корені і надземні органи рослин неоднаково реагують на ту саму температуру. Як правило, рослини більш чуттєві до температури середовища, де розповсюджена коренева система, ніж до температури повітря. На холодному ґрунті з температурами 8...10 °С і нижче ріст рослин пригнічується, затримується засвоєння азоту і фосфору й утруднюється їхнє пересування з коренів у надземні органи, знижується продуктивність рослин.

При знижених температурах утруднюється поглинання всіх поживних елементів і їхнє засвоєння. В залежності від рівня температури змінюється послідовність елементів мінерального живлення за ступенем їхнього поглинання. Так, при температурах 3...6 °С вони розміщуються в наступному порядку: $N(NO_3) > P > K > Ca > S$; при температурах 10...12 °С – $P > K > N(NO_3) > Ca > S$. Поглинання поживних елементів коренями і пересування їх у надземні органи рослин залежить головним чином від температури коренів, а не надземних органів. При зниженій температурі різко порушується розподіл поживних речовин між органами – відносно збільшення кількості поживних елементів у коренях і зменшення їх у надземних органах.

При температурах, близьких до 0 °С, коли життєдіяльність культурних рослин дуже пригнічена, підвищення концентрації поживних елементів у ґрунті не завжди може поліпшити їхнє живлення.

18.3. Вплив знижених температур на фотосинтез і дихання рослин

Фотосинтез. Зниження інтенсивності фотосинтезу, що підсилюється зі зниженням температури і подовженням періоду охолодження, зберігається тривалий час після перенесення охолоджених рослин у тепло. Одна з можливих причин цього – інгібування флоемного транспорту вуглеводів з листків і в результаті знижується устячкова провідність листка і відповідно внутрішньоклітинна концентрація CO_2 . Крім того, порушуються біосинтез хлорофілу, зв'язок хлорофілу з білко-ліпідним комплексом, аномально розвиваються тилакоїдні мембрани, зменшується утворення реакційних центрів. Після тривалої дії знижених температур порушується структура вже сформованих хлоропластів і знижується вміст хлорофілу. Здатність холодостійких генотипів (у порівнянні з чуттєвими) підтримувати високий вміст пігментів і формувати активний фотосинтетичний апарат при зниженій температурі є основою для формування урожаю у холодному кліматі.

Охолодження теплолюбних рослин на світлі сильніше ушкоджувало фотосинтетичний апарат, ніж охолодження в темряві, що проявлялося і в уповільненому відновленні фотосинтезу в післядії охолодження.

При звичайних для виду сполученнях факторів зовнішнього середовища рослинами, які розвиваються у помірному або холодному кліматі, властиво фотосинтезувати при знижених температурах. Температурний оптимум фотосинтезу рослин теплого клімату лежить при 15...30 °C (іноді вище), для флори помірних широт – при 15...20 °C, у холодних широтах деякі рослини можуть синтезувати при температурному мінімумі, близькому до 0 °C. У табл. 18.2 показана залежність поглинання CO_2 від температури для трьох культурних рослин і однієї дикоростучої.

Таблиця 18.2 – Інтенсивність поглинання CO_2 листям (мг/год. на 150 см²) за різних температур

Рослина	Температура, °C		
	0	10	20
Картопля	0,9	4,2	9,5
Томат	3,3	6,0	8,4
Цукровий буряк	3,0	6,0	8,5
Анемона дібровна (<i>Anemone nemorosa</i>)	2,8	5,5	5,2

У різних екологічних груп рослин хід кривої фотосинтезу при однакових температурах і однаковій напруженості світла може бути різним. Встановлено, що в більшості випадків спостерігається

відповідність між температурним оптимумом фотосинтезу й умовами вирощування рослин, однак зустрічаються і виключення.

При тривалому витримуванні рослини в умовах визначеної зниженої (або підвищеної) температури може відбутися збільшення стійкості фотосинтезу стосовно тієї ж зони температурної шкали і переміщення точки температурного оптимуму фотосинтезу. Здатність до такого «настроювання» у різних рослин виражається по-різному.

Однак не слід вважати, що будь-яке переміщення рослин у нові температурні умови викликає «перебудову» фотосинтезу. В залежності від вихідного місцеперебування рослин, їхніх видових особливостей і віку тривала зміна температури середовища може призвести не до перебудови, а до пригнічення фотосинтезу. Рівень температур, що призводить до повного припинення фотосинтезу, у тих чи інших рослин неоднаковий. У теплолюбних рослин охолодження викликає зниження інтенсивності фотосинтезу або повне його пригнічення.

Залежність ступеня пригнічення фотосинтезу від холодостійкості була встановлена при порівнянні реакцій на охолодження огірків і кінських бобів. У листків огірків, що охолоджувалися 5–6 діб, при перенесенні в тепло фотосинтезу не було, тоді як у бобів, що охолоджувалися біля трьох тижнів, він зберігався. При охолодженні огірків менш 5–6 діб фотосинтез після перенесення рослин у тепло відновлювався. Причина порушення фотосинтетичного процесу, очевидно пов'язана з патологічними змінами хлоропластів під впливом охолодження, а також зі зменшенням оводненості протоплазми при охолодженні, тобто з дією холоду на протоплазматичні структури, зокрема на хлоропласти.

Оборотність пригнічення фотосинтезу під впливом знижених температур виражається в тому, що зниження інтенсивності фотосинтезу, виявлене відразу після припинення дії несприятливої температури, поступово зменшується й інтенсивність фотосинтезу відновлюється до контрольної. Це явище спостерігається на листках огірків, де пригнічення фотосинтезу після охолодження до 7 °С досягало 50 %, а потім інтенсивність процесу відновлювалася.

Оборотність пригнічення фотосинтезу холодом залежить не тільки від холодостійкості виду, але і від віку листків, їхнього фізіологічного стану, зокрема загартування до холоду. Яскраве світло збільшує пригнічення фотосинтезу, що виникає при знижених температурах.

Дихання. Знижені температури викликають як зниження, так і підвищення інтенсивності дихання. Тривале підвищення інтенсивності дихання після пролонгованої холодової експозиції може вказувати на необоротні метаболічні порушення, нагромадження недоокислених проміжних сполучень і роз'єднання транспорту електронів і генерації енергії в процесі окисного фосфорилування. Ці зміни можуть бути неоднаковими для різних видів і сортів при охолодженні різної

інтенсивності та тривалості. Так, у паростків проса (*Panicum miliaceum L.*) посилення дихання листків після першого дня охолодження при 2 °С перемінилося наступним поступовим зниженням, більш вираженим у чутливого сорту. Іntenсивність дихання листків огірка (*Cucumis sativus L.*) різко зростала протягом перших трьох днів охолодження, причому особливо сильно у менш стійкого сорту. Невелику стимуляцію дихання після охолодження рослин варто розглядати як адаптивну реакцію, а зниження або сильне збільшення інтенсивності дихання – як початок розвитку ушкоджень рослини.

Охолодження сповільнює цитохромний шлях транспорту електронів у паростках і включає альтернативні шляхи дихання вже в час охолодження, які підсилюються зі зниженням температури або починають діяти в період відновлення паростків від охолодження. Цей шлях транспорту електронів у мітохондріях, який індукується зниженою температурою, знижує рівень супероксиду, що генерується у мітохондріях, а також підвищує утворення тепла.

Знижені температури викликають різке зниження інтенсивності дихання. Ця реакція в неоднакових по холодостійкості видів рослин значно розрізняється. У теплолюбних культур середня інтенсивність дихання при 4 °С в 2–2,5 рази нижче, ніж у холодостійких видів. При температурі 20 °С інтенсивність дихання і теплолюбних, і холодостійких видів рослин практично однакова.

Вивчення впливу помірного зниження температури в зоні коренів у кукурудзи (10...12 °С) на інтенсивність їхнього дихання показало, що переміщення коренів з тепла (18...20 °С) у холод (8...10 °С) різко знижує інтенсивність дихання, перенесення з холоду (10...12 °С) у тепло (20 °С) порівняно незначно збільшує дихання.

А.І. Коровіним встановлено, що при зниженні температури в зоні коренів, зниження інтенсивності дихання в теплолюбних культур (кукурудза) виражено сильніше, ніж у більш холодостійких (пшениця, картопля).

В.Н. Жолкевич досліджував причини загибелі теплолюбних рослин при температурах, трохи вище 0 °С і встановив явну невідповідність порівняно інтенсивного дихання ушкоджених холодом тканин рівню тих фізіологічних процесів, які у нормі тісно сполучені з диханням, оскільки останнє служить для них джерелом енергії. Порівнювалися фізіологічні особливості теплолюбних рослин – огірків, томатів, сої, гарбуза з особливостями холодостійких рослин – кінських бобів і соняшника. При охолодженні теплолюбних рослин пригнічується ріст листків і міжвузля, відповідно зменшується нагромадження сухої речовини, тому що дія ферментів направляється переважно убік розпаду. Фотосинтетичний процес у результаті тривалого охолодження рослин огірків (протягом 5–6 діб) після перенесення їх у тепло не був виявлений. За тих самих умов у

кінських бобів, охолоджуваних протягом трьох тижнів, фотосинтез після перенесення в тепло протікав нормально. Дихання листків огірків при загальному охолодженні рослин у початковий період слабшало, а надалі, у міру розвитку ушкодження – підсилювалося. Перенесення рослин у тепло викликало швидкий підйом дихання, перед повною загибеллю рослин інтенсивність його знову падала. Таким чином, виникала невідповідність між творчими (синтетичними) процесами (вони пригнічувалися) і процесами розпаду (вони підсилювалися). Пригнічення росту і біосинтезу, порушення структури протоплазми, необоротний зсув усієї спрямованості обміну речовин у бік розпаду на фоні інтенсивного дихання призводить до висновку про можливість розриву між диханням і сполученими з ними процесами, до можливості зменшення ефективності дихання.

В.Н. Жолкевичем висунута гіпотеза про розрив між одержанням енергії в процесі дихання і його ефективним споживанням як про одну з можливих причин ушкодження і загибелі рослин від холоду. Охолодження порушує шляхи трансформації енергії дихання через проміжні системи до місця її вживання. Тому дихання у відомій мірі втрачає своє фізіологічне значення, здобуває характер патологічного процесу, стає неефективним.

18.4. Вплив знижених позитивних температур на розвиток і продуктивність рослин

За даними А.І. Коровіна, *низькими температурами*, які мають негативну післядію на ріст, розвиток і урожай рослин у початкові періоди розвитку, є температури на 3...4 °С вище біологічного нуля або температури первинного росту тієї чи іншої культури. Приймаючи за мінімальну температуру первинного росту хлібних злаків 2...3 °С, до несприятливих температур варто віднести температури нижче 5...7 °С.

Рослини, які розвиваються протягом усього періоду вегетації в однакових умовах, але при різній температурі ґрунту, мають в залежності від ступеня зниження температури різну інтенсивність росту, подовжений вегетаційний період і знижену продуктивність.

Уповільнення росту у висоту, зменшення темпів нагромадження біомаси і урожайності при знижених температурах сильніше проявляється у чуттєвих видів і сортів у порівнянні із стійкими. При цьому спостерігається укорочення міжвузля і зменшення кількості листків, а також збільшення відносної площі листя (відношення площі листків до біомаси стебел). Одночасно подовжується вегетаційний період, сповільнюються диференціація конуса наростання і проходження етапів морфогенезу; знижується кількість заново сформованих органів рослин і швидкість їхньої появи, а також інтенсивність цвітіння, наливу плодів і насіння.

При охолодженні рослин відбувається порушення мікроспорогенезу, особливо в період від кінця стадії тетрад до початку утворення молодих мікроспор, що призводить до чоловічої стерильності, частинного абортівання квітки, зниження життєздатності і розмірів пилку, що погіршує запліднення.

Чутливість до холододового ушкодження змінюється в онтогенезі рослин. Так, рослини огірка, рису, зернобобових культур найменш стійкі до охолодження на ранніх етапах розвитку. Однак продуктивність падає сильніше, якщо охолодження відбувається на більш пізніх етапах.

Органи і тканини рослин відрізняються різною чутливістю до холоду: в одних у першу чергу ушкоджуються листки (рис, огірок, квасоля), в інших – стебла (кукурудза, гречка), черешки листків (соя), квітки (томат), коренева система (арахіс). Особливий інтерес представляє ріст коренів при охолодженні.

Ріст коренів. Низькі температури ґрунту інгібують ріст коренів розтяганням, а також латеральний ріст, особливо в теплолюбних культур. Так, корені кукурудзи на гідропоніці при 20 °С ростуть зі швидкістю 1,2 мм/год, а при зниженні температури до 5 °С – тільки 0,02 мм/год. При повторному поверненні до вихідної температури, слідом за лаг-фазою (через 100 годин) швидкість росту коренів цілком відновилася. Аналогічна тенденція відзначена також у бавовнику, який при температурі ґрунту 20 °С (холод для бавовнику) і температурі повітря 20...28 °С взагалі не формував бокові корені. При витримуванні коренів протягом 7 діб при 15 °С довжина коренів складала лише 25 % від довжини коренів при 30 °С. Навіть у холодостійкого рапсу (*Brassica napus*) ріст коренів розтяганням при температурі нижче 0 °С пригнічувався, однак їхнє розгалуження не залежало від температури ґрунту.

Довжина коренів томатів знижувалася при дії холоду сильніше, ніж довжина гіпокотилу. При цьому відносна швидкість росту коренів при 10 °С була в 3 рази менше, ніж при 20 °С.

Що стосується приросту сухої біомаси коренів, то в огірка при 10 °С він не відзначався взагалі, а після температур 2 і 6 °С не змогли відновити ріст і після зміни температурного режиму до 25 °С, демонструючи необоротні ушкодження. Що стосується квасолі, її корені теж не накопичували суху біомасу протягом 7 діб при 10 °С, але ріст на відміну від огірка цілком відновився через тиждень після зміни температури на більш високу. Розглянемо, які ж механізми інгібування росту при низьких позитивних температурах.

Ріст клітин розтягуванням. Компонентами росту клітини розтягуванням є тургор клітин і розтяжність клітинної стінки. Саме остання, а не тургорний тиск, обмежували ріст клітин кореня чуттєвої до холоду кукурудзи при 5 °С. При цьому клітини зони розтягування, які припиняли ріст кореня при дії холоду, не відновлювали його навіть при

наступному підвищенні температури, тому що для цього необхідно утворення нових клітин, здатних до розтягування. Тургорний тиск, навпроти, навіть зростав в перші 70 годин охолодження. У більш холодостійкої пшениці охолодження також знижувало розтяжність коренів.

Накопичення сухої маси. Механізми інгібування низькими температурами нагромадження сухої маси досить складні і неоднакові для різних органів рослин. Так, розподіл вуглецю між донорськими й акцепторними листками й інтенсивність фотосинтезу листків в значній мірі залежить від часу доби (день або ніч), освітленості, тривалості стресу, від того як діє холод тільки на кореневу систему чи на всю рослину, фази розвитку рослини.

Нагромадження вуглеводів у листках є звичайною реакцією на охолодження. Так, у кукурудзи холодні ночі викликають нагромадження глюкози, сахарози і крохмалю в листках, блокуючи транспорт асимілятів до акцепторів. Причини нагромадження можуть полягати в зміні метаболізму вуглеводів у листках (ферменти розщеплення крохмалю), у зменшенні швидкості транспорту (завантаження/розвантаження флоєми) або низькій метаболічній активності охолоджених коренів. Так, концентрація сахарів у охолоджених коренях кукурудзи знижувалася, але додавання екзогенної сахарози стимулювало ріст і дихання коренів. Разом з тим, у коренях соняшника на початку холодного впливу вміст розчинних вуглеводів зростав, що обумовлювалось зниженням метаболічної активності коренів. Після перших днів холодного впливу регуляція фотосинтезу за принципом зворотного зв'язку трохи корегувала дисбаланс між донором і акцептором. Таким чином, при дії низьких позитивних температур на корені вуглеводний баланс цілої рослини визначає реакцію як коренів, так і стебел.

За чутливістю (зростання стійкості) до впливу знижених температур теплолюбні рослини можна розмістити в наступному порядку: огірок – бавовник – квасоля – кукурудза – баклажан – сорго – просо – кунжут – томат – гречка.

Добова (циркадна) ритміка холодостійкості. Теплолюбні рослини виявляють неоднакову чутливість до охолодження протягом дня. Для окремих видів культур, зокрема, томатів, чутливість була найвищою, якщо охолодження починалося наприкінці темного періоду, а після початку світлового періоду швидко знижувалася. Ці зміни корелювали з динамікою вмісту сахарів, залежної від світо-темного циклу. Рослини огірка і бавовнику також були найбільш чутливі до охолодження на початку фотоперіоду; у нічний період їхня холодостійкість була максимальною.

Підвищення вологості повітря і збагачення атмосфери CO₂ знижує холодове ушкодження паростків бавовнику. Останнє підсилювалося на

фоні високої освітленості в ході охолодження і при витримуванні охолоджених рослин на світлі в післядії охолодження.

А.І. Коровін отримав дані про вплив температур ґрунту протягом усього вегетаційного періоду на його загальну тривалість і тривалість міжфазних періодів розвитку. Тривалість періодів посів – сходи, сходи – 3-й листок і двох останніх міжфазних періодів колосіння – молочна стиглість, молочна – воскова стиглість зернових при температурах 6...7 і 8...10 °С подовжується майже в 2 рази. Періоди від 3-го листка до виходу в трубку і від виходу в трубку до колосіння змінюються незначно.

Найбільше подовження міжфазних періодів співпадає з формуванням листків і коренів і з періодами наливу і дозрівання зерна. Найменше міняється тривалість фаз у періоди формування колосся і виходу його з піхви (табл. 18.3 і рис. 18.1а). З даних рис. 18.1а видно, що в усі фази розвитку, крім фази вихід у трубку – колосіння, добові прирости пшениці при 6...7 °С менше, ніж при 15...20 °С.

У фазу ж вихід у трубку – колосіння прирости на «холоді» перевищували прирости на «теплі». Приріст сухої речовини надземної маси при низьких температурах йде до кінця вегетації, у той час як у теплі до кінця вегетації спостерігається зменшення сухої речовини. У всіх зернових вплив температури ґрунту на тривалість окремих фаз аналогічно впливу її на пшеницю.

У бобових культур зберігається приблизно та ж закономірність, що й у злаків. Вплив низьких температур ґрунту найбільший на початку вегетації, у міру розвитку рослини він слабшає, хоча і зберігається до останніх фаз розвитку.

Вплив зниженої температури ґрунту (6...7 °С) в окремі періоди онтогенезу по-різному позначається як на тривалості фаз розвитку, так і на продуктивності рослин.

Таблиця 18.3 – Вплив температури ґрунту на тривалість міжфазних періодів і тривалість вегетаційного періоду пшениці, сорт Скала (А.І. Коровін, 1972)

Темпе- ратура ґрунту, °С	Тривалість періодів, дні								
	посів – сходи	сходи – 3-й листок	3-й листок – ви- хід у трубку	вихід у трубку – коло- сі- ння	колосін ня – молоч- на сти- глість	молоч- на – воскова стиг- лість	посів – коло- сіння	коло- сіння – дозрів ання	посів – дозрі вання
6...7	11	23	14	20	32	24	68	56	124
8...10	9	20	14	20	22	21	63	43	106
12...14	6	15	10	19	17	14	50	31	81
15...20	5	13	10	20	17	13	48	30	78

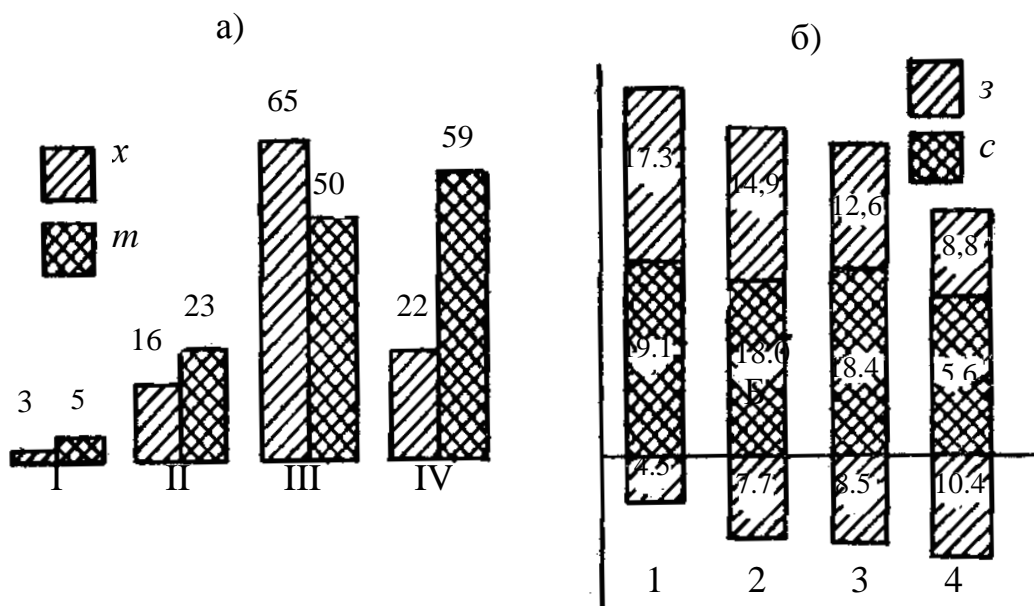


Рис. 18.1 – За даними дослідів А.І. Коровіна, 1972.

а) Добові прирости сухої речовини (мг на 1 рослину) у пшениці за міжфазні періоди. х – «холод», 5...7 °С; т – «тепло», 15...20 °С:

I – сходи – 3-й листок; II – 3-й листок – вихід в трубку; III – вихід в трубку – колосіння; IV – колосіння – молочна стиглість.

б) Вплив температури повітря на розподіл загального урожаю ячменю між зерном (z), соломною (c) і коренями (розрахунок на посудину):

1 – 15...20 °С; 2 – 12...14 °С; 3 – 8...10 °С; 4 – 6...7 °С.

Іншими словами, вплив зниженої температури ґрунту на процеси розвитку спостерігається тільки в період проходження рослиною стадій яровизації і світлової, тобто доти, поки точка росту стебла не вийде з-під впливу низької температури ґрунту. На цих етапах вплив температури ґрунту позначається подібно впливу короткого дня, як це було відзначено В.І. Разумовим і М.І. Смірноюю.

При дії зниженої температури ґрунту завдяки більш тривалому вегетаційному періоду загальний урожай може бути іноді навіть вище, ніж за короткий період без охолодження ґрунту. Але при знижених температурах завжди знижується частка зерна в урожаї і зростає частка коренів. Це повною мірою відноситься як до випадку впливу зниженої температури протягом усієї вегетації, так і в окремі її періоди. Якщо її вплив на настання фаз позначається найбільше сильно в перші періоди онтогенезу, то на продуктивність – наприкінці його.

Вплив зниженої температури ґрунту на урожай зерна негативний в усі періоди онтогенезу і найбільше сильно в останні. Виключенням є період від 3-го листка до виходу в трубку (світлова стадія). Високі температури ґрунту (понад 20 °С) під час світлової стадії діють також негативно.

Найбільше негативно позначається на урожаї низька температура ґрунту в період після виходу в трубку. Особливо сильно знижується урожай, якщо низька температура ґрунту в цей час сполучається зі зниженою вологістю ґрунту. Так, у досліді з пшеницею при сполученні температури 6...7 °С з вологістю ґрунту 30 % ПВ у період вихід у трубку – колосіння урожай зерна знизився проти контролю в 3,5 рази без зниження урожаю соломи.

Як видно з даних рис. 18.1б, при знижених температурах ґрунту (нижче 10 °С) протягом вегетаційного періоду інтенсивність процесів росту знижується, змінюється співвідношення між зерном, соломою і коренями в бік зниження урожаю зерна і збільшення маси коренів.

Розділ 19

ЗАМОРОЗКИ

19.1. Нічне вихолодження приземного шару повітря. Типи заморозків

Нічне вихолодження приземного шару повітря. Основною причиною нічного зниження температури в приземному шарі повітря є втрата тепла підстильною поверхнею внаслідок довгохвильової радіації. Радіаційний баланс у нічні години визначає ефективне випромінювання Землі. Радіаційне охолодження власне приземного шару повітря набагато менше охолодження підстильної поверхні. Тому внаслідок ефективного випромінювання охолоджується в основному поверхня Землі і це призводить до охолодження найближчих до неї шарів повітря і ґрунту. Таким чином, у нічні години підстильна поверхня виявляється охолодженою, а температура вгору і вниз від неї поступово підвищується.

Чим більше ефективне випромінювання Землі, тим більше нічне вихолодження повітря і ґрунту. Збільшується і різниця між температурою нижнього і верхнього шарів повітря, а також поверхневих і більш глибоких шарів ґрунту, тобто збільшується градієнт температури. Нічне охолодження, а також температурні градієнти зростають зі збільшенням періоду охолодження після заходу Сонця.

Внаслідок того, що підстильна поверхня у нічні години охолоджена, а температура повітря поступово підвищується з висотою, повинен бути потік тепла від більш нагрітих шарів повітря вниз до поверхні землі. Такий потік тепла трохи послабляє вихолодження підстильної поверхні але разом з тим обумовлює зниження температури повітря.

Зі збільшенням швидкості вітру і шорсткості підстильної поверхні коефіцієнт турбулентного обміну збільшується. З його ростом збільшується тепловий потік з повітря до поверхні ґрунту. Зменшення нічного спаду температури підстильної поверхні в свою чергу викликає ослаблення вихолодження приземного шару в нічні години.

Рослинний покрив згладжує різкі варіації температурного режиму поверхні ґрунту. В даний час розроблені теоретичні схеми розрахунку нічного зниження температури у рослинному покриві при безхмарному небі. Першу модель формування радіаційних заморозків у рослинному покриві запропонував В.О. Горбачов. Він розглядав систему ґрунт – рослина – атмосфера у вигляді сукупності трьох сполучених середовищ.

Зона I охоплює приземний шар атмосфери, що безпосередньо прилягає до верхньої межі рослинного покриву. Його висота ($z = H_1$)

вибирається на рівні, де не проявляється збурений вплив обмінних процесів агроценозу, і складає звичайно $(3-4)h$, де h – висота посіву.

Зона II ($0 \leq z \leq h$) – це міжлистяний простір угруповання рослин. Рослинний покрив при цьому передбачається досить протяжним середовищем, для якого виконана умова горизонтальної однорідності в статистичному розумінні. Остання обставина дозволяє знехтувати впливом горизонтальних градієнтів і розглядати перенесення основних субстанцій тільки у вертикальному напрямку.

Зона III містить у собі шар ґрунту, де розповсюджена коренева система ($R_1 \leq z \leq 0$). Границі системи вибираються таким чином, щоб, з одного боку, забезпечити розрахункову схему усім необхідним комплексом метеорологічних параметрів, які спостерігаються, (рівень $z=H_1$), а з іншого – досягти рівня стабільності термічних характеристик, на яких не позначається вплив добового ходу надземних метеорологічних елементів (рівень $z = R_1$).

Конструкція моделі будується на припущенні, що в умовах формування заморозків процеси вологообміну у міжлистяному просторі настільки пригнічені, що не впливають на загальний енерго- і масообмін системи ґрунт – рослина – атмосфера. При такому підході предметом основної уваги є формування температурного режиму в обраній послідовності середовищ.

Характерною рисою зони I є якісно різний склад процесів перенесення на її границях. Якщо віддаленість верхньої межі $z=H_1$ дозволяє розглядати її як частину квазістаціонарного приземного шару, то нижній рівень $z=h$ піддається істотному впливу обмінних процесів рослинного покриву. Профіль температури тут визначається за співвідношенням

$$P(z) = -\rho c_p k_m(z) \frac{dT}{dz}, \quad (19.1)$$

де $T(z)$ – температура повітря;

$P(z)$ – потік тепла;

k_T – коефіцієнт турбулентного обміну для потоку тепла;

ρ, c_p – щільність і питома теплоємність повітря відповідно.

Припускаючи, що умови квазістаціонарності виконуються аж до рівня $z=h$, поведінка температури в області $h \leq z \leq H_1$ описується у вигляді

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{P(h)}{\rho c_p k_T(z)}. \quad (19.2)$$

Вид коефіцієнта $k_T(z)$ визначається загальними особливостями перенесення кількості руху в шарі атмосфери, який прилягає до верхньої межі рослинного покриву.

Побудована сукупність рівнянь розв'язна за умови, що потік тепла з верхньої межі рослинного покриву $P(h)$ відомий. Для одержання його числового значення необхідно описати процес турбулентного теплопереносу в міжлистковому просторі рослинного покриву ($0 \leq z \leq h$). Це досягається за допомогою рівняння турбулентного теплообміну і рівняння теплопровідності для складових посів фітоелементів:

$$\left\{ \begin{array}{l} \rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho c_p k_T \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho c_p S D_T (T_L - T), \\ \frac{\partial T_L}{\partial t} = \frac{1}{c_L} \left\{ \frac{\partial}{\partial z} R_L - \rho c_p S D_T (T_L - T) \right\}, \end{array} \right. \quad (19.3)$$

де $T_L(z)$ – температура фітомаси;

S – питома площа листя;

D_T – коефіцієнт теплообміну «листок – повітря»;

R_L – радіаційний баланс рослинного покриву;

c_L – питома теплоємність фітомаси.

Картина термічного режиму рослинного покриву взагалі і вид функції $k_T(z)$, зокрема, визначаються чисельними значеннями основних параметрів, які характеризують перенесення кількості руху всередині посіву. Такими в нашому випадку є: масштаб турбулентності $l(z)$; інтенсивність турбулентності $b(z)$; коефіцієнт турбулентного обміну швидкості вітру $k_u(z)$. Формування їхніх профілів в агроценозі описується системою рівнянь, наведеною в розд. 8.

Неоднорідність радіаційного поля на поверхні ґрунту породжує відповідну мінливість її температури. В той же час температура на рівні $z=R_1$ вважається незмінною. Тому необхідно врахувати формування температурного профілю в зоні III. Це здійснюється шляхом використання звичайного рівняння теплопровідності

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \mu \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad (19.4)$$

де μ – коефіцієнт температуропровідності ґрунту, значення якого в даному випадку вважається постійним.

Запишемо граничні умови задачі. Вище говорилося про способи задання умов на границях $z=H_1$ і $z=R_1$. Невизначеними залишаються тільки поверхні розподілу середовищ: верхня межа рослинного покриву і для процесів перенесення тепла – поверхня ґрунту. При написанні граничних умов на поверхні $z=h$ у даному випадку виходимо з традиційного фізичного посилення про безперервність основних метеорологічних

субстанції та їхніх градієнтів. У такому випадку приходимо до умови «зшивання» у вигляді

$$\begin{aligned} T(z)|_{z=h_+} &= T(z)|_{z=h_-}; \\ \frac{\partial T}{\partial z}|_{z=h_+} &= \frac{\partial T}{\partial z}|_{z=h_-}. \end{aligned} \quad (19.5)$$

Граничні умови на поверхні ґрунту враховують також умови збереження енергетичного балансу і виглядають так:

$$\begin{aligned} T(z,t)|_{z=0_+} &= T(z)|_{z=0_-}; \\ -\lambda_0 \frac{\partial T}{\partial z}|_{z=0_+} + \lambda_2 \frac{\partial T}{\partial z}|_{z=0_-} &= R(t), \end{aligned} \quad (19.6)$$

де λ_0 і λ_2 – теплопровідність повітря і ґрунту відповідно.

Початкові значення функцій, необхідні для рішення диференціальних рівнянь, задаються у формі

$$\begin{aligned} T(z,t)|_{t=0} &= T_0(z), \quad z \in [R_1, H_1], \\ T_L(z,t)|_{t=0} &= T_0(z) + 5, \quad z \in [0, h]. \end{aligned} \quad (19.7)$$

Дослідження поведінки моделі проводилися за наступними даними: висота рослинного покриву 80 см; верхня границя системи 200 см; глибина у ґрунті 50 см; температура на поверхні ґрунту 2,0 °С; температура ґрунту на глибині 50 см 6,8 °С; відносна площа листя 5 см²/см²; питома поверхня листя розподілена рівномірно по висоті посіву. Вихідна інформація про температуру повітря і швидкість вітру представлена на рис. 19.1 а.

На рис. 19.1б наведені профілі температури у рослинному покриві, які характеризують в динаміці формування радіаційного заморозку. Так, якщо о 21 год температура повітря у міжлистковому просторі змінювалася від 1 до 2,7 °С, то о першій годині в результаті радіаційного вихолодження відбулося її зниження – вона змінювалася від 0 до 2,2 °С. У ранкові години (о 4 год) відбулася більш значна зміна профілю температури повітря у міжлистковому просторі.

Температура на поверхні ґрунту і температура повітря в нижніх шарах РП була негативною, спостерігався заморозок.

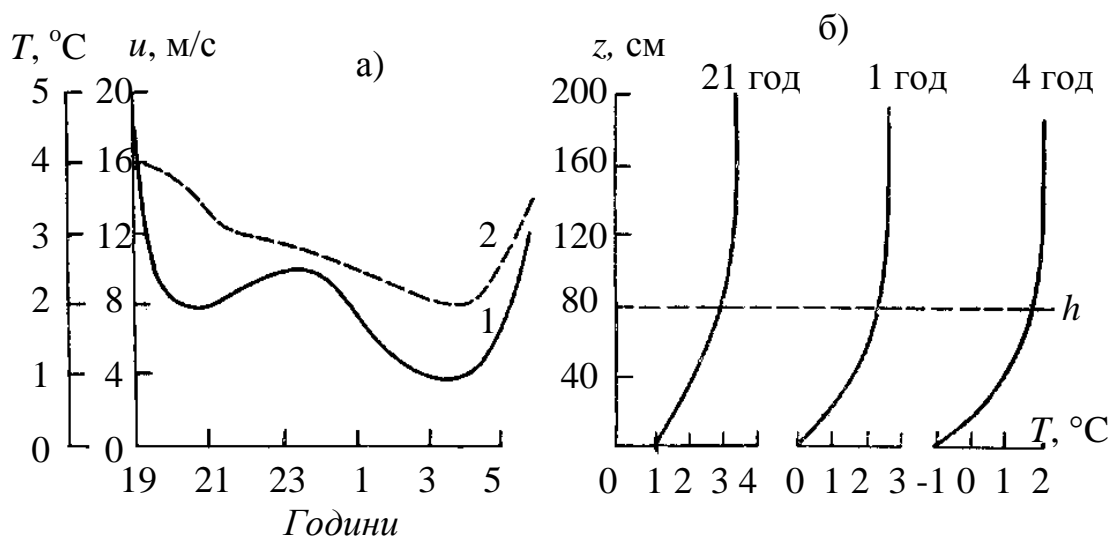


Рис. 19.1 – а) Метеорологічні умови на рівні $z=H_1$, де не впливає збуджуваний вплив рослинного покриву: 1– швидкість вітру на рівні $z=H_1$; 2 – температура повітря T на рівні H_1 .
 б) Розрахункові вертикальні профілі температури повітря T вночі (В.О. Горбачов, В.І. Тищенко, 1983). h – висота рослин.

Типи заморозків. Під заморозком варто розуміти падіння мінімальної температури нижче 0°C на поверхні ґрунту і травостою під час вегетаційного періоду на фоні позитивних середньодобових температур повітря. За процесами виникнення й умовами погоди розрізняють три типи заморозків (І.А. Гольцберг, 1961).

1. *Заморозки адвективні* виникають в результаті настання хвилі холоду. Вони, як правило, спостерігаються протягом декількох днів підряд на початку весни і пізньої осені при загальному низькому рівні температури, повній хмарності та вітрі. При таких заморозках нижче 0°C опускається не тільки мінімальна, але часто і середньодобова температура. Іноді при значному припливі холодного повітря денні температури також бувають близькі до 0°C . При наступному радіаційному вихолодженні такі заморозки значно підсилюються до $-8\dots-10^\circ\text{C}$ вночі.

2. *Радіаційні заморозки* виникають у тихі ясні ночі в результаті добового ходу температури при відносно низьких середньодобових температурах і інтенсивному нічному випромінюванні. Рівень середньодобових температур, при яких спостерігаються заморозки цього типу, залежить від кліматичних умов. У приморських районах такі заморозки припиняються при середньодобових температурах порядку $5\text{--}6^\circ\text{C}$, у континентальних районах тільки при $12\dots13^\circ\text{C}$, у вузьких, глибоких долинах в умовах континентального клімату – при середньодобовій температурі $14\dots15^\circ\text{C}$.

Внаслідок малих швидкостей вітру і слабого вертикального перемішування приземного шару повітря при радіаційних заморозках створюються великі інверсії температури в цьому шарі. Температура повітря в метеорологічній будці на висоті 200 см буває в умовах помірного клімату у середньому на 2,5...3,0 °С, а в континентальному кліматі на 4...4,5 °С вище, ніж на рівні травостою. В окремі ночі ця різниця може досягати 9...10 °С.

3. *Адвективно-радіаційні заморозки* утворюються в результаті вторгнення холодного повітря північного походження і наступного його вихолоджування за рахунок нічного випромінювання. У цьому випадку процеси адвекції і радіації доповнюють одне одного.

Зниження температури нижче 0 °С при цьому типі заморозку звичайно складає 2...3 °С і часто відзначається лише в пригрунтових шарах повітря при позитивній температурі в метеорологічній будці.

Розходження властивостей підстильної поверхні (розходження у вологості ґрунту, її забарвлення, наявність або відсутність рослинного покриву і т.п.) призводить до великого розмаїття в інтенсивності випромінювання окремих ділянок і до строкатості в розподілі заморозків на близьких відстанях навіть на рівній місцевості й особливо в умовах порізаного рельєфу.

При адвективних заморозках, що супроводжуються вітром і великою хмарністю, мікрокліматичні розходження в значній мірі згладжуються. При цьому типі заморозків найбільше морозонебезпечними є відкриті холодним вітрам ділянки, особливо навітряні схили височин.

Заморозки перших двох типів спостерігаються переважно на початку весни і пізньої осені, перед установленням морозів. Заморозки третього типу спостерігаються при досить високому рівні середніх добових температур наприкінці весни, влітку і ранньою осінню, будучи найбільш небезпечними для сільськогосподарських культур полярної та помірної зон.

Найбільш тривалими є заморозки першого типу – адвективні. Прогрівання холодної хвилі і трансформація принесеного повітря займає 3–4 дні, причому на початку холодної хвилі температура може триматися нижче 0 °С на протязі доби і більше. До кінця цього процесу температура нижче 0 °С спостерігається тільки вночі, поступово підвищуючись від ночі до ночі.

Заморозки другого типу, радіаційного – «ранкові» спостерігаються протягом ночі або навіть довше, тобто 5...6 год підряд, іноді до 8...12 год. При ясній погоді вони можуть бути щодня протягом досить тривалого часу.

Третій тип заморозків – адвективно-радіаційний – спостерігається під ранок або з половини ночі і триває 3...4 год, у більшості випадків протягом однієї-двох ночей підряд.

19.2. Механізм ушкодження рослин заморозками. Класифікація рослин за їхньою стійкістю до заморозків

Механізм ушкодження рослин заморозками. Заморозки порушують життєві функції рослин і обмежують поширення виду в залежності від їхньої інтенсивності, тривалості й періодичності, але, насамперед, від стану активності та ступеня загартування рослин. Стрес – це завжди незвичайне навантаження, яке не обов'язково повинне бути небезпечним для життя, але неодмінно викликає в організмі адаптивну реакцію.

Протоплазма рослин спочатку відповідає на стрес різким посиленням метаболізму. Якщо температура переходить критичну точку, клітинні структури і функції можуть ушкоджуватися так раптово, що протоплазма негайно ж відмирає. У природі таке раптове руйнування нерідко відбувається при епізодичних морозах, наприклад, при пізніх заморозках навесні. Але ушкодження можуть виникати і поступово; окремі життєві функції виводяться з рівноваги і пригнічуються, поки, нарешті, клітина не відіме в результаті припинення життєво важливих процесів.

Різні життєві процеси неоднаково чутливі до температури (рис. 19.2). Спочатку припиняється рух протоплазми, інтенсивність якого безпосередньо залежить від енергопостачання за рахунок процесів дихання і від наявності високоенергетичних фосфатів. Потім знижуються фотосинтез і дихання. В ушкоджених холодом рослин після повернення в помірні умови рівень дихання сильно коливається і часто буває ненормально підвищений.

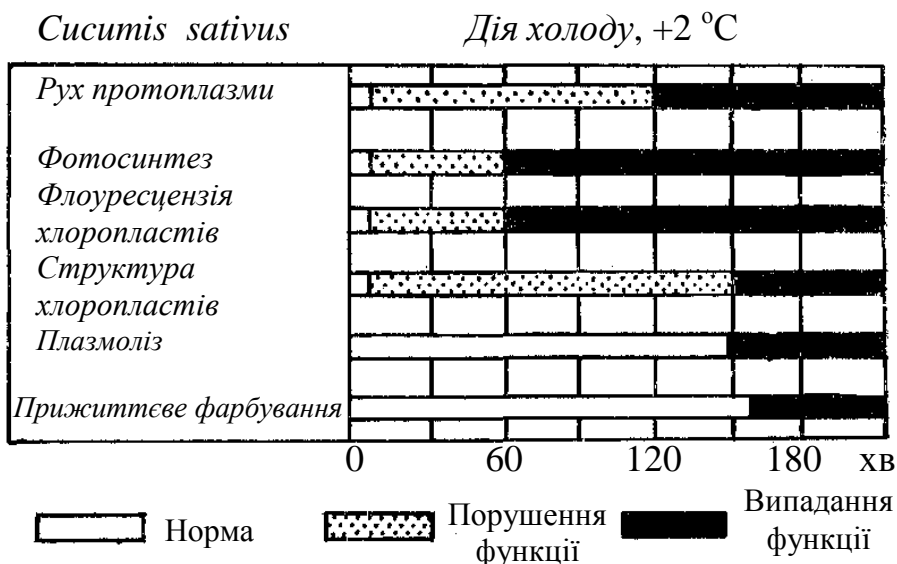


Рис. 19.2 – Порушення різних клітинних функцій під впливом холоду (Александров, Кислюк, 1964).

"Випадання функції" означає остаточне ушкодження.

Ушкодження хлоропластів веде до тривалого або необоротного пригнічення фотосинтезу. У кінцевій стадії втрачається напівпроникність біомембран, руйнуються клітинні компартменти, особливо тилокоїди пластид, і клітинний сік виходить у міжклітинники.

Під час впливу екстремальних температур газообмін повністю припиняється. Якщо потім знову настають сприятливі умови, то рослини відновлюють свої функції відразу тільки в найрідших випадках. Після морозу негайно ж починають асимілювати деякі, але далеко не всі лишайники. Вищі рослини до цього не здатні (рис. 19.3а). У них після холодного шоку відбувається тимчасове різке підвищення дихання. Тільки через кілька годин дихання знову нормалізується. Фотосинтез відновлюється після відтавання повільно, так що спочатку підвищене дихання переважає і відбувається виділення CO_2 . Лише після декількох (іноді багатьох) годин CO_2 починає поглинатися. Пригнічення поглинання CO_2 буває тим більш сильним і тривалим, чим сильніше був мороз і чим довше він впливав. Багаторазове замерзання діє так само, як великі холоди. Для денного нетто-фотосинтезу після морозних ночей характерно те, що поглинання CO_2 зростає тим повільніше і максимальне поглинання тим нижче, чим холодніше була ніч (рис. 19.3 б). Серія нічних морозів усе більше скорочує використовуваний для поглинання CO_2 в денний час і значно знижує продуктивність рослин.

Нетто-фотосинтез лишайника *Cetraria nivalis* повністю відновлюється після холодного шоку, якщо його видержати на протязі однієї години при температурі 20 °С. У смереки *Abies alba* після відтавання фотосинтез так сильно загальмований, що на світу декілька годин виділяється CO_2 (заштрихована зона). Навіть після цього відновлення проходить дуже повільно і не завжди відбувається повністю. Темнове дихання смереки (штрихова крива) після холодного шоку на протязі декількох годин буває надмірно підвищеним, для його нормалізації може знадобитися від одного до декількох днів.

Деякі рослини тропічного походження ушкоджуються вже при зниженні температури до декількох градусів вище нуля. Загибель від охолодження, насамперед, пов'язана з дезорганізацією обміну нуклеїнових кислот і білків, але тут відіграють роль також порушення проникності і припинення току асимілятів.

Рослини, яким охолодження до температур вище нуля не заподіює шкоди, ушкоджуються тільки при температурах нижче нуля, тобто в результаті утворення льоду в тканинах. Багаті водою, незагартовані протопласти можуть легко замерзати; при цьому усередині клітини миттєво утворюються крижані кристалики і клітина гине. Найчастіше лід утворюється не в протопластах, а в міжклітинниках і клітинних стінках. Таке утворення льоду називають позаклітинним.

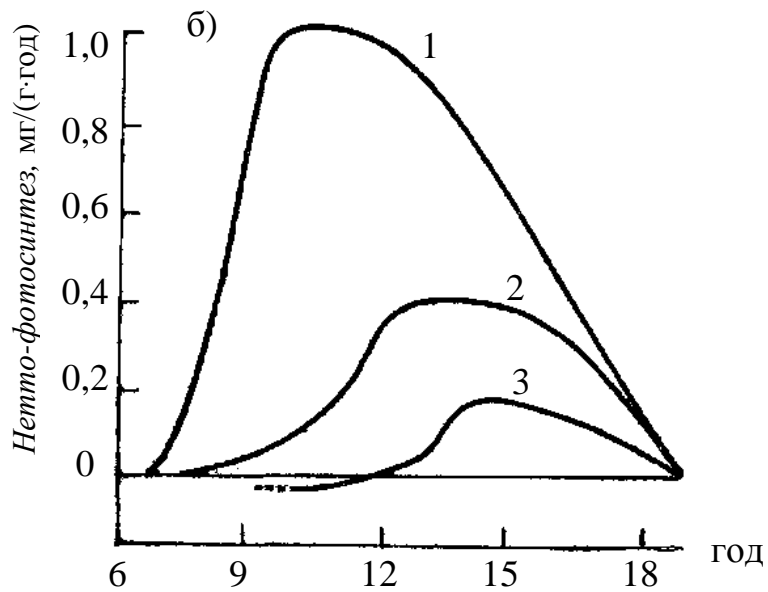
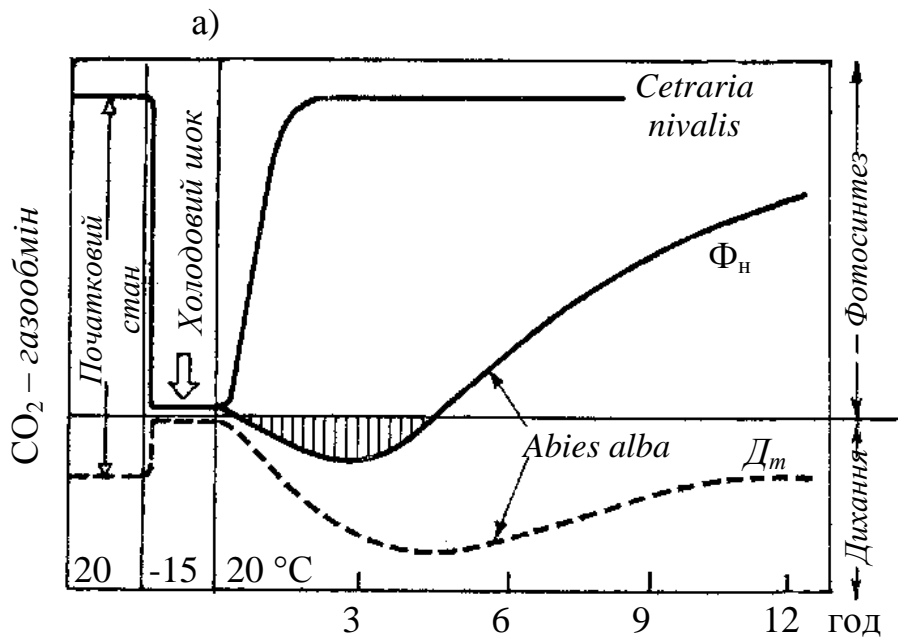


Рис. 19.3 – а) Нetto-фотосинтез і темнове дихання після впливу морозу (Lange, 1962; Kallio, Heinonen, 1971; Pisek, Rtmmitzer, 1968; Bauer, Huter, Larcher, 1969).

б) Вплив нічних заморозків на хід і продуктивність нетто-фотосинтезу гілок сосни *Pinus sylvestris* на наступний день (Polster, Fuchs, 1963).

1 – 3 квітня, без заморозків; 2 – 16 березня, нічні заморозки $-6,5$ °С; 3 – 14 березня, нічні заморозки $-10,5$ °С.

Викристалізоний лід діє як сухе повітря, тому що пружність пари над льодом нижче, ніж над переохолодженим розчином. В результаті від протопластів відбирається вода, вони сильно стискаються (на 2/3 свого об'єму) і концентрація розчинених речовин у них зростає.

Переміщення води і замерзання продовжуються доти, поки в протоплазмі не установиться рівновага осмотичних сил між льодом і водою. Положення рівноваги залежить від температури; при температурі $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ рівновага настає приблизно при $60 \cdot 10^5$ Па, а при температурі $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ – при $120 \cdot 10^5$ Па. Таким чином, низькі температури діють на протоплазму так само, як висихання.

Морозовитривалість клітини більш висока, якщо вода міцно зв'язана зі структурами протоплазми і осмотично зв'язана. При зневоднюванні цитоплазми (у результаті посухи або замерзання) інактивуються ферментні системи, асоційовані з мембранами, – системи, які беруть участь головним чином у синтезі АТФ і в процесах фосфорилування. Інактивацію викликають надмірні і тому токсичні концентрації іонів солей і органічних кислот у некрижаному залишковому розчині. Навпроти, сахари, похідні сахарів, визначені амінокислоти і білки захищають біомембрани і ферменти від шкідливих речовин.

Розчинені речовини знижують точку замерзання розчинів. Клітинний сік замерзає в залежності від його концентрації при температурах від -1 до $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Клітини, поєднані в тканині, замерзають при більш низькій температурі, чим клітинний сік, тому що крім осмотично обумовленої депресії точки замерзання тут діють і інші сили, які зв'язують воду (наприклад, матричні). Крім того, вода в клітинах здатна до переохолодження, тобто вона може охолоджуватися нижче точки замерзання без негайного утворення льоду.

Класифікація рослин за їхньою стійкістю до заморозків. Стійкість рослин до заморозків і ступінь їхнього ушкодження дуже різна і залежить від періоду настання, інтенсивності та тривалості заморозку, а також від стану самої рослини – фази її розвитку, культури, сорту й умов агротехніки.

Температура, нижче якої рослини ушкоджуються або гинуть, називається *критичною*. В.Н. Степановим виділено п'ять груп польових культур за їхньою стійкістю до заморозків у різні фази розвитку рослин (табл. 19.1). З даних табл. 19.1 видно, що в рослин найменш стійкі до заморозків генеративні органи. У початковий період росту рослини найбільш стійкі до заморозків, і слабкі заморозки в цей період мало позначаються на урожаї. Більш сильні пізньовесняні заморозки, навіть якщо вони не перевищують критичну температуру, викликають уповільнений розвиток рослин, що знижує кінцевий урожай на 10–15 %. Заморозки в період цвітіння і дозрівання найбільш небезпечні, тому що

заморозкостійкість рослин різко знижується. У цей період загибель більшості рослин настає при температурах $-2...-4$ °С.

Таблиця 19.1 – Стійкість сільськогосподарських культур по відношенню до заморозків у різні фази розвитку (В.Н. Степанов, 1948)

Культура	Початок ушкодження і часткова гибель, °С			Гибель більшості рослин, °С		
	сходи	цвітіння	дозрівання	сходи	цвітіння	дозрівання
Найбільш стійкі до заморозків						
Яра пшениця	-9...-10	-1...-2	-2...-4	-10...-12	-2	-4
Овес	-8...-9	-1...-2	-2...-4	-9...-11	-2	-4
Ячмінь	-7...-8	-1...-2	-2...-4	-8...-10	-2	-4
Горох	-8...-9	-3	-3...-4	-8...-10	-3...-4	-4
Стійкі до заморозків						
Вика яра	-8...-9	-2...-3	-2...-3	-8...-9	-3	-3...-4
Боби	-6...-7	-2...-3	-	-6...-7	-3	-3...-4
Соняшник	-5...-6	-1...-2	-2...-3	-7...-8	-3	-3
Льон, коноплі	-5...-7	-1...-2	-2...-4	-7	-2	-4
Цукровий буряк	-6...-7	-2...-3	-	-8	-3	-
Буряк столовий	-6...-7	-2...-3	-	-8	-3	-
Морква, бруква	-6...-7	-	-	-8	-	-
Середньостійкі до заморозків						
Капуста	-5...-7	-2...-3	-6...-9	-	-	-
Люпин жовтий	-4...-5	-2...-3	-	-6	-3	-
Соя	-3...-4	-2	-	-4	-	-
Редис	-4...-5	-	-	-6	-2	-
Малостійкі до заморозків						
Кукурудза	-2...-3	-2...-3	-2...-3	-3	-2	-3
Просо, сорго	-2	-2	-1...-2	-2...-3	-2...-3	-3
Картопля	-2	-2	-1...-2	-2...-3	-2...-3	-3
Нестійкі до заморозків						
Огірки, томати	-0...-1	0...-1	0...-1	-2	-	-
Гречка	-1...-2	-1	-1,5...-2	-2	-1	-1
Бавовник	-0,5...-1	-0,5...-1	-	-1	-1	-
Квасоля	-0,5...-1,5	-0,5...-1	-2	-1...-5	-1	-2
Рис	-0,5...-1	-0,5	-	-1	-0,5	-
Баштанні	-0,5...-1	-0,5...-1	-0,5	-1	-1	-1

У плодівих і ягідних культур різні частини тієї самої рослини мають різний ступінь заморозкостійкості. В період цвітіння й утворення зав'язі заморозки від 0 до -2 °С можуть знищити весь урожай (табл. 19.2).

Короткочасні заморозки рослини переносять значно з меншими ушкодженнями, ніж тривалі.

19.3. Вплив ушкодження рослин заморозками на продуктивність посівів

Експериментальні дані. Заморозки на початку вегетації, не викликаючи видимих зовнішніх ушкоджень, мають сильну післядію на ріст, розвиток і урожай рослин. При цьому після сильного заморозку інтенсивність ростових процесів знижується, а настання фаз розвитку запізнюється.

Таблиця 19.2 – Критична температура ушкодження різних частин деяких плодово-ягідних культур (Н.І. Синіцина, 1973).

Культура	Частина рослини, яка ушкоджується заморозком	Критична температура, °С
Лимон	Дерево повністю	-9...-10
	Крона	-7...-8
	Листя	-6
Апельсин	Дерево повністю	-10...-11
	Крона	-8...-9
	Листя	-7
Мандарин	Дерево повністю	-12
	Крона	-10
	Листя	-8
Виноград	Розпукнуті бруньки	-1
	Квітки	0
Яблуня, груша, вишня, слива	Закриті пуп'янки	-4
	Квітки	-2
	Плодові зав'язі	-1
Черешня	Пуп'янки і квітки	-2
	Плодові зав'язі	-1
Абрикос, персик	Закриті пуп'янки	-2
	Квітки	-3
	Плодові зав'язі	-1
Малина, полуниця	Квітки і зав'язі	-2

А.І. Коровіним встановлено, що заморозки різної інтенсивності викликають різну реакцію у ростових процесах. Заморозки слабкої інтенсивності $-1...-1,5$ °С у теплолюбних і -4 °С у холодостійких культур на ранніх етапах розвитку не викликають істотної післядії. Заморозки інтенсивністю $-2...-3$ °С для теплолюбних (кукурудза) і $-6...-8$ °С для

холодостійких (пшениця) культур викликають у рослин сильне відставання в рості, ведуть до подовження вегетаційного періоду і зниженню в кінці кінців урожаю до 70 %. Встановлено, що особливо сильно ушкоджуються після заморозку репродуктивні органи рослин.

Як видно з даних табл. 19.3, заморозок на самому початку вегетації подовжує вегетаційний період, а наприкінці вегетації скорочує його. Після заморозку на самому початку вегетації ростові процеси в перші дні припиняються, а згодом поступово повертаються до норми, але при цьому рослини, як правило, не досягають висоти контрольних рослин.

Таблиця 19.3 – Вплив заморозків в різні періоди онтогенезу на тривалість вегетаційного періоду і урожай ярої пшениці (на посудину), сорт Скала (А.І. Коровін, 1972).

Варіант досліду	Тривалість вегетації, дні	Висота рослин, см	Кількість зерен в колосі	Абсолютна маса зерна, г	Загальний урожай		Зерно		Солома	
					г	%	г	%	г	%
Без заморозка (контроль)	75	70	30	25	30,9	100	8,6	100	22,3	100
Заморозок –6°C у фазу 2 листка	83	75	20	19	27,4	89	4,4	51	23,0	103
–7 °С у фазу кущіння	76	75	25	18	30,7	99	6,7	78	24,0	107
–6 °С у фазу молочної стиглості	75	70	25	19	21,5	70	4,5	52	17,0	76
–9 °С на початку воскової стиглості	70	70	30	21	25,3	82	7,7	90	17,6	79

Зниження урожаю зерна відбувається за рахунок зменшення озерненості колоса й абсолютної маси зерна. Озерненість знижується в результаті зменшення кількості квіток у колосі, тому що заморозок викликає в колосках загибель верхніх недиференційованих квіток, а також недорозвинення деяких з них

Несприятливі зовнішні впливи знижують озерненість колосся пшениці за рахунок зміни кількості і якості тих елементів колоса, які у цей час знаходяться в процесі диференціювання.

Уповільнення ростових процесів позначається на нагромадженні сухої речовини, в результаті чого суха маса рослин після заморозку виявляється заниженою (табл. 19.3). За даними А.К. Вінтер, відставання в рості і розвитку кукурудзи, які попали під дію заморозку, інтенсивністю –4 °С, спостерігалось аж до збирання урожаю. Приріст вегетативної маси у

рослин, які підпали під заморозок, відбувався повільніше, ніж у контрольних. Заморозок затримав розвиток рослин. Поява султана у рослин, які ушкоджувались заморозком, затримувалася на 7–8 діб. Заморозок знизив озерненість початків дослідних рослин на 30 % у порівнянні з контрольними. Подібне явище відзначається як «феномен стерильності» – череззерниці в результаті дії заморозків на генеративні органи. Дані дослідів А.І. Коровіна показують, що низькі позитивні температури ґрунту підвищують стійкість рослин до заморозків.

Попередні заморозку середньодобові температури впливають на заморозкостійкість рослин. Низькі попередні середньодобові температури трохи послабляють шкідливу дію заморозку. С.Р. Поповим була проведена серія дослідів по виявленню впливу низьких позитивних нічних температур повітря перед заморозком. Виявилося, що як у теплолюбних (кукурудза), так і в холодостійких (пшениця, боби) кудьтур низькі нічні температури близько 2...3 °С на протязі 3–4 діб перед заморозком підвищують заморозкостійкість рослин. Такий вплив у холодостійких культур, наприклад, у кормових бобів, цілком нейтралізує негативний вплив заморозку на кінцевий урожай.

У ході дослідів А.І. Коровіним було встановлено, що слабкі і сильні заморозки по-різному впливають на мінеральне живлення. На початку вегетації заморозки –1...–1,5 °С для теплолюбних культур і –3...–4 °С для холодостійких не мають істотного впливу на мінеральне живлення. Більш того, такі заморозки можуть навіть трохи стимулювати поглинання окремих елементів у період заморозку. Більш сильні заморозки (–1,5 °С для теплолюбних культур і –4 °С для холодостійких) викликають уже помітні відхилення, які виявляються в зміні швидкості надходження елементів живлення. Відхилення в мінеральному живленні фіксуються в перші 5–6 днів, вони тим більше, ніж сильніше заморозок. На 10–12-й день післядія заморозку загасає.

Вплив заморозку на поглинання фосфору починається вже в момент самого заморозку. Як правило, при зниженні температури, особливо після переходу її через 0 °С, поглинання фосфору корінням збільшується, і це зростання йде з поглибленням заморозку (рис. 19.4).

Надалі інтенсивність надходження фосфору знижується. Надходження залежить від інтенсивності заморозку: при сильному заморозку зниження починається в середині заморозку, при менш сильному – після нього, іноді через кілька діб. При заморозках –4,3 °С для кукурудзи і –7,2 °С для пшениці у більшості рослин ушкоджувалися два нижніх листки. При заморозку –5,6 °С у пшениці цілком ушкоджувався лише перший нижній листок, верхні ж листки зовні не змінювалися

Поглинання азоту, так само як і інших елементів живлення, коренями рослин у момент заморозку значною мірою визначається температурою в

зоні коренів: якщо вона не нижче 7...8 °С, то заморозок навіть трохи стимулює надходження азоту, якщо нижче, то пригнічує

Пригніченість метаболізму елементів мінерального живлення в рослинах після заморозку відповідає зниженню інтенсивності дихання, фотосинтезу. У цілому під впливом заморозку протягом 10–12 днів пригнічується загальний тонус синтетичних процесів, що в підсумку призводить до подовження вегетаційного періоду і зниженню кінцевої продуктивності рослин.

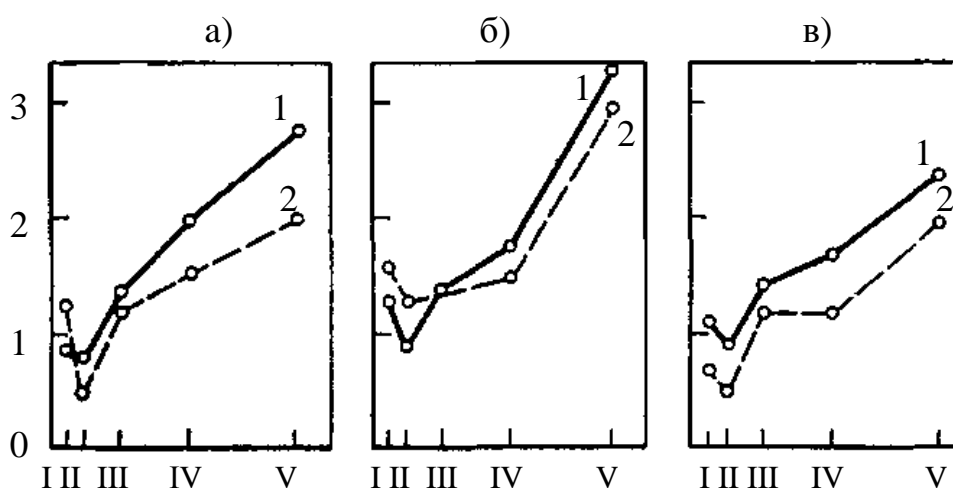


Рис. 19.4 – Дія та післядія заморозку на поглинання фосфору рослинами в мг на 100 мг абсолютно сухої маси коренів (А.І. Коровін, 1972): а) – кукурудза, заморозок $-4,3^{\circ}\text{C}$; б) – пшениця, заморозок $-5,6^{\circ}\text{C}$; в) – пшениця, заморозок $-7,2^{\circ}\text{C}$; 1 – контроль; 2 – дослід: I – при максимальній силі заморозку; II – через 6 год. після заморозку; III-V – відповідно через одну, три та шість діб після заморозку.

Моделювання впливу заморозків на продуктивність рослин вперше запропоноване А.Н. Польовим (1979). Моделювання фотосинтезу при заморозку ґрунтується на наступних передумовах. Відомо, що вплив заморозку призводить, насамперед, до порушення структури хлоропластів, у результаті чого зменшується вміст хлорофілу в листках. У фізіологічній літературі наведено досить повне теоретичне обґрунтування залежності інтенсивності фотосинтезу від вмісту хлорофілу. Відомі матеріали про зміну коефіцієнта поглинання ФАР і форми світлової кривої фотосинтезу в залежності від рівня хлорофілу в листках.

Швидкість фотосинтезу відразу після заморозку за оптимальних умов середовища і природної освітленості можна описати наступним рівнянням

$$\Phi_{i0f}^j = \frac{\Phi_{i \max f} a_{if} Q_{\phi}^j}{\Phi_{i \max f} + a_{if} Q_{\phi}^j}, \quad (19.8)$$

де Φ_{i0f}^j – швидкість фотосинтезу i -го органа відразу після заморозку, мг·СО₂/(дм²·год.);

$\Phi_{i \max f}$ – швидкість фотосинтезу при світловому насиченні, мг·СО₂/(дм²·год.);

a_{if} – початковий нахил світлової кривої фотосинтезу, мг·СО₂/(дм²·год.)/(Вт·см²);

Q_{ϕ} – інтенсивність ФАР Вт/см²;

f – індекс ушкодження рослини заморозком;

j – крок за часом.

Площа асимілюючої поверхні відразу після ушкодження заморозком оцінюється виходячи з того, що в результаті останнього в рослині (особливо в пізні фази розвитку) зменшується вміст білків, тобто кількість «функціонує» біомаси. Площа асимілюючої поверхні до початку наступного після заморозку дня визначається із співвідношення

$$L_{if}^j = \frac{m_i^j K_{mf}}{\sigma_i}, \quad (19.9)$$

де m_i^j – біомаса i -го органа при відсутності заморозку, г/м²;

K_{mf} – коефіцієнт, який характеризує зниження біомаси за рахунок зменшення вмісту білків – «функціонує» біомаси;

σ_i – питома поверхнева щільність i -го органа, г/м².

Як відомо, під впливом заморозку знижується також інтенсивність дихання у рослин. Відбувається зміна витрат на дихання росту і дихання підтримки структур. При моделюванні впливу заморозків приймається до уваги не тільки його безпосередній вплив і післядія, але і репараційні можливості рослин. Відомо, що в період відновлення після ушкодження заморозком, знову створювані в процесі асиміляції речовини витрачаються на репарацію і тим самим відволікаються від формування продуктивних частин рослини. Це змінює характер розподілу асимілятів у рослин, які не закінчили ріст.

Функції періоду вегетативного і репродуктивного росту при ушкодженні рослин заморозками визначаються за співвідношення

$$\beta_{i(p)f} = K_{\beta f} \beta_{i(p)}, \quad (19.10)$$

$$v_{if} = K_{vf} v_i, \quad (19.11)$$

де $K_{\beta f}$ і $K_{\nu f}$ – відповідно, параметри, які характеризують зміну ростової функції періоду вегетативного і репродуктивного росту в залежності від інтенсивності заморозку, безрозмірні.

Отже, вищеописаним способом моделюється фотосинтез, дихання і розподіл асимілятів у рослині відразу після заморозку. При моделюванні динаміки цих процесів у період післядії заморозків враховуються репараційні можливості рослини, які визначаються біологічними особливостями даної культури, фазою онтогенезу і станом під час безпосередньої дії заморозку.

Розділ 20

СИЛЬНІ ЗЛИВИ І ВІТРИ. ГРАД

20.1. Водна ерозія ґрунтів

Водна ерозія ґрунтів є головним деградаційним процесом у сучасних агроландшафтах, який завдає величезної екологічної та економічної шкоди в багатьох країнах світу, у тому числі і в Україні. За даними Державного комітету із земельних ресурсів України на 1 січня 2000 року у країні налічувалося 13,9 млн. га еродованих сільськогосподарських угідь, що становить 33,2 % їхньої загальної площі, а щорічне зростання еродованих ґрунтів перевищує 80 тис. га. Щороку з орних земель змивається до 500 млн. т ґрунту, з яким втрачається 24 млн. т гумусу, 964 тис. т азоту, 678 тис. т фосфору, 9,4 млн. т калію. Прямий збиток від ерозії щорічно становить близько 5 млрд. дол. США, а побічний, через втрати урожаю на еродованих ґрунтах, – ще 1 млрд. дол.

Рівнем інтенсивності водної ерозії визначається ступінь впливу її на господарську діяльність людини. Цей вплив проявляється в декількох напрямках: по-перше, падаючі краплі ущільнюють поверхню ґрунту, що погіршує умови вирощування рослин; по-друге, падаючі краплі руйнують орний шар ґрунту, що надалі призводить до його змиву. Потоки води, що утворюються від падаючих крапель, викликають утворення промоїн і ярів, внаслідок чого зменшуються площі, які використовуються для сільськогосподарського виробництва. Частки ґрунту, що розлітаються разом із бризками, потрапляючи на поверхню трав'яного і лугового покриву, викликають розвиток на ньому гнильних бактерій; частки ґрунту, що осіли на грони винограду і листки тютюну, знижують їхню якість, а ті, що потрапили разом з рослинами в корм худобі, викликають псування зубів у тварин.

Процес водної ерозії ґрунту складається з руйнування ґрунту краплями дощу або потоками води, що сформувалися на поверхні схилу в процесі випадання природного або штучного дощу та при таненні снігу, транспортуванні ґрунтових часток і агрегатів (які одержують при цьому статус схилових наносів) і їхнього відкладення (седиментації) на деякій відстані від місця наносоутворення.

Вирішальне значення в процесі водної ерозії відіграє формування поверхневого стоку і його гідравлічні характеристики. Однак при зливовій ерозії, яка відіграє провідну роль в ерозійному знищенні ґрунтів Лісостепу і особливо Степу України, руйнування ґрунтових агрегатів, відділення їх від основної маси ґрунту починається ще до виникнення поверхневого стікання внаслідок динамічної дії крапель дощу на поверхню ґрунту.

Еродованийий вплив крапель дощу на ґрунт визначається його кінетичною енергією. Кінетична енергія шару дощу X мм на 1 м^2 площі (*питома кінетична енергія*) залежить від маси крапель дощу і швидкості їхнього падіння і визначається за формулою (Г.І. Швєбс, 1974)

$$E_X = 0,5 \cdot 10^{-4} \cdot X \sum_{i=1}^z n_i v_{k_i}^2, \quad (20.1)$$

де E_X – питома кінетична енергія дощу, Дж/м²;

v_{k_i} – швидкість падіння краплі i -ої групи, см/с;

n_i – частка шару опадів, яка формується краплями однакового розміру;

z – кількість виділених груп крапель однакового розміру.

При цьому

$$n_i = \frac{N_i P_{k_i}}{\mathcal{W}_e}, \quad (20.2)$$

де P_{k_i} – вага краплі i -ої групи, г;

N_i – кількість крапель в i -й групі крапель;

γ – об'ємна маса води, г/см³;

V_e – об'єм води, см³, сформований шаром опадів X мм на площі 1 м^2 .

Важливою енергетичною характеристикою дощу є *питома потужність* – величина роботи крапель на 1 м^2 поверхні за 1 с

$$M_r = 8,35 \cdot 10^{-7} r \sum_{i=1}^z n_i v_{k_i}^2, \quad (20.3)$$

де M_r – питома потужність опадів, Вт/м²,

з інтенсивністю випадання r , мм/хв.

На перших стадіях випадання інтенсивного дощу (зливи) до появи на поверхні ґрунту плівки води вплив крапель дощу виявляється в опливанні ґрунтових грудок і ущільненні верхнього шару ґрунту, що відіграє важливу роль у зменшенні поглинання води ґрунтом і формуванні поверхневого стоку. До появи на поверхні плівки води, внаслідок малих розмірів, навіть великі краплі дощу всмоктуються в ґрунт і механічне переміщення ґрунту вниз по схилу не відбувається.

Після появи на поверхні ґрунту плівки води краплі дощу при ударі об поверхню «розбризкуються», захоплюючи при цьому частинки ґрунту. При ударі краплі об поверхню ґрунту нижня її частина розплющується, внаслідок чого площа ударного впливу краплі збільшується. Приблизно дві третини енергії краплі витрачається на утворення поглиблення

(ударного кратера) і ущільнення верхнього шару ґрунту товщиною до 2–3 см, одна третина – на розбризування. Максимальна диспергація ґрунтових частинок відбувається в тому випадку, коли товщина водної плівки приблизно дорівнює діаметру краплі. Відрив частинок ґрунту і їхнє розбризування припиняється тільки в разі наявності шару води більше 5–6 діаметрів крапель. Експериментальними дослідженнями було встановлено, що під час зливи внаслідок розбризування крапель дощу в повітря піднімаються десятки, а іноді і сотні тонн ґрунту на гектарі площі. Енергія крапель, що попадають у вузькі глибокі щілини між великими агрегатами, поступово гаситься і падіння крапель не супроводжується їхнім розбризуванням. Краплі випадають на окремі грудки, викликають їхній розпад і окремі елементи ґрунту розлітаються на різні відстані, піднімаючись на великі висоти. Дрібні частки ґрунту (< 1–2 мм) піднімаються на висоту до 60–90 см і відлітають на відстань до 1,5 м (рис. 20.1).

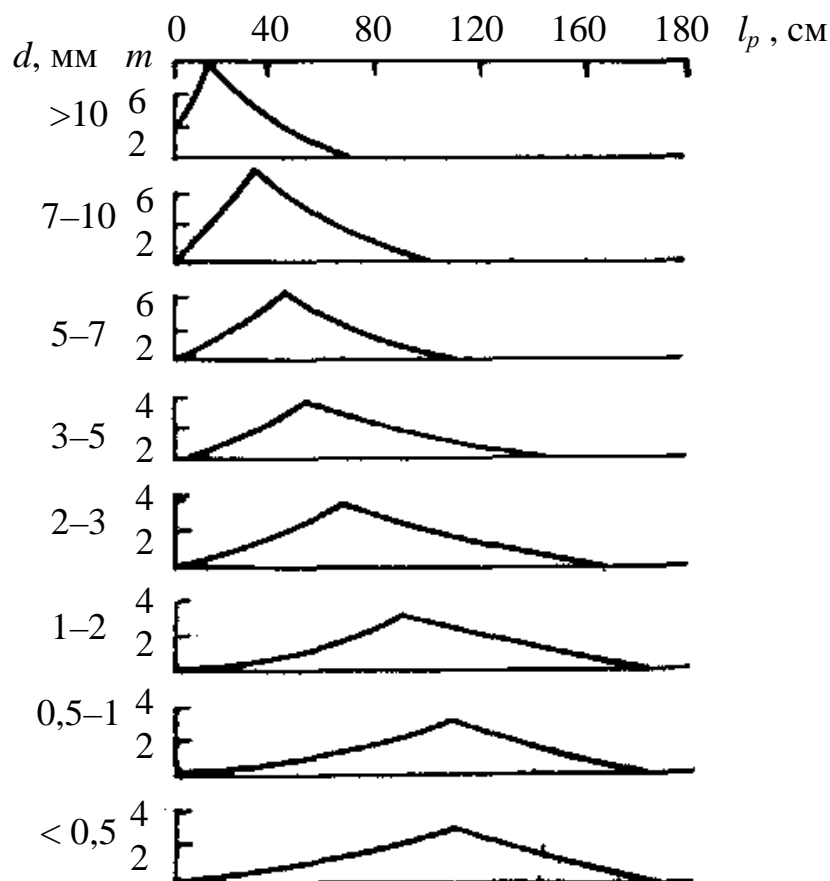


Рис. 20.1 – Дальність розлітання часток ґрунту l_p для різних розмірів часток ґрунту d при випаданні крапель з еквівалентним діаметром 1,9–3,6 мм. m – питома маса ґрунту (10^{-4} г/см²), перенесеного на відстань l_p (Н.Гудзон, 1974)

Ерозія розбризкування викликає підйом великої кількості ґрунтових часток. При невеликому зливовому дощі ($Q = 9,2$ мм, $I_{\max} = 2$ мм/хв.) з поверхні суглинкового чорнозему з площі 1 га на висоту 10 см піднімається 770 кг ґрунтових часток, на висоту 20 см – 310 кг, на висоту 60 см – 5 кг. При сильних зливах у повітря піднімаються сотні тон ґрунту на гектар. Однак цей підйом варто розглядати як «уявний», тому що фактично всі частки, підняті в повітря, випадають на землю на відстань до 1,5 м від місця викиду.

Г.І. Швобсом (1981) за наслідками впливу природних опадів на оголений ґрунт виділені такі їхні категорії:

I – інтенсивність випадання менше 0,004 мм/хв, питома потужність дорівнює $M_i < 2,4 \cdot 10^{-4}$ Вт/м² (< 25 м·см/с·м²) – сприяють агрегації ґрунту, розбризкування ґрунту не роблять;

II – інтенсивність випадання 0,004–0,25 мм/хв, питома потужність M_i дорівнює $2,4 \cdot 10^{-4} - 1,2 \cdot 10^{-1}$ Вт/м² (25–1200 см/с·м²) – ерозійна діяльність незначна, але має місце слабка дезагрегація частинок ґрунту;

III – інтенсивність випадання 0,25–1,6 мм/хв, питома потужність M_i дорівнює 0,12–0,88 Вт/м² (1200–9000 м·см/с·м²) – значне руйнування і розбризкування ґрунту, дезагрегація частинок ґрунту пропорційно M_i і обернено пропорційно квадрату шару опадів;

IV – інтенсивність випадання більше 1,6 мм/хв, $M_i > 0,88$ Вт/м² (> 9000 м·см/с·м²) – значне руйнування і розбризкування ґрунту, зменшення водопроникності ґрунту.

Окремо слід відзначити великий вплив крапель дощу на водний потік. Зокрема, відомо, що краплі дощу «збуджують» у потоці додаткову турбулентність і капілярні хвилі, які істотно збільшують транспортуючу здатність схилових потоків.

Експериментальними дослідженнями встановлено, що якщо усунути вплив дощових крапель на схиловий потік малої глибини (до 1–2 см), його транспортуюча здатність зменшується в десятки разів. Особливо значне зменшення змиву ґрунту спостерігається при виключенні впливу великих за розміром крапель на водний потік.

Відомо, що в природі існує два режими руху рідини, у тому числі й води – *ламіна́рний* і *турбуле́нтний*. При ламинарному русі швидкість у кожній точці потоку або постійна, або змінюється поволі за певним законом. Така швидкість буде пропорційною величині ухилу поверхні, по якій відбувається стікання. Турбулентний рух характеризується безперервними змінами швидкості (пульсаціями швидкості) в кожній точці потоку як за величиною, так і за напрямком. Середня ж швидкість потоку при цьому пропорційна кореню квадратному з величини ухилу. З точки зору еродованої здатності потоку важливо, що при турбулентному режимі максимальні пульсаційні значення швидкості можуть у 1,5–2 рази перевищувати середню швидкість потоку.

Критерієм переходу ламінарного режиму течії в турбулентний, так само як і ступеня турбулентності потоку, є число Рейнольдса Re , яке є безрозмірним сполученням швидкості і глибини потоку з коефіцієнтом кінематичної в'язкості

$$Re = \frac{VH}{\nu} = \frac{\rho VH}{\mu}, \quad (20.4)$$

де V – швидкість течії, м/с;

H – глибина потоку, м;

ν – коефіцієнт кінематичної в'язкості, м²/с (при температурі води 20 °С $\nu = 10^{-6}$ м²/с);

ρ – щільність води, кг/м³;

μ – коефіцієнт молекулярної (фізичної) в'язкості, $\mu = \nu\rho$ кг/(м·с).

Отже, чим більше число Рейнольдса, тим вищий ступінь турбулентності потоку. Однак за різних умов число Рейнольдса, яке відповідає переходу ламінарного режиму потоку в турбулентний, може бути визначене тільки експериментально. Для каналів з відкритою водною поверхнею ламінарний режим спостерігається при $Re < 300$, турбулентний – при $Re > 600$. При $300 < Re < 600$ має місце «перехідний» режим, при якому режим течії потоку може бути або ламінарним, або турбулентним в залежності від умов шорсткості поверхонь, по яких цей потік протікає.

За даними Ц.Є. Мірцхулави (1988) розмив ґрунту турбулентним потоком умовно можна поділити на кілька етапів (рис. 20.2). На початковому етапі зносяться (змиваються) елементарні дисперсні частки та агрегати, зв'язок яких з основним масивом ґрунту за різних причин порушений. При постійній швидкості потоку цей процес припиняється після утворення шорсткуватої поверхні, обумовленої формою більш великих і водостійких ґрунтових частинок. При зростанні швидкостей течії починається підмив виступаючих над поверхнею ґрунту агрегатів, які розташовані проти течії, а це викликає збільшення лобової і підйомної сил. Зростаючі лобові і підйомні сили потоку збільшують вібрацію внаслідок турбулентного режиму течії та динамічний вплив на агрегати. У результаті зв'язки між поверхневими агрегатами й основною масою ґрунту поступово руйнуються, і ґрунтові агрегати (а за великих швидкостей течії і ґрунтові грудки), для яких рівнодіюча «активних» сил переверщує «пасивні» сили зчеплення, відриваються і виносяться потоком. Цей період розмиву ґрунту поверхневим стоком характеризується максимальними втратами ґрунту.

Після винесення всіх або майже всіх слабко зв'язаних агрегатів або окремоостей з поверхні ґрунту, утворюється шорсткувата поверхня і за інших рівних умов змив зменшується, проявляється тенденція до стабілізації інтенсивності ерозії.

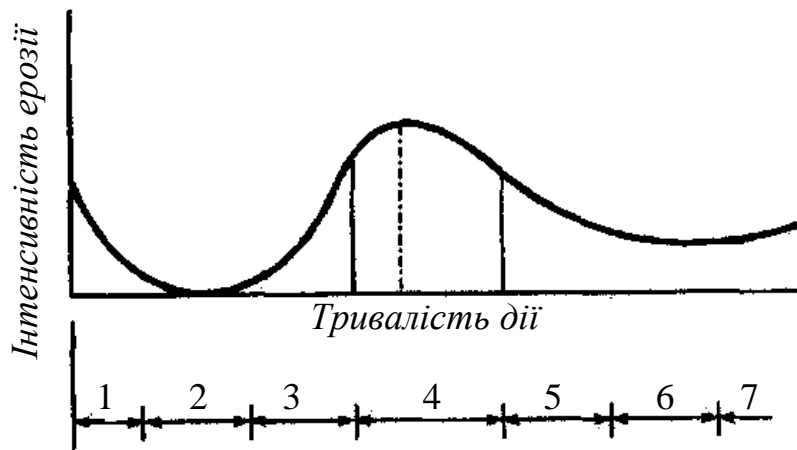


Рис. 20.2 – Динаміка розмиву ґрунту водним потоком
(Ц.Є. Мірцхулава, 1988)

1 – початковий період; 2 – інкубаційний період; 3 – період наростання інтенсивності ерозії; 4 – період максимальної інтенсивності ерозії; 5 – період падіння інтенсивності ерозії; 6 – період стабілізації ерозії; 7 – новий період наростання інтенсивності ерозії.

Основною гідравлічною характеристикою схилових потоків, якою визначається їхній динамічний вплив на виступи ґрунту, є швидкість.

$$V = \frac{gIH^2}{\nu}, \quad (20.5)$$

де H – глибина рівномірно розподіленого по поверхні потоку, м;

I – ухил поверхні, $I = \sin \alpha$, де α – кут нахилу поверхні схилу до горизонту, град.;

g – прискорення вільного падіння, м/с²;

ν – кінематична в'язкість води, м²/с.

При *турбулентному режимі течії* середня швидкість пропорційна кореню квадратному з глибини потоку і у випадку рівномірного розподіленого по ширині схилу потоку визначається рівнянням

$$V = C\sqrt{HI}, \quad (20.6)$$

де C – швидкісний коефіцієнт.

Для концентрованого стікання (у постійних або тимчасових руслах) у формулі (20.6) замість глибини H використовується гідравлічний радіус R – частка від ділення величини площі поперечного перерізу русла на його змочений периметр.

Формула середньої в живому перетині швидкості потоку (20.6) відома як *формула Шезі*. Вона широко застосовується при розрахунках і моделюванні водної ерозії, оскільки, як було показано вище, режим течії схилових потоків, здатних розмивати поверхню ґрунту і транспортувати продукти розмиву, є переважно турбулентним.

Швидкісний коефіцієнт C характеризує головним чином опір, який створюється нерівностями поверхні, по якій відбувається стікання (*гідравлічна шорсткість*).

Кожному типу ґрунту відповідає свій характер ерозійного процесу. Проти ерозії відносно менш стійкі ґрунти степів і більш стійкі ґрунти вологих областей. Ґрунти інших областей займають проміжне положення.

В Україні найбільш надійною методикою щодо визначення протиерозійної стійкості є методика Г.І. Швебса (1974, 1981). Як показник здатності ґрунту протистояти водно-ерозійному руйнуванню використовується величина, зворотна протиерозійній стійкості ґрунтів – її *змиваємість*, причому у вигляді «*відносної змиваємості ґрунту*» (j_R) та «*часткової характеристики відносної змиваємості ґрунту*» (j_p). Відносна змиваємість характеризує протиерозійні властивості ґрунту в теплий період року і використовується в канонічній модифікованій моделі зливогого змиву ґрунту (О.О. Світличний, 1995).

Найбільшу протиерозійну стійкість мають чорноземні ґрунти Лісостепу і Північного Степу (звичайні і типові чорноземи). Інші чорноземні ґрунти (карбонатні, опідзолені і південні чорноземи), а також лісові (темно-сірі і сірі ґрунти Лісостепу за своїми протиерозійними властивостями наближаються до них. Найбільш низькі протиерозійні характеристики мають підзолисті та каштанові ґрунти різних підтипів (табл. 20.1).

Таблиця 20.1 – Параметри протиерозійної стійкості ґрунтів Лісостепу та Степу України (Г.І. Швебс, 1988; Н.І. Ігошин, 1982)

Тип, підтип ґрунту	Параметр	
	j_R	j_p
Темносірі та сірі лісові	1,2–1,4	1,3–2,0
Чорноземи типові та звичайні	1,0–1,2	1,0–1,2
Чорноземи південні, лучні та опідзолені	1,3–1,8	1,1–1,4
Темно каштанові та каштанові	2,0–2,2	2,3–2,5

Між фізичними властивостями ґрунтів і процесами ерозії існує пряма залежність. Так, якщо водопроникність перевищує інтенсивність випадання опадів, то поверхневий стік і ерозія не виникають. Велике значення також має передерозійна вологість ґрунту і характер випадання опадів. Зі збільшенням вологості ґрунтів водопроникність зменшується, а

поверхневий стік збільшується в порівнянні з відносно більш сухим ґрунтом, і ерозія зростає. Водна ерозія сильніше виражена на ущільнених лесовидних породах і менш – на моренних суглинках та інших водопроникних породах.

Зі знищенням верхніх більш стійких проти ерозії пухких, більш вологомістких і водопроникних шарів ґрунту змив його різко зростає і ущільнені нижні шари розмиваються сильніше.

Зі збільшенням ступеня еродованості погіршуються агрономічні властивості ґрунтів (табл. 20.2). У результаті ерозії знижується вміст гумусу, підвищується щільність ґрунту, знижуються пористість, вологомісткість, водопроникність, запаси продуктивної вологи, зменшується біогенність. З погіршенням агрофізичних властивостей ще більш зростає схильність до ерозії, що може призвести до повної втрати гумусового шару, необоротному погіршенню ґрунту при оголенні древніх порід і її втраті при близькому заляганні щільних порід.

Таблиця 20.2 – Вплив ступеню змитості ґрунтів на їхні властивості (за одиницю прийняті показники незмитих ґрунтів) (В. І. Кірюшин, 1996)

Показник	Ґрунт		
	слабозмитий	середньозмитий	сильнозмитий
Вміст гумусу	0,95–0,75	0,75–0,50	0,50–0,30
Об'ємна маса	1,03–1,06	1,05–1,12	1,10–1,23
Вологість в'янення	0,98–0,96	0,90–0,85	0,75–0,65
Пористість	1,00–0,95	0,96–0,90	0,80–0,75
Повна вологомісткість	0,98–0,95	0,95–0,80	0,80–0,70
Водопроникність	–	0,72–0,64	0,49–0,43

Розвитку водної ерозії сприяють оранка і рядковий посів уздовж схилів, а також оранка крутих (більш 10–15°) схилів, бривок і видолинків балок, неурегульоване пасіння худоби, безладна вирубка лісу й чагарників, освоєння піщаних цілинних і перелогових земель без застосування протиерозійних землевпорядних і агротехнічних заходів.

20.2. Вітрова ерозія ґрунтів

Поняття вітрової ерозії. Вітровою ерозією або дефляцією ґрунту, називають процес його руйнування і видування вітром, перенос і осідання часток ґрунту. Інтенсивність дефляції залежить від швидкості вітру, розміру частинок ґрунту та їхньої зв'язності.

Ґрунт майже не піддається вітровій ерозії, якщо вона покрита рослинністю. Рослини перешкоджають доступу вітру до ґрунту так як і зменшують ерозію, викликану ударами дощових крапель.

Вітер може бути рівним і поривчастим. У залежності від цього міняються і турбулентні властивості повітряного потоку, в тому числі і його здатність транспортувати різні субстанції з нижчележачих шарів у вищележачі. При рівному горизонтальному вітрі, у якому відсутні пульсації вертикальних швидкостей, турбулентний обмін і перенос різних субстанцій незначно малий, при поривчастому ж вітрі з великою амплітудою і частотою пульсації вертикальних швидкостей транспортні здібності різко зростають. Чим більше швидкість вітру і чим більш шорсткувата підстильна поверхня, тим вище за інших рівних умов турбулентність повітряного потоку.

Внаслідок турбулентного руху повітряні вихри, що опускаються до поверхні, створюють поблизу її порівняно великі швидкості, здатні переміщати (котити) уздовж поверхні дрібні зерна ґрунту і снігу. Для цього потрібно, щоб динамічний тиск вітру на ці зерна і кінетична енергія часток, що рухаються з повітряним потоком перевершили силу зчеплення зерен і часток, які знаходяться в стані спокою, з поверхнею. При опусканні вихрів на пористу поверхню (рослинність, ґрунт, сніг і т.д.) у її порах на момент виникає підвищений тиск, що у наступний момент (при русі повітря з пор в атмосферу) разом з горизонтальним вітром здатні відірвати і підняти частки ґрунту або снігу від горизонтальної поверхні і перевести їх у зважений стан.

При поривчастому вітрі відповідно до закону Бернуллі у верхній поверхні частки утворюється частковий вакуум, а знизу – підвищений тиск. Обтікання повітряним потоком (зі швидкістю 5–10 м/с) поверхні з виступами шорсткості 4,5 мм викликає падіння тиску повітря між виступами відповідно на 2,1–7 кг/м². Щодо ґрунтової частки обидві зміни тиску (тобто деяка піднімальна сила P) спрямовані вгору

$$P = C_y \frac{\rho U^2}{2} S, \quad (20.7)$$

де C_y – коефіцієнт піднімальної сили;

ρ – щільність середовища;

U – швидкість руху;

S – площа проекції тіла на площину, перпендикулярну напрямку руху.

Коли P перевищить масу частки, вона піднімається вгору під кутом 75–90° і здобуває обертальний рух у 200–1000 оборотів за секунду.

Об'єм ґрунту, що здувається вітром, залежить від двох факторів – швидкості вітру і шорсткості поверхні ґрунту. Природно, сильний вітер

може зрушити більшу кількість ґрунту, причому більш великих часток, ніж слабкий вітер. Дж. Швабом запропонована формула:

$$S_V = (V - V_0)^3 d^{0,5}, \quad (20.8)$$

де S_V – кількість переміщеного ґрунту;

V – швидкість вітру;

V_0 – мінімальна швидкість вітру, при якій відбувається переміщення часток даного розміру;

d – діаметр часток.

Шорсткість поверхні ґрунту чинить опір силі вітру, тобто впливає на градієнт вітру. Градієнти вітру над гладкою і шорсткуватою глибистою поверхнею ґрунту наведені на рис. 20.3.

Значна різниця у швидкостях вітру на висоті приблизно 0,3 м від поверхні землі грає дуже важливу роль. У безпосередній близькості (0,2–0,4 мм) до ґрунтової поверхні швидкість вітру наближається до нуля. Ґрунтові частки діаметром менше 0,1 мм знаходяться в зоні штилю і безпосередньо їх вітер не вириває. Однак частки, що рухаються з високою кінетичною енергією, при падінні дають початковий імпульс руху і часткам менше 0,1 мм. Частки діаметром більш 1 мм порівняно вітростійкі і можуть пересуватися тільки при великих швидкостях вітру. Більш активно рухаються і тому найбільш вітронебезпечні – це частки діаметром 0,1–0,15 мм.

В залежності від розмірів ґрунтових часток розрізняють три типи їхнього переміщення: пересування в зваженому стані, волочіння і сальтація (стрибкоподібний рух часток).

Пересування в зваженому стані – переміщення часток діаметром менше 0,1 мм. Швидкість падіння таких часток настільки мала, що вони можуть знаходитися тривалий час у зваженому стані при турбулентному (вихровому) русі повітря. *Пилові бурі* представляють собою зважені дрібні частки ґрунту, які у великих кількостях можуть переміщатися на великі відстані (при швидкості вітру більше 10 м/сек).

Волочіння – пересування великих часток по поверхні під дією сили вітру. Практично більшість частинок, які перекочуються, мають діаметр від 0,5 до 1–2 мм.

Сальтація – вид руху часток, при якому спостерігається найбільше їхнє переміщення. Пересування у зваженому стані, а також волочіння звичайне супроводжується сальтацією, тобто стрибкоподібним рухом часток. Шляхом сальтації переміщаються частки середніх розмірів (0,05–0,5 мм), які досить легкі, щоб піднятися у повітря, але занадто важкі, щоб перейти в зважений стан. Найбільш інтенсивно пересуваються частки діаметром 0,1–0,15 мм.

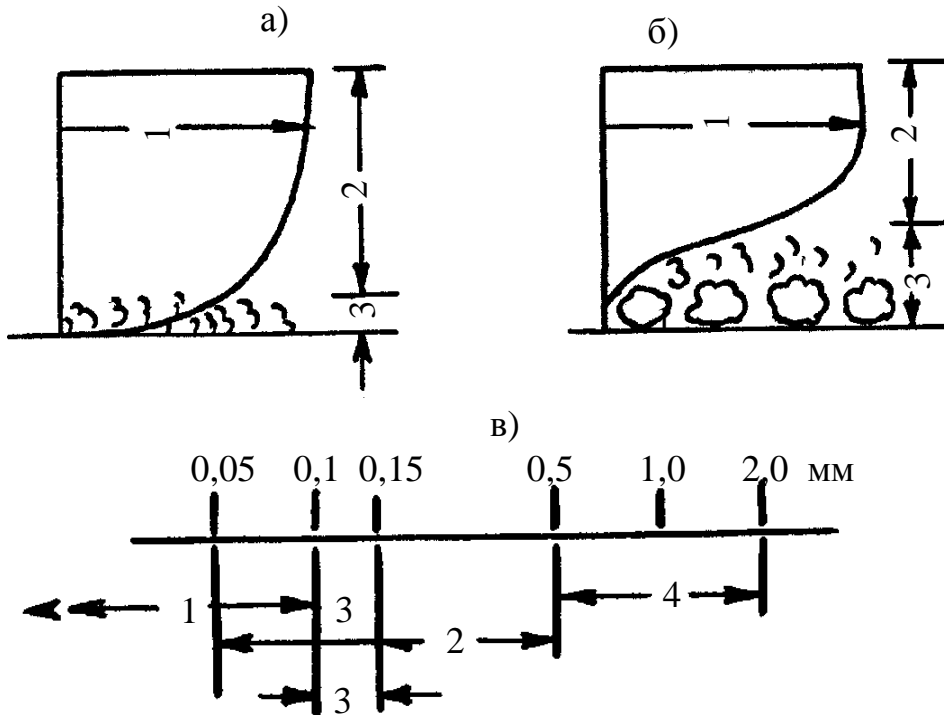


Рис. 20.3 – Градієнти вітру над гладкою (а) і шорсткуватою (б) поверхнею ґрунту: 1 – швидкість вітру; 2 – рівномірний потік; 3 – вихровий потік.
 в) вигляд переміщення часток ґрунту вітром – функція їх розмірів: 1 – переміщення у зваженому стані; 2 – сальтація; 3 – частки, які найбільш схильні до ерозії; 4 – волочіння. (Н. Гудзон, 1974)

Дефляційна небезпечність ґрунту визначається в першу чергу його механічним складом: чим менше у ґрунті глини, тим вітронебезпечніший ґрунт. Особливо велику роль грає наявність міцних структурних агрегатів. Структурність верхнього 0–5 см шару ґрунту може служити діагностичним показником вітростійкості. Дрібнозернисті легкі ґрунти завжди вітронебезпечні. Чим вище вміст гумусу, тим більше зв'язаний і вітростійкий є ґрунт. Іноді круглорічна дефляція здуває з поверхні оброблюваної землі частки гумусу і глини, в результаті чого зв'язаність поверхневого шару ґрунту зменшується і вітронебезпечність збільшується.

На ступінь ерозійних процесів впливає рельєф і мікрорельєф місцевості. Видуванню більше піддаються верхні і навітряні частини схилів. Чим крутіше вітроударний схил, тим більше швидкість вітру і сильніше руйнування ґрунту. При русі повітряного потоку вниз по схилу швидкість його зменшується.

Немаловажну роль грає і мікрорельєф місцевості. Вітровій ерозії особливо піддані поля з вирівняним зябом. На грубо розпушених полях

видування ґрунту зменшується. На вирівняній поверхні поля швидкість вітру на 40 % вище, ніж на неvirівняній.

Вітер є основним чинником розвитку дефляції. Швидкість вітру, змінюючись за секунди в межах 20–25 % середнього значення, носить пульсуючий характер, що грає істотну роль у розвитку дефляції. Критичні швидкості вітру (м/с) на висоті 0,15 м: для піщаних ґрунтів – 3,5; супіщаних ґрунтів – 3-4; суглинних ґрунтів – 4-7; торф'яних ґрунтів – 4,5. Для початку дефляції потрібно трохи більша швидкість вітру, ніж для подальшого продовження дефляції.

Опади, підвищуючи зв'язність ґрунтових часток, якби захищають ґрунт від дефляції. Однак такий захисний вплив виявляється недовговічним. Видування ґрунтових часток починається при досягненні поверхневим шаром ґрунту вологості 9–13 %. Вологість переносного ґрунту складає 5–7 %.

В залежності від швидкості вітру кількість частинок, що перекочуються, для піску складає 15,7 %, а для суглинку – 7,4 %. Кількість частинок, що пересуваються стрибками, складає 67,7 % для піску і 54,5 % для суглинку. На частинки, що переміщуються в зваженому стані, приходиться близько 20 % для піску і близько 40 % для суглинку (від ваги всієї маси, яка рухається). Максимальна висота підйому зважених частинок коливається від десятків до сотень метрів, часом до 1,5–2,0 км і більш.

Кількість матеріалу темно-каштанових супіщаних ґрунтів, перенесеного в шарі 0–5 см при швидкості вітру на висоті 1,5 м 11 м/с складає 68 %, у шарі 5–10 см – 26 %, у шарі 10–15 см – 4 %, у шарі 15–20 см – 2 % і в шарі 20–25 см – 1 %. При переносі пилу відбувається його сортування, тому що більш великі частки осідають швидше, а більш дрібні переносяться на далекі відстані. Так, частки діаметром 1–8 мм пересуваються на кілька метрів і десятків метрів; діаметром 1–0,1 мм – на 1–1,5 км; 0,06–0,1 мм – на кілька кілометрів; 0,03–0,06 мм – на 300 км і більш; 0,01–0,03 мм – на 1500 км і більше, < 0,01 мм – навколо земної кулі.

Аналіз структурного складу ґрунту з еолових відкладень або мілкозему, уловленого пиловловлювачами під час пилових бур, показав, що в ньому містилося 92 – 95 % часток діаметром менш 1 мм і лише 5–8 % агрегатів крупніше 1 мм. Відповідно частки діаметром менш 1 мм були віднесені до ерозійно небезпечних, більше 1 мм – до вітростійких, ґрунтозахисних.

Стійкість ґрунту проти дефляції можна оцінити по грудкуватості поверхні, тобто по кількості вітростійких грудочок (крупніше 1 мм) у шарі 0 – 5 см, вираженому у відсотках від повітряно-сухого ґрунту. При вмісті цих грудочок менше 50 % настає процес видування. Поріг стійкості ґрунту до дефляції, якщо на поверхні її немає пожнивних залишків, характеризується ступенем грудкуватості в межах 50–55 %. Картина істотно міняється в залежності від наявності на поверхні ґрунту

поживних залишків. Залежність між еродованістю, грудкуватістю і кількістю стерні виражається рівнянням (В.І. Кірюшин, 1996)

$$Q = 10^{a-bK-cS}, \quad (20.9)$$

де Q – ерозійність ґрунту, за 5 хв експозиції;

K – грудкуватість шару 0–5 см, %;

S – кількість умовної стерні, шт/м;

a, b, c – коефіцієнти, значення яких розрізняються для різних типів ґрунтів.

За даними Є.І.Шиятого, для південного карбонатного чорнозему зміна грудкуватість на 1 % впливає на еродованість так само, як зміна кількості умовної стерні на 8–10 шт. на 1 м².

Шкідливий вплив пилових бур. У нашій країні вітрова ерозія проявляється більше всього в посушливих районах з посиленою вітровою діяльністю. Ґрунтово-ерозійні райони знаходяться південніше лінії, яка проходить через Кишинів – Полтаву – Харків – Воронеж.

Якщо вітер, що викликає ерозію ґрунту, зберігається протягом 24 годин, то з 1 га може бути загублено близько 13 тис. т ґрунту. Це значить, що приблизно протягом трьох діб безупинної пилової бурі поле може втрачати близько 1 см орного шару ґрунту.

Звичайно вітрова ерозія рідко продовжується безупинно. Швидкість вітру протягом доби неодноразово знижується і пилова буря вщухає або припиняється на деякий час, виникаючи знову при посиленні вітру. Спостерігалось, що під час пилових бур на площах, які підлягали ерозії, з утратою кожного сантиметра верхнього шару ґрунту губилося (на кожному гектарі) 31 кг азоту, 22 кг фосфору, 312 кг калію і 2–3 т гумусу.

При періодичних видуваннях під час пилових бур ґрунт збіднюється, що призводить до зниження урожайності сільськогосподарських культур. Поряд з видуванням, у період вітрової ерозії відбувається засікання рослин. В результаті на полі залишаються залишки стебел з ушкодженими листками або зовсім без них. На таких полях урожайність знижується на 1–3 ц/га.

За розрахунками М.І. Долголевича (1962) в результаті вітрової ерозії було отримано урожай на 3,3 ц/га нижчий, чим при відсутності ерозії (табл. 20.3).

У зріждених і недостатньо розвинутих з осені посівах (2–3 пагона) під час пилової бурі відтинаються один за одним листки, оголюється вузол кущіння і вся коренева система іноді настільки, що частина рослин виривається вітром з коренем. Ґрунт під такими посівами видувається в середньому на 3–5 см і більше.

Таблиця 20.3 – Залежність урожайності пшениці від інтенсивності вітрової ерозії ґрунтів (М.І.Долголевич, 1962)

Попередник	Ґрунт	Глибина видування, см	Урожайність, ц/га
Кукурудза	Чорнозем південний	0,4	9,5
	Карбонатний	0,7	8,5
		1,1	7,9
Ярі колосові	Чорнозем південний	0,5	7,6
	Карбонатний	0,8	5,1

20.3. Полягання посівів

Поняття полягання посівів. *Поляганням посівів* хлібних злаків називається такий стан посівів, при якому під впливом слабого зчеплення кореневої системи з ґрунтом або несприятливих метеорологічних умов, що механічно впливають на рослини, стеблостій у тій чи іншій мірі нахиляється до поверхні ґрунту і не повертається у вертикальне положення після припинення цих впливів. Полягання посівів викликається різними причинами. Виділяються два типи полягання: кореневе й стеблове.

При *кореновому поляганні* рослини полягають внаслідок слабого зчеплення кореневої системи з ґрунтом. Звичайно це буває викликано розрідженням ґрунту при поливах або сильних дощах при розвитку процесів водної ерозії. У таких випадках полягання може спостерігатися навіть у стійких до полягання сортів. При *стебловому поляганні* відбувається вигин, а іноді навіть злам соломини в її основі від невідповідності між динамічними навантаженнями на нижню частину стебла і її міцністю.

Механічна міцність стебел і коренів визначається біологічними особливостями сорту і формується в залежності від умов середовища (світловий режим, вологозабезпеченість посівів, рівень мінерального живлення, тепловий режим ґрунту і повітря), агротехніки (норми і терміну посіву, попередника, норми і виду добрив), розвитку рослин (висота і густота стеблостою, фази розвитку) та інших причин (грибкові захворювання). Коренева стійкість рослин визначається розвитком коренів, консистенцією верхніх шарів ґрунту, глибиною закладення насіння. Динамічні навантаження на основу стебел і корені визначаються масою колосся і верхнього ярусу листів, тиском вітрового потоку, дощу і граду.

Вплив метеорологічних умов на полягання за даними О.Д. Пасечнюка, виявляються подвійно: 1) їхні щорічні особливості позначаються на формуванні стійкості посівів до полягання, 2) разові несприятливі явища

(інтенсивні дощі, вітри, град, ранні осінні заморозки) безпосередньо викликають полягання посівів.

Основною причиною полягання хлібів є сильні зливові дощі й вітер, що механічно впливають на рослини. Однак потенційна можливість полягання посівів підготовляється всім ходом агрометеорологічних умов періоду, що передуює поляганням.

Механізм стеблового полягання вивчався Т.І. Русаковою. Рослина представлялася у вигляді трубчастого стрижня визначеної механічної міцності, закріпленого на одному кінці. До сил, які викликають полягання, варто віднести: а) силу, створювану вітровим напором (приймаємо цю силу спрямованою горизонтально); б) силу, створювану динамічним впливом крапель (у першому наближенні приймаємо цю силу спрямованою вертикально), в) силу, створювану масою рослин (діє вертикально). Сили, що викликають полягання, схематично представлені на рис. 20.4.

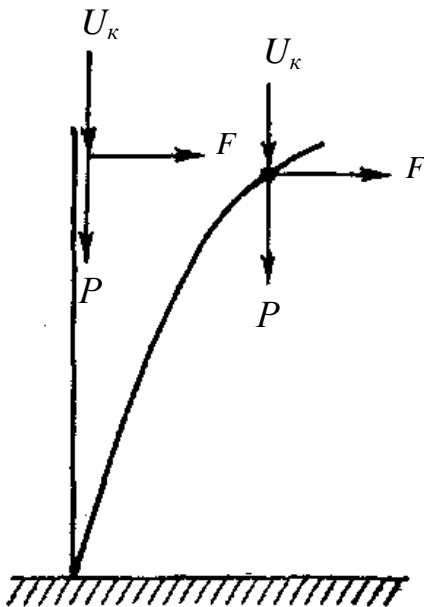


Рис. 20.4 – Сили, які діють на рослину при поляганні (Т.І. Русакова, 1985)

U_k – кінетична енергія крапель дощу; F – сила вітрового напору; P – сила, яка викликана масою рослин.

Розглянемо дію перерахованих сил. Спочатку виділимо необхідну і достатню умову для настання полягання. Необхідне полягає в тому, що рослина відхиляється від вертикального положення під впливом зовнішніх сил, а достатнє – у тому, що рослина не повертається у вертикальне положення після припинення дії зовнішніх сил через злам рослини або через те, що сила, яка прагне повернути рослину у вертикальне положення, виявляється менше сили, створюваною масою рослин. Зупинимося більш детально на поляганні рослин при сильному вітрі.

У першому наближенні можна вважати, що сила вітрового напору прикладена до верхньої частини рослини, тому що в нижній частині посіву

спостерігається загасання швидкості вітру. Рослинний покрив зернових культур представляється як група тонких стрижнів, орієнтованих горизонтально потоку повітря

З огляду на перераховані обмеження, запишемо умову, необхідну для настання полягання:

$$F \geq F_y, \quad (20.10)$$

де F – сила, створювана вітровим напором, Н;

F_y – сила, що прагне повернути рослину у вертикальне положення, Н.

Силу, створювану вітровим напором, можна розрахувати по відомій формулі

$$F = a_v \frac{\rho v^2}{2} L', \quad (20.11)$$

де ρ – щільність повітря, $\rho = 1,293 \text{ кг/м}^3$;

v – швидкість вітру на рівні рослини, м/с;

L' – поверхня рослини, на яку діє вітер, м^2 ;

a_v – коефіцієнт загасання вітру, що залежить від фази розвитку і густоти стояння рослин.

Сила, що прагне повернути рослина у вертикальне положення, розраховується у такий спосіб

$$F_y = \frac{k_y EI_x}{l^2}, \quad (20.12)$$

де E – модуль пружності рослини, Па;

I_x – момент інерції поперечного критичного перетину, м^4 ;

l – висота рослини, м,

k_y – коефіцієнт пропорційності, який змінюється в залежності від ступеня відхилення рослини від вихідного положення.

Момент інерції поперечного критичного перетину рослини розраховується за формулою

$$I_x = 0,4d^3 \delta, \quad (20.13)$$

де d – діаметр стебла рослини в критичному перетині, м;

δ – товщина стінки соломини рослини в критичному перетині, м.

Достатня умова полягання записується нерівністю

$$P \geq F_y, \quad (20.14)$$

де P – сила, створювана масою рослини, Н; вона являє собою добуток маси рослини від точки вигину до верхівки рослини на прискорення вільного падіння.

Для випадку, коли відбувається злам рослини, прийmemo достатню умову полягання

$$\sigma \leq \frac{M_{з2}}{W_x}, \quad (20.15)$$

де σ – гранична напруга, яка допускається, у стеблі рослини, Па;
 W_x – момент опору в критичному перетині, у якому відбувається злам, м³;
 $M_{з2}$ – максимальний згинальний момент у поперечному перерізі, Н·м.
 Величина W_x розраховується за формулами:

$$W_x = 0,8d^2 \delta; \quad (20.16)$$

$$M_{з2} = Pl', \quad (20.17)$$

де l' – довжина рослини від точки вигину до точки додатка сили маси рослини, м.

Розглянемо полягання рослин при наявності інтенсивного дощу. В цьому випадку явище полягання рослин викликається кінетичною енергією крапель і можливо вже при незначному вітрі. Необхідна умова полягання при цьому виразиться нерівністю

$$U_k \geq A, \quad (20.18)$$

де

$$A = \frac{k_y El_x}{l}, \quad (20.19)$$

де U_k – кінетична енергія крапель, яка викликає вигин рослини, Н·м;
 A – робота, яку необхідно зробити краплі дощу, щоб викликати максимальне відхилення рослини від вертикального положення, Н·м.

У цьому випадку U_k можна виразити в такий спосіб:

$$U_k = \frac{m_k v_k^2}{2}, \quad (20.20)$$

де m_k – маса краплі, кг;

v_k – швидкість падіння краплі, м/с.

Масу краплі m_k визначимо за відомою формулою

$$m_k = V_k \rho_k, \quad (20.21)$$

де V_k – об'єм краплі, м³;

ρ_k – щільність краплі, кг/м³.

Стала швидкість дощових крапель залежить від їхнього радіуса. При діаметрі крапель 1–4 мм стала швидкість v_k (м/с) добре апроксимується виразом

$$v_k = 200\left(\frac{D}{2}\right)^{1/2}. \quad (20.22)$$

У випадку дощу відбувається збільшення маси рослини від тривалого намокання. Зміна маси рослин під час дощу визначається за формулою

$$P_H = Pk_H, \quad (20.23)$$

де k_H – безрозмірний коефіцієнт зміни маси рослини від тривалості намокання.

У першому наближенні значення k_H у перші чотири години визначається по емпіричній залежності, запропонованій Ванштоком

$$k_H = 1 + 0,4t, \quad (20.24)$$

де t – час зволоження, год.

Достатня умова полягання у цьому випадку записується так

$$P \cdot k_H \geq F_y. \quad (20.25)$$

Якщо відбувається злам рослини, умова достатнього полягання визначається відповідно до виразу (20.15).

Таким чином, нами розглянуті два типи впливу погодних умов на полягання посівів: 1) сильного вітру, 2) інтенсивного дощу і незначного вітру. У першому випадку полягання рослин викликається силою вітрового напору, у другому випадку вигин рослин викликається кінетичною енергією крапель дощу.

Агрометеорологічні показники полягання встановлені в дослідженнях О.Д. Пасечнюка. Найменша стійкість стеблостою спостерігається у роки зі зниженим температурним режимом і хорошою вологозабезпеченістю рослин. При такій погоді і сприятливому режимі живлення зернові злаки продовжують кущитися навіть після виходу рослин у трубку, а відмирання стебел починається пізніше. В результаті формується дуже густий стеблостій. Другою причиною низької стійкості стеблостою до полягання в роки з прохолодною і вологою погодою в період кущіння – колосіння є велика висота рослин.

У репродуктивний період полягання залежить від стійкості стеблостою. Якщо за показник стійкості до полягання прийняти максимальну висоту рослин, то виявляється така закономірність. В роки з максимальною висотою ячменю сорту Вінер менш 70 см, посіви не

полягають ні при яких агрометеорологічних умовах періоду колосіння – воскова стиглість або полягають тільки в слабкому ступені, а при більшій висоті рослин інтенсивність полягання в основному визначається метеорологічними умовами зазначеного періоду.

При великій кількості опадів за період колосіння – воскова стиглість значна імовірність випадання одного або декількох сильних дощів, здатних викликати полягання посівів. В міру зменшення кількості опадів імовірність полягання знижується, а при опадах менш 20 мм практично дуже мала. Полягання може не бути і при великій кількості опадів, якщо вони мають обложний характер, малу інтенсивність і не супроводжуються сильними вітрами. Але такі випадки спостерігаються дуже рідко (табл. 20.4).

Якщо запаси вологи у верхньому півметровому шарі ґрунту через декаду після настання фази виходу в трубку менше 60 мм, імовірність полягання дуже мала (рис. 20.5). При запасах вологи більше 100–110 мм створюється дуже велика небезпека полягання на великих площах. Залежність інтенсивності полягання посівів від кількості опадів за один дощ і середньої інтенсивності їхнього випадання наведена на рис. 20.6.

Таблиця 20.4 – Вплив опадів за період колосіння – воскова стиглість на полягання посівів ячменю (О.Д. Пасечнюк, 1974)

Кількість опадів, мм	Імовірність полягання, %				Імовірність відсутності полягання, %
	дуже сильного (1-1,9 бали)	сильного (2,0–2,9 бали)	середнього (3,0-3,9 бали)	слабкого (4,0–4,9 бали)	
> 60	6	21	29	27	17
41–60		16	19	34	31
20–40				33	67
< 20					100

Значний вплив на полягання хлібів має вітер, хоча сам по собі причиною полягання він буває тільки в 3 % випадків. Звичайно його дія проявляється одночасно з опадами. У переважній більшості випадків полягання ячменю відзначається при швидкості вітру не менш 3–4 м/с. Початок полягання визначається стійкістю рослин до полягання і наявністю метеорологічних явищ, які викликають полягання. Посіви можуть полягати навіть у фазу виходу в трубку, якщо перед цим тривалий час стояла дощова похмура погода. Але найбільш критичний до полягання період настає після колосіння. При сприятливих метеорологічних умовах, коли відзначається інтенсивний ріст стебла, навіть порівняно невеликі дощі або помірний вітер можуть викликати полягання відразу ж після колосіння.

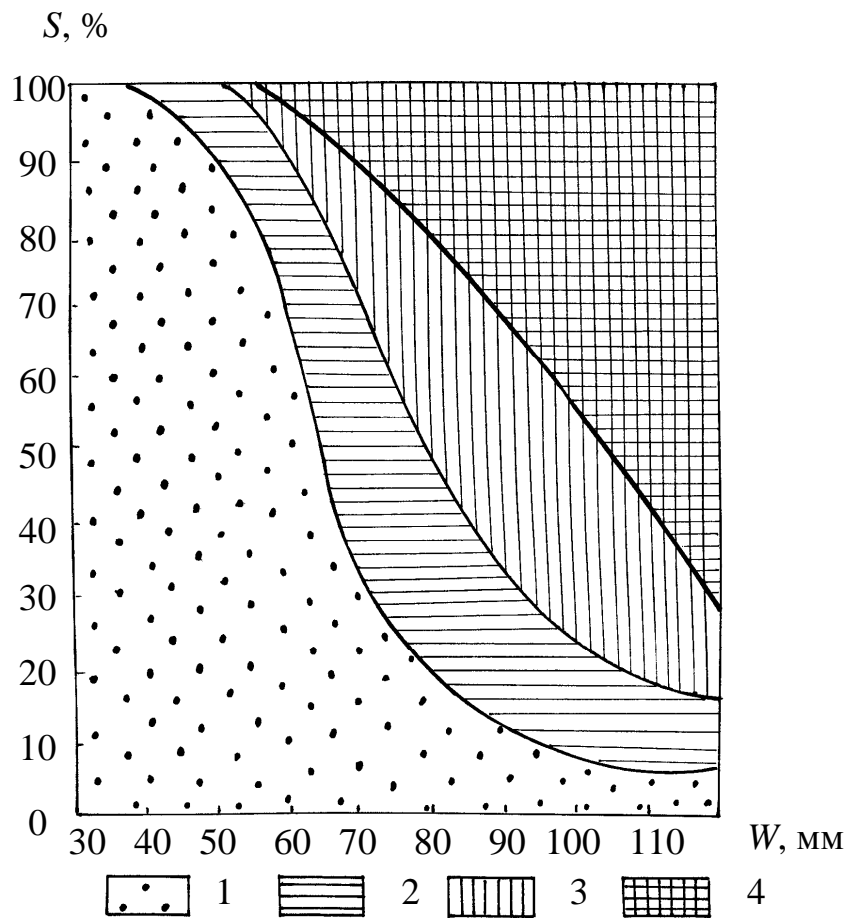


Рис. 20.5 – Вірогідність полягання посівів ячменю P при різних запасах продуктивної вологи W у 0–50 см шарі ґрунту, визначених через декаду після настання фази вихід у трубку (О.Д. Пасечнюк, 1974).
Полягання: 1 – відсутнє; 2 – слабке; 3 – середнє; 4 – сильне.

Втрати урожаю при поляганні посівів. Полягання посівів призводить до порушення розподілу біомаси по вертикальному профілю і зміни фітотемпературних умов. Відповідно до спостережень О.Д. Пасечнюка, у полеглих посівах максимум біомаси зміщується до поверхні ґрунту, а колосся розміщуються у всіх шарах посіву. Об'ємна щільність зеленої біомаси полеглих посівів у кілька разів перевищує щільність нормальних, що знижує турбулентний обмін, погіршує рівномірність розподілу сонячної радіації в травостої і, нарешті, зменшує продуктивність фотосинтезу. Проникаюча в нижні шари полеглих посівів сонячна радіація в 2–4 рази менше, ніж у неполеглих (табл. 20.5).

Температура повітря в середній частині колосоносного шару полеглих посівів у денні години на 1–2 °С нижче, а відносна вологість на 10–15 % вище, ніж у неполеглому стеблостой.

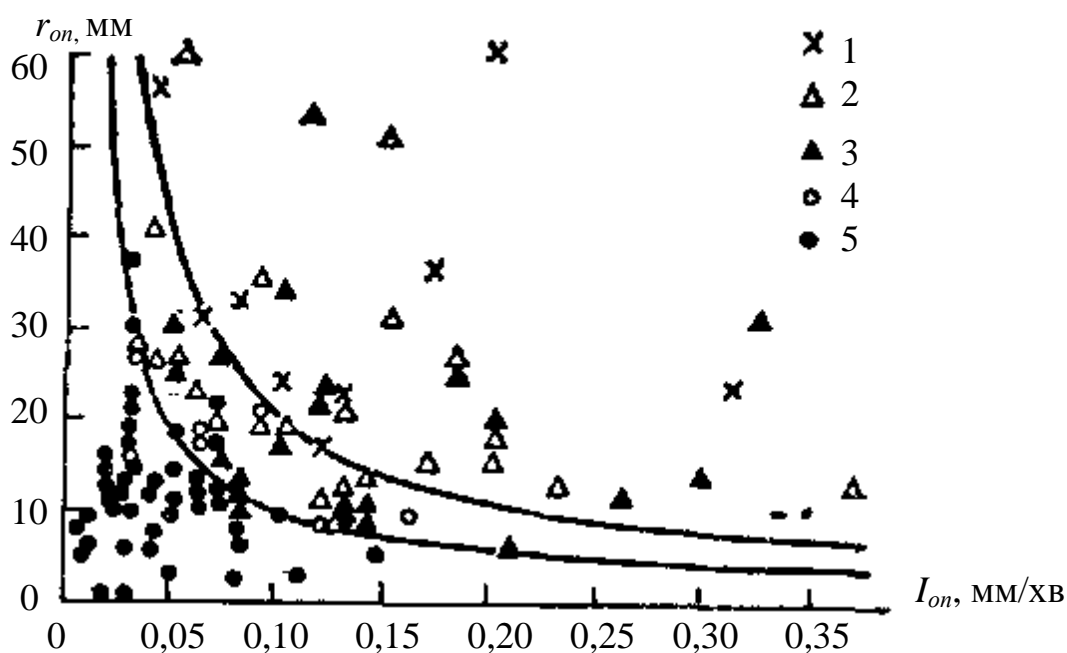


Рис. 20.6 – Залежність інтенсивності полягання ячменю (сорт Вінер) від кількості опадів r_{on} за один дощ і середньої інтенсивності I_{on} їх випадання (О.Д. Пасечнюк, 1974). Інтенсивність полягання: 1 – 1 бал (дуже сильне); 2 – 2 бали (сильне); 3 – 3 бали (середнє); 4 – 4 бали (слабке); 5 – 5 балів (полягання відсутнє).

На полеглих посівах довше зберігається роса. Ці умови сприяють ураженню полеглих посівів грибковими захворюваннями. У полеглих посівах інтенсивно розвивається зелений підгін.

Термін початку полягання дуже впливає на показники структури урожаю і на розміри біологічних втрат (табл. 20.6)

Таблиця 20.5 – Проникаюча радіація на висоті 10 см від поверхні ґрунту в полеглому і неполеглому посівах ячменю при висоті Сонця 50° (О.Д. Пасечнюк, 1971)

Характер стеблостою і місце вимірювання	Проникаюча сумарна радіація, %	Проникаюча ФАР (%)
Неполеглий	28	15
Полеглий в одну сторону (шар однорідний)	13	7
Полеглий завихреннями (у завихренні)	6	4

Таблиця 20.6 – Структура урожаю ячменю на посівах з полеглим і неполеглим стеблостоем (О.Д. Пасечнюк, 1971)

Показники структури урожаю	Стеблостій	
	полеглий	Не полеглий
Кількість рослин на 1 м ²	352	362
Кількість стебел на 1 м ²	688	710
Кількість стебел з озерненим колосом в 1 м ²	488	580
Кількість стебел з пустим колосом на 1 м ²	15	5
Кількість стебел підгону на 1 м ²	88	32
Загальна кущистість	1,94	1,96
Продуктивна кущистість	1,39	1,60
Абсолютна маса зерна, г:		
головних стебел	38,8	47,3
всіх стебел	34,1	40,6
Кількість щуплих зерен, % в колосках:		
головних стебел	43,7	20,6
всіх стебел	77,5	45,4
Середня кількість зерен в колосі головного стебла	21	21
Середня кількість недорозвинутих колосків у колосі головного стебла	3	3

Кількість зерен у колосках і продуктивна кущистість зменшуються при ранньому поляганні. У випадку пізнього полягання розміри втрат урожаю визначаються в основному тільки зменшенням абсолютної ваги зерна. Так, абсолютна вага зерна при поляганні рослин у фазу колосіння зменшується в середньому на 20–25 %, у фазу молочної стиглості на 11–16 %, а у фазу воскової стиглості на 5–10 %.

20.4. Градобій

Градини утворюються у могутніх кучово-дощових хмарах у теплу пору року. Градини, що випадають, зривають листки, ламають дрібні пагони, обдирають кору, порушують поверхню плодів і ягід, вибивають зерна з колоскових рослин, утовкмачують колоски в ґрунтовий покрив. При тривалих й інтенсивних градобоях відбувається повна втрата урожаю року, а в ряді випадків і повна загибель рослин.

За даними досліджень І.В. Литвинова, збиток, нанесений рослинам градом, який випадає, залежить від розміру маси, форми градин, а також від виду рослин, фази їхнього розвитку і від того, на яку частину рослини

випадає градина. Рослини складаються з різних елементів (квіти, листки, пагони, стебла і т.п.), які по-різному реагують на удари градин, що випадають. Наприклад, квіти плодкових дерев руйнуються навіть великими краплями дощу, не говорячи вже про градини, в той час як для помітного ушкодження стовбурів старих дерев, покритих товстим шаром кори, потрібно випадання особливо великих градин.

Таким чином, для всіх частин різних рослин у залежності від фази їхнього розвитку повинні існувати деякі граничні значення розмірів часток, що випадають, (градин), нижче яких зіткнення не призводить до ушкодження рослин. В даний час ступінь ушкодження рослин запропоновано зіставляти з двома параметрами граду: кількістю часток, що випали, з діаметром вище критичного і сумарною кінетичною енергією градин, які випадають. Обидва параметри розраховуються для одиниці площі горизонтальної поверхні, звичайно на 1 м^2 .

С. Чангноном встановлено, що для усіх випадків критичний розмір градин дорівнює 6,4 мм і ступінь ушкодження рослин запропоновано вважати функцією кількості градин, що мають розмір вище критичного.

Швидкість падіння градин, яка визначає їхню кінетичну енергію, як і для інших часток опадів, що випадають, визначається двома складовими: вертикальними, обумовленими гравітаційними силами, і горизонтальними, обумовленими вітром. Вертикальна складова швидкості випадання градин залежить від їхньої форми, розміру й щільності. Через велику швидкість випадання градин (більш 10 м/с) відносний вплив вітру на кінетичну енергію градин менше, ніж для часток опадів іншого виду, що випадають.

Нижче наведені розраховані значення кінетичної енергії градин різного розміру

d , мм	5	10	20	30	40	50
U , Дж	$3,19 \cdot 10^{-3}$	$5,11 \cdot 10^{-2}$	$8,17 \cdot 10^{-1}$	4,14	13,1	31,9

Критичне значення кінетичної енергії градин для різних частин рослин не визначено. Як видно, воно близько до значення $U = 3 \cdot 10^{-3}$ Дж, що відповідає $d \approx 5$ мм. Значення кінетичної енергії в Дж/м² сукупності градин визначається за виразом

$$U = 10^{-6} b \sum_{i=1}^N n_i d_i^4, \quad (20.26)$$

де b – безрозмірний параметр, що залежить від щільності градин;
 n – кількість градин діаметром d_i , які випали за час одного градобою на площі горизонтальної поверхні 1 м^2 .

За даними різних досліджень, b може приймати значення від 1 до 10.

Ступінь ушкодження сільськогосподарських культур градинами визначається сумарною енергією градин, видом культури, фазою її розвитку (рис. 20.7).

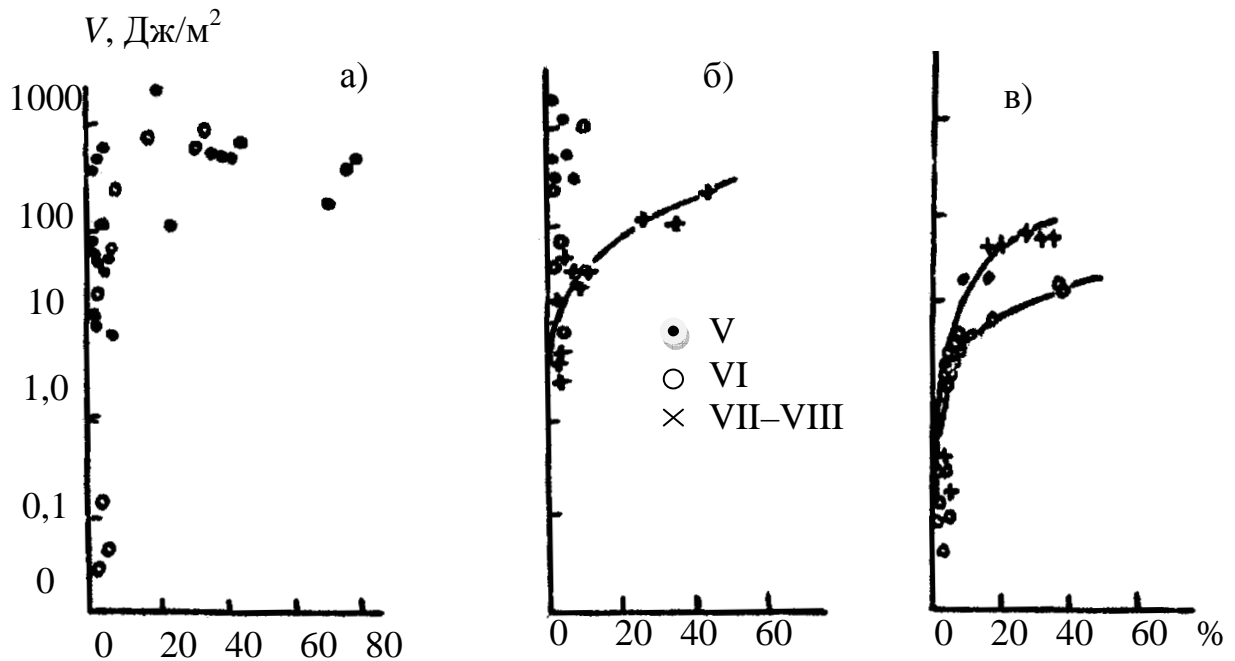


Рис. 20.7 – Залежність ступеня ушкодження різних сільськогосподарських культур від енергії U градин, які випадають, з травня по серпень (І.В. Литвинов, 1987). а) пшениця; б) кукурудза; в) соя.

Для пшениці в фазі воскової стиглості при загальній енергії за весь час випадання граду менше 10 Дж/м^2 ушкодження рослин практично не буває. При $U = 50 \text{ Дж/м}^2$ ступінь ушкодження може досягати 25 %, а при $U > 450 \text{ Дж/м}^2$ гине весь урожай. Максимальні значення U за час одного градобою можуть досягати $2 \cdot 10^3$ або навіть $2 \cdot 10^4 \text{ Дж/м}^2$.

Розділ 21

ВИМЕРЗАННЯ РОСЛИН

21.1. Зимостійкість рослин. Агрометеорологічні умови, які визначають загартування і стан зимового спокою рослин

Зимостійкість рослин – здатність переносити несприятливі умови перезимівлі без істотних ушкоджень – є найважливішою ознакою, яка склалася в процесі еволюції рослин. І.І. Туманов підкреслює, що зимостійкість – мобільна, непостійна і не завжди характерна навіть для тієї ж самої рослини властивість. Вона обумовлена спрямованістю фізіологічних і біохімічних процесів, які виникають у рослин у холодний період року.

Озимі культури. В осінній період при зниженні температури повітря і ґрунту в озимих культур протікають складні фізіологічні процеси, які забезпечують підготовку їх до зимівлі, так назване *загартування рослин* (В.О. Моїсейчик).

Процес загартовування І.І. Туманов поділяє на дві фази.

Перша фаза проходить в умовах хорошого освітлення при зниженні середньої добової температури повітря до 0...6 °С. Найкращі умови для першої фази загартування створюються у сонячні ясні дні, при великій добовій амплітуді температури (вдень 5...10 °С, вночі – 1...2 °С). Перша фаза загартування триває 12–14 днів. За таких умов рослини ростуть слабо (не вистачає тепла), а фотосинтез протікає нормально. В результаті накопичуються сахари, які виконують функцію захисних речовин. Добре розвинуті розкущені рослини озимих здатні нагромадити 20–30 % сахарів (від сухої маси рослин). Після закінчення першої фази загартування рослини озимих безболісно витримують зниження температури ґрунту на глибині вузла кушіння до –12 °С (а в період активного росту їм небезпечна температура нижче –8 °С).

Друга фаза загартування рослин проходить наприкінці осені – початку зими при середній добовій температурі повітря –2...–5 °С. Вона можлива при відсутності світла, коли на полях устанавлюється сніговий покрив.

Протягом другої фази загартування підвищення зимостійкості рослин йде головним чином за рахунок зневоднювання тканин, переходу вільної води в зв'язану і збільшення концентрації клітинного соку. Крохмаль у клітинах рослин частково перетворюється в сахари, тому запаси їх збільшуються. Тривалість другої фази, на думку І.І. Туманова, може бути невелика – 3...5 днів. Н.П. Панченко вважає, що друга фаза загартування рослин при температурі –3 °С триває 8–12 днів. Найбільша кількість сахарів у рослин спостерігається в період другої фази загартування.

Після проходження повного загартовування значно підвищується зимостійкість озимих культур. Критична температура озимої пшениці середньозимостійких сортів знижується до -18°C , а високозимостійких – до -20°C і нижче. Рослини стають більш стійкими до впливу й інших несприятливих факторів. Загартування озимих культур тісно пов'язано з процесами, які викликають у них стан змушеного спокою. У період змушеного спокою у рослин не тільки припиняються ростові процеси, але і різко знижується обмін речовин, у значній мірі зменшується реакція рослин на вплив зовнішнього середовища.

Глибина спокою в різних сортів озимих неоднакова і, згідно з даними П.А. Генкеля, Є.З. Окніної та ін., змінюється протягом зимівлі: у першій половині зими збільшується, а в другій половині зменшується. Високоморозостійкі сорти озимих характеризуються більшою глибиною і тривалістю періоду спокою. Найменшою тривалістю періоду спокою характеризується озимий ячмінь, найбільшою – озиме жито.

Одним з показників переходу рослин у стан зимового спокою є значне зневоднювання тканин рослин восени. Рівень зневоднювання залежить від багатьох причин: запасів вологи в ґрунті, температури ґрунту, біологічних особливостей сорту, розвитку кореневої системи рослин і ін. У роки з великою кількістю опадів, перевагою похмурої погоди восени і при зниженій температурі ґрунту зневоднювання рослин менше, ніж при сухій і сонячній погоді. У зв'язку з цим зимостійкість рослин у такі роки знижується.

В озимих зернових культур, особливо озимого ячменю й озимої пшениці слабозимостійких сортів, зимовий спокій неглибокий, процеси обміну речовин у них повністю не припиняються. При підвищенні температури зимовий спокій легко порушується, відособлення протоплазми в клітинах конуса наростання і вузла кущіння рослин зникає вже через кілька днів. У зв'язку з цим тривалі й інтенсивні відлиги взимку, особливо при невеликому сніговому покриві, викликають відтавання верхнього шару ґрунту, знижують зимостійкість рослин.

Поступове зниження температури надалі відновлює стан спокою рослин і їхню зимостійкість. Однак при цьому повного відновлення колишнього стану рослин не відбувається. Після тривалих відлиг зменшуються запаси сахарів, збільшуються розміри конуса наростання і змінюються інші показники стану рослин. Їхня зимостійкість виявляється нижче, ніж до настання відлиги.

При різких коливаннях температури повітря і нетривалих відлигах стан спокою у високоморозостійких сортів озимих культур не переривається. Це можна пояснити, мабуть, інерцією підвищення температури ґрунту на глибині вузла кущіння.

Активна вегетація озимих зернових культур восени, відповідно до досліджень В.О. Моїсейчик, у південних районах припиняється при

переході середньої добової температури повітря через 3 °С, а в північних районах – при переході середньої добової температури через 5 °С. Встановлено, що остаточне припинення ростових процесів відбувається при температурі трохи вище 0 °С і у різних сортів озимих культур у різні терміни.

Відновлення активної вегетації озимої пшениці й озимого жита навесні, судячи із спостережень на метеостанціях, збігається з терміном переходу температури повітря на півдні через 3 °С, в інших районах – через 5 °С.

Припинення періоду змушеного спокою рослин слабозимостійких сортів озимої пшениці (Українка, Лютесценс 17 та ін.) настає на 5–6 днів раніше, ніж високозимостійких сортів озимих культур. Скорочення періоду спокою сприяє меншому виснаженню рослин, тому що в них раніше починається фотосинтез і поглинання поживних речовин із ґрунту.

Плодові культури. Для розвитку високої зимостійкості необхідно нагромадження в тканинах рослин значної кількості сахарів. У садових рослин це відбувається в першій фазі загартовування шляхом гідролізу раніше запасеного крохмалю. Нагромадження ж крохмалю починається з періоду ослаблення і припинення росту пагонів, дозрівання плодів і продовжується до закінчення фотосинтетичної роботи листя, тобто до фази розцвічування листя або сильного зниження температури. Вміст крохмалю до цього часу досягає найбільшого значення – осіннього максимуму. Потім при настанні негативних температур повітря відбувається гідроліз крохмалю. Кількість його у пагонах і коренях поступово убиває, а вміст сахарів росте.

21.2. Вплив осіннього стану рослин на їхню зимостійкість

Озимі культури. Стан озимих посівів після припинення вегетації восени має велике значення для їхньої перезимівлі. При несприятливих умовах перезимівлі зрідженість озимих у фазу сходів, 3-го листка, початку куціння і перерослих озимих, як правило, буває більше, ніж у нормально розвинених – розкущених до 3–5 пагонів.

Слаборозвинені рослини внаслідок малої висоти і невеликих запасів поживних речовин (сахарів) у більшому ступені піддаються вимерзанню і вимоканню, швидше гинуть під притертою до ґрунту крижаною кіркою. Відсутність або слабкий розвиток вузлових коренів у нерозкущених озимих посівів призводить до значного випирання рослин при кількаразовому замерзанні і відтаванні верхнього шару ґрунту, більш сильному ушкодженню озимих пиловими бурями і зимовою засухою.

Найменш зимостійкими є озимі в період між утворенням 2-го і 3-го листка.

Перерослі рослини озимих культур восени мають у середньому висоту більш 25 см, більш п'яти бокових пагонів (в озимій пшениці сорту Безоста 1 – більше трьох), довжина конуса наростання в головного пагона озимій пшениці складає $\geq 0,30$ мм, в озимого жита $\geq 0,50$ мм. Зимостійкість таких посівів озимих знижується внаслідок інтенсивного росту рослин восени, що затримує проходження рослинами першої фази загартування.

Зимостійкість рослин ранніх термінів сівби, з видовженим і значно диференційованим конусом наростання восени знижена через неглибокий стан спокою взимку.

Взимку стан конуса наростання в залежності від агрометеорологічних умов значно змінюється. При тривалому заляганні на полях сталого снігового покриву (> 30 см), при слабому промерзанні ґрунту або невеликому сніговому покриві, але інтенсивних відлигах мінімальна температура ґрунту на глибині залягання вузла кущіння тривалий період утримується в межах, близьких до 0°C . У зв'язку з цим конуси наростання, особливо у головних пагонах рослин, посилено ростуть у довжину на II етапі органогенезу, не переходячи до III етапу органогенезу через нестачу тепла. Відбувається так назване «витягування» або «зростання» конусів наростання рослин. Це призводить до зниження зимостійкості рослин і більшому ушкодженню їх в результаті випривання, дії притертої до ґрунту крижаної кірки і різких знижень температури ґрунту на глибині вузла кущіння.

Незвичайний ріст конуса наростання в рослин озимих культур взимку спостерігається також у роки з тривалими й інтенсивними ($2...5^\circ\text{C}$) відлигами, коли сніговий покрив сходить, верхній шар ґрунту відтає і температура ґрунту на глибині вузла кущіння тривалий період утримується близько 0°C .

В такі роки рослини, що втратили зимостійкість, особливо страждають від вимерзання під час різких похолодань при невеликому сніговому покриві, а також від шкідливого впливу притертої до ґрунту крижаної кірки.

Між довжиною конуса наростання, температурою і глибиною промерзання ґрунту до 20 лютого існує добре виражена прямолінійна залежність (рис. 21.1).

Аналітичне вираження цього зв'язку можна представити рівняннями множинної регресії:

1) для озимого жита

$$\begin{aligned} z &= -0,006x + 0,025y + 1,377 \\ E_z &= 0,013 \end{aligned} ; \quad (21.1)$$

2) для озимій пшениці

$$\begin{aligned} z &= -0,0005x + 0,0370y + 0,4839 \\ E_z &= 0,028 \end{aligned} , \quad (21.2),$$

де z – довжина конуса наростання, мм;
 y – мінімальна температура ґрунту на глибині вузла куштиння, °С;
 x – глибина промерзання ґрунту до 20 лютого, см;
 E_z – середня квадратична помилка рівняння.

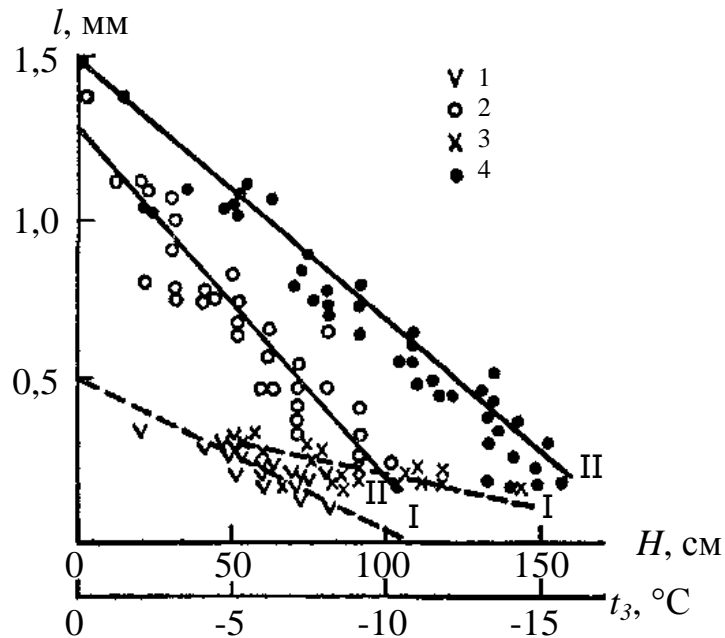


Рис. 21.1 – Залежність довжини конуса наростання l головного пагона на 20 лютого у озимій пшениці сорт Миронівська 808 (I) і озимого жита сорт В'ятка (II) від мінімальної температури ґрунту на глибині вузла куштиння t_3 (I - 1 і II - 2) і глибини промерзання ґрунту H (I - 3 і II - 4) (В.О. Моїсейчик, 1975).

При однакових умовах вирощування конус наростання у озимого жита буває значно більшим, ніж у озимій пшениці. З підвищенням температури ґрунту в рослин на III етапі органогенезу конус наростання росте швидше, ніж у рослин на II етапі. Мабуть, цим можна пояснити меншу зимостійкість перерослих посівів.

Між довжиною конуса наростання взимку і зимостійкістю рослин виявлена досить чітка кількісна залежність, чим більше розміри конуса, тим менше зимостійкість рослин.

Залежність між зрідженістю посівів навесні і довжиною конуса до 20 лютого в озимій пшениці сорту Миронівська 808 наведена на рис. 21.2 а. Аналітично її можна виразити, рівнянням

$$\lg y = 1,5277 \lg x_1 + 0,369 \lg x_2 + 2,036 , \quad (21.3)$$

де y – зрідженість посівів озимій пшениці навесні, %;

x_1 – товщина крижаної кірки, притертої до ґрунту, мм.

x_2 – довжина конуса наростання до 20 лютого, мм;

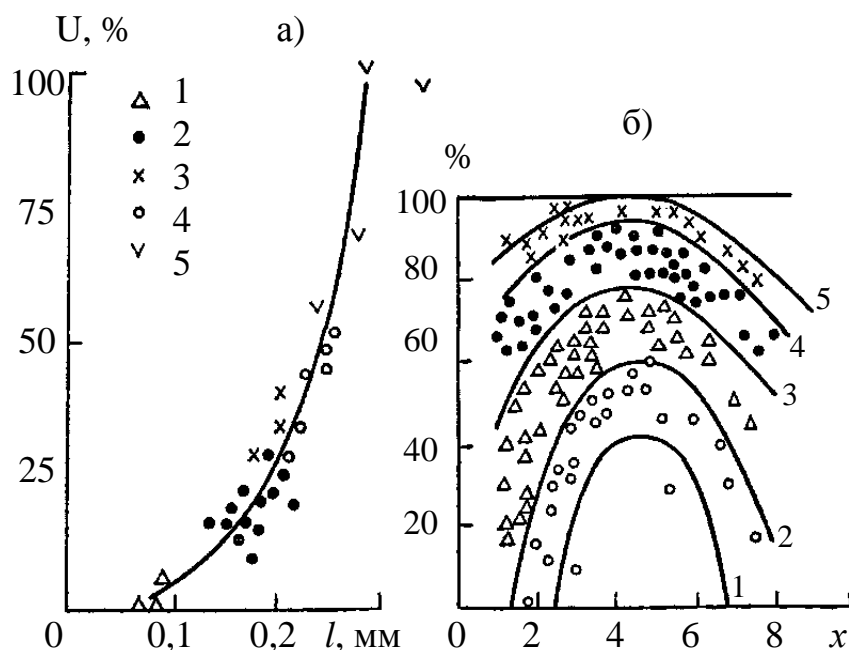


Рис. 21.2 – а) Залежність зрідженості U (%) озимої пшениці сорт Миронівська 808 в результаті вимерзання і впливу крижаної кірки від довжини конуса наростання l (мм) головного стебла. Товщина крижаної кірки: 1 – 0 мм; 2 – 10-20 мм; 3 – 21-40 мм; 4 – 41-60 мм; 5 – мінімальна температура ґрунту на глибині вузла кущіння $-15...-17$ °С при $m \geq 20$ мм.

б) Залежність кількості збережених рослин озимого жита сорт В'ятка (%) від коефіцієнта кущистості рослин восени x за різних умов перезимівлі (В.О. Моїсейчик, 1975).

Умови перезимівлі: 1 – дуже погані; 2 – погані; 3 – задовільні; 4 – добрі; 5 – дуже хороші.

Найбільш зимостійкими є добре розвинені посіви, розкущені до трьох-п'яти пагонів, що мають конус наростання на II етапі органогенезу, з довжиною в озимої пшениці менш 0,1 мм, в озимого жита 0,30–0,45 мм.

Залежність між кількістю збережених після перезимівлі рослин і станом (ступенем кущистості) їх восени в озимого жита В'ятка в роки з різними умовами перезимівлі досить добре виражена (рис. 21.2б).

Багаторічні сіяні трави. Конюшина першого року життя має слабку морозовитривалість у період від сходів до розгортання 5-го листка; з розгортанням 5-го справжнього листка до кінця кущіння морозовитривалість її різко зростає. У період стеблуння пагонів вона знижується і тільки після утворення укорочених пагонів і бруньок (у зоні кореневої шийки) зростає знову. В наступні роки розвитку висока

морозовитривалість спостерігається в період формування бруньок після відновлення вегетації і кущіння.

Люцерна в період від сходів до розгортання 5-го листка має високу морозовитривалість, тому що стійкі бруньки на головному пагоні люцерни утворюються у ранньому віці, відразу ж після сходів. З початку розвитку 5-го листка до початку бутонізації в зв'язку з закладкою квіткових горбиків у точці росту морозовитривалість її знижується і знову підвищується у фази бутонізації і цвітіння за рахунок формування стійких бруньок вищих порядків.

Для підвищення морозовитривалості великого значення набувають терміни сівби, терміни збирання покривної культури, що визначають ступінь розвитку рослин перед відходом у зиму, а в наступні роки – терміни проведення укосів.

За даними А.І. Страшної, між кількістю листків, що сформувалися в одноукісної конюшини першого року життя до кінця вегетації, і морозовитривалістю рослин (підпокровні посіви) існує певна залежність. Так, зрідженість рослин навесні близько 50 %, у конюшини першого року життя, що сформували восени 2–4 листки, відзначалася при температурі біля -12°C , а в рослин з добре розвиненою розеткою (5–8 листків) відзначалась при -15°C . Розходження в морозовитривалості рослин в залежності від ступеня розвитку складало, таким чином, близько 3°C .

За даними І.П. Мініної, рослини конюшини першого і другого років життя краще переносять зимівлю, ніж ті рослини, що близькі до закінчення повного біологічного циклу (вік 3–4 роки). Так, у перший рік зимівлі перезимувало в середньому за три роки дослідів 80 % рослин конюшини сорту Московський 1, у другий рік – 55 %, у третій – лише 15 %.

21.3. Зміна морозостійкості рослин в залежності від умов періоду загартування і зимівлі

Здатність рослин протистояти тривалому впливу низьких температур у зимовий період, тобто їхня *морозостійкість*, сильно коливається. Морозостійкість, як і зимостійкість рослин, залежить не тільки від історично сформованих спадкоємних властивостей, але і від зовнішніх умов, в тому числі від агрометеорологічних умов осіннього, зимового і ранне-весняного періодів.

Озимі культури. Динаміка морозостійкості у всіх озимих культур і їхніх сортів при стійкому характері зимових умов погоди підкоряється визначеній закономірності, обумовленій сезонним ходом температури повітря і верхнього шару ґрунту. При зниженні температури повітря восени й у першій половині зими вона у всіх сортів озимих культур підвищується, в середині зими досягає максимального значення, а потім,

при підвищенні температури повітря і ґрунту в другій половині зими й особливо навесні падає.

У період активної вегетації рослин восени для них небезпечні зниження температури повітря до $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$. У момент зниження середньої добової температури повітря наприкінці осені до $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ і після проходження рослинами першої фази загартування критична температура вимерзання озимих культур близька до $-10\text{...}-12\text{ }^{\circ}\text{C}$. Після переходу температури повітря через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ і зниження температури ґрунту на глибині вузла кущіння до $2\text{...}-5\text{ }^{\circ}\text{C}$, коли рослини проходять другу фазу загартування, морозостійкість їх значно підвищується. При сприятливих умовах зимівлі (температура ґрунту на глибині вузла кущіння дорівнює $-6\text{...}-8\text{ }^{\circ}\text{C}$) морозостійкість рослин з другої половини грудня до кінця лютого буває близькою до оптимального її значення для даного сорту і стану озимих культур. Найвища морозостійкість озимих культур ($-20\text{...}-25\text{ }^{\circ}\text{C}$) у цей період пояснюється найбільш глибоким станом зимового спокою, викликаного низькими температурами повітря і ґрунту.

У березні при підвищенні температури ґрунту і порушенні стану змушеного спокою в рослин морозостійкість поступово знижується. Критична температура їх вимерзання підвищується до меж, близьких до її значень восени ($-10\text{...}-12\text{ }^{\circ}\text{C}$). Навесні після відновлення активної вегетації рослинам озимих культур небезпечні пониження температури до $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$ і нижче.

Вплив сортових особливостей на морозостійкість рослин більш чітко виражена в подальший період, коли вони проходять другу фазу загартування і знаходяться в стані змушеного спокою, а також після виходу рослин зі стану змушеного спокою наприкінці зими і ранньою весною.

Зимостійкість озимих культур залежить також від вологості ґрунту в осінній період вегетації. Озиме жито, як і озима пшениця, більш морозостійка при вирощуванні з вологістю ґрунту 50, 60 і 70 % повної вологості (ПВ). Надлишкове зволоження більш 80 % ПВ у цей період негативно впливає на загартування озимих. Добре розвинені (розкущені до трьох-п'яти пагонів) і загартовані озимі, як показали дослідження І.І. Туманова, на початку зими мають у вузлах кущіння запаси сахарів, що складають близько 25 % сухої маси, а в листках – близько 17 %. В залежності від стану озимих восени й умов загартування запаси сахарів на початку зими можуть бути більше або менше зазначених меж. Встановлено, що добре загартовані рослини значно повільніше витрачали сахара під глибоким сніговим покривом у порівнянні з незагартованими. Слабкозагартовані рослини припиняють вегетацію з меншим запасом сахарів, швидше (у 2–3 рази) їх витрачають і починають голодувати значно раніш, ніж добре загартовані.

Хоча взимку інтенсивність дихання при знижених температурах і невелика, однак, за тривалий проміжок часу на процеси дихання витрачається велика кількість сахарів. І.М. Петунін розрахував витрату сахарів добре розвиненими і загартованими рослинами озимих культур на дихання під сніговим покривом за одну добу в залежності від температур (табл. 21.1). Витрата сахарів у озимих різко зростає в період інтенсивного сніготанення. Цей період може мати вирішальне значення для наслідків перезимівлі.

Таблиця 21.1 – Витрати сахарів добре розвиненими і загартованими рослинами озимих культур на дихання під сніговим покривом за одну добу в залежності від температури (І.М. Петунін, 1957)

Температура, °С	7	6	5	4	3	2	1	0	-1
Витрата сахарів, мг	9,86	9,07	8,30	7,56	6,91	6,31	5,74	5,23	4,73
Температура, °С	-2	-3	-4	-5	-6	-7	-8	-9	-10
Витрата сахарів, мг	4,27	3,84	3,43	3,05	2,66	2,30	1,97	1,66	1,30

Морозостійкість рослин, так само як і зимостійкість, залежить від ступеня загартування й умов зимівлі посівів. Морозостійкість озимих прийнято характеризувати *критичною температурою вимерзання*, при якій гине 50 % і більш рослин. В.О. Моїсейчик встановлено, що динаміка морозостійкості озимих, яка кількісно виражається через критичну температуру вимерзання рослин, викликана зміною фізіологічного стану, вуглеводного обміну і глибини змушеного спокою у рослин під впливом агрометеорологічних умов зимівлі. В залежності від цих умов морозостійкість рослин може мати незвичайний сезонний хід і найбільше її значення можливе в будь-який період зими.

В.М. Лічікакі запропонував оцінювати умови формування морозостійкості озимих культур і визначати її динаміку за середньою температурою ґрунту на глибині вузла кущіння озимих. Він одержав кількісні залежності між критичною температурою t_k для деяких сортів озимих (пшениці, ячменю і жита), районованих в Україні, і середньою мінімальною температурою ґрунту на глибині вузла кущіння \bar{t}_3 . Залежність між цими величинами для добре розкущених восени посівів нелінійна і досить добре виражена.

Дослідження В.О. Моїсейчик у 1970 р. показали, що ступінь розвитку рослин впливає на їхню морозостійкість; при різній мінімальній температурі ґрунту на глибині вузла кущіння вона неоднакова. Установлено зв'язок між ступенем зрідженості озимих культур, що

припинили вегетацію восени в різному стані, і абсолютною мінімальною температурою ґрунту на глибині вузла кущіння за зиму (табл. 21.2).

Таблиця 21.2 – Зрідженість (%) посівів озимої пшениці в залежності від мінімальної температури ґрунту на глибині 3 см і ступеню розвитку рослин восени (В.О. Моїсейчик, 1975)

Сорт	Фаза розвитку	Межі мінімальної температури ґрунту, °С								
		-5	-10	-15	-16	-17	-18	-19	-20	-21
Безоста 1	Сходи – 3-й листок	0	12	30	40	50	100	100	100	100
	Кущіння	0	4	12	18	25	50	100	100	100
Мироні вська 808	Сходи–3-й листок	0	8	25	30	35	50	70	100	100
	Кущіння	0	4	8	10	15	30	50	75	100

У зимовий період відбуваються значні зміни стану посівів озимих. В.О. Моїсейчик установлено, що кількість пагонів навесні в збережених рослин, виражене у відсотках від кількості їх восени, при різних умовах зимівлі має нелінійний зв'язок із середньою кущистістю посівів у момент припинення вегетації восени (рис. 21.3). Умови зимівлі при цьому оцінювалися за кількістю збережених до весни пагонів. Дуже поганими (1) вважалися такі умови, при яких у добре розвинених рослин навесні на 10-й день після відновлення вегетації було менш 50 % пагонів від осінньої їхньої кількості, поганими умовами (2) – 50–70 %, незадовільними (3) – 70–90 %, задовільними (4) – 90–100 % і хорошими (5) – більше 100 % пагонів.

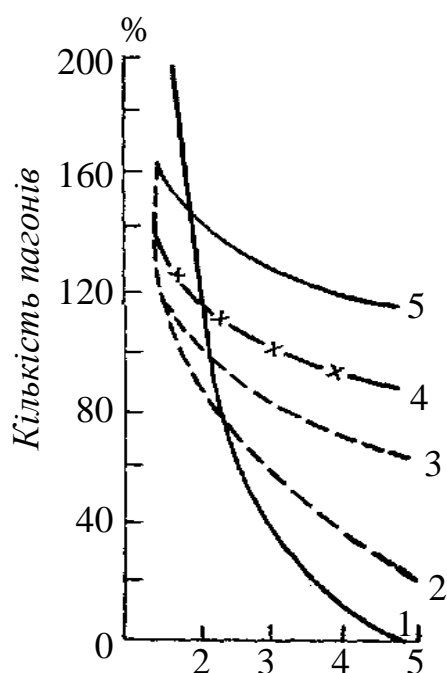


Рис. 21.3 – Зміна кількості пагонів (%) весною в порівнянні з осінню у збережених рослин в залежності від коефіцієнта їх кущіння восени (x) і кількості декад з висотою снігового покриву ≥ 30 см (В.О. Моїсейчик, 1986).
Кількість декад: 1) ≥ 15 ; 2) 13–14; 3) 11–12; 4) 6–10; 5) < 6 .

При хороших умовах зимівлі рослини, що припинили вегетацію у фазах сходів або 3-го листка, можуть розкучитися до двох-трьох пагонів, тобто мати навесні 200–300 % пагонів. В роки з задовільними умовами зимівлі (див. рис. 21.3, крива 4) кількість пагонів навесні і восени майже однакова. При поганих і дуже поганих умовах зимівлі кількість пагонів у збережених рослин навесні буває менше, ніж восени в добре розвинених і особливо в перерослих посівів. Збережені слаборозвинені восени рослини (у фази сходів і 3-го листка) навесні можуть дати додаткові пагони але кількість живих кущів у цих посівів навесні при поганих умовах зимівлі буває невеликим. Тому загальна кількість пагонів на 1 м² у слаборозвинених рослин навесні виявляється значно меншою, чим у добре розвинених.

Таким чином, чим гірше умови зимівлі, тим більше значення для озимих має ступінь їхнього розвитку восени. При несприятливих умовах зими гине не тільки частина рослин, але і значна частина пагонів у збережених рослин.

Багаторічні сіяні трави. При нормальних термінах збирання покривної культури конюшина першого року життя звичайно встигає добре розвинути в усі роки, тому що теплозабезпеченість цього періоду в зоні вирощування двоукісної конюшини майже завжди буває достатньою. А.І. Страшною встановлено тісний зв'язок критичної температури вимерзання конюшини із сумою опадів за серпень – жовтень і середніми за вересень – жовтень запасами вологи в орному шарі ґрунту.

Високу морозовитривалість рослини конюшини розвивають при кількості опадів, що випали за цей період, 100-200 мм, зменшення або збільшення сум опадів звичайно призводить до зниження морозовитривалості конюшини. Знижується морозовитривалість рослин і при запасах вологи < 15 мм і > 30 мм, а найбільш сприятливі умови для формування високої морозовитривалості конюшини створюються при середніх запасах продуктивної вологи в орному шарі ґрунту 20–25 мм. Відзначається також досить тісний прямий зв'язок критичної температури вимерзання конюшини із середньою амплітудою температури повітря в період від переходу середньої добової температури повітря через 10 °С до переходу її через 5 °С. Найбільша морозовитривалість (критична температура вимерзання –14,5...–15,5 °С) рослин двоукісної конюшини формується при середній амплітуді температури повітря 12–14 °С, при середній амплітуді менш 8 °С критична температура підвищується до 12 °С. І.І. Яшкіною встановлено, що низька морозовитривалість конюшини формується в роки з підвищеним температурним режимом передзимового періоду (табл. 21.3).

Вперше стосовно до люцерни розрахунковий метод визначення критичної температури вимерзання трав запропонував В.М. Лічікакі в 1975 р. Ним були встановлені залежності між критичною температурою

вимерзання люцерни T_k і середньою з мінімальних температур ґрунту на глибині залягання кореневої шийки t_3 :

$$T_k = 0,024t_3^2 + 0,993t_3 - 14,05 , \quad (21.4)$$

де T_k – критична температура вимерзання люцерни;
 t_3 – середня з мінімальних температур ґрунту на глибині кореневої шийки люцерни (3 см) за минулий період зими (від переходу температури через 0 °С до дати визначення критичної температури).

Таблиця 21.3 – Залежність морозостійкості конюшини на початку зими від метеорологічних умов (І.І. Яшкіна, 1985).

Морозостійкість	Критична температура, °С	Сума температур повітря, °С		Тривалість періоду, дні з температурою 5...0 °С
		Позитивних	від'ємних	
Висока	-14	17	-103	8
	-15	11	-126	2
Низька	-9,5	64	-29	31
	-10,0	70	-20	38

Плодові культури. Дослідженнями Г.Г. Белобородової в 1982 р. встановлено, що нагромадження крохмалю восени в тканинах пагонів яблуні, смородини і малини при оптимальному зволоженні і відсутності ранніх небезпечних заморозків залежить від тривалості і теплозабезпеченості осіннього періоду із середньою добовою температурою повітря 15...10 °С. Чим триваліше і тепліше цей період, тим краще умови для нагромадження крохмалю і підготовки рослин до зими. При тривалості періоду з такою температурою 20 днів і більше умови для нагромадження крохмалю сприятливі, при тривалості 10 днів і менше – несприятливі.

Наприкінці вегетації плодові рослини проходять дві фази загартування:

1) при поступовому зниженні температури повітря від 6 до 0 °С і нижче (час листопаду) йде нагромадження захисних поживних речовин;

2) при подальшому зниженні температури повітря від 0 до -12 °С йде процес зневоднювання, тобто видалення води з тканин і переходу рослин у стан глибокого спокою.

Чим краще пройшло визрівання деревини, тим більше низьку температуру може витримати рослина в зимовий період. Причиною підвищеного підмерзання взимку є недостатній розвиток асиміляційного

апарату влітку, висока урожайність і пізні терміни збору плодів. Холодне літо заважає визріванню деревини; дощова, холодна осінь і посушливе літо також несприятливі для підготовки рослин до зими. За даними Т.О. Побєтової, накопичення за період вегетації суми температур вище 10 °С, рівної 2000–2200 °С, сприяє нормальній підготовленості рослин до зими (визріванню деревини, нагромадженню сахарів і т.п.).

21.4. Вимерзання зимуючих культур

Озимі культури. Вимерзання посівів відбувається в роки з недостатнім сніговим покривом при зниженні температури ґрунтів на глибині вузла кущіння нижче критичної температури, при якій гине 50 % рослин. Такі умови створюються в першій половині зими, коли на полях ще не установився достатній для збереження рослин від морозів сніговий покрив.

Суть загибелі озимих культур від впливу низьких температур уперше науково обґрунтував Н.А. Максимов у 1929 р. Сучасний стан питання про причини вимерзання рослин досить докладно викладено в роботах І.І. Туманова (1960), П.А. Генкеля (1953) та ін. Під дією низьких температур вільна вода в міжклітинках рослин замерзає й утворює кристали льоду. Подальше зневоднювання (кристали льоду відтягають воду з клітин) порушує структуру протоплазми. Утворення льоду усередині протоплазми і порушення субмікроскопічної будови клітин призводить до їхньої загибелі. Ф.М. Куперман у 1953 р. установила, що повна загибель рослини відбувається при загибелі від морозів вузла кущіння. У першу чергу ушкоджується конус наростання головного пагона.

Ступінь ушкодження визначається інтенсивністю і тривалістю дії небезпечних морозів і морозостійкістю рослин. Найбільш стійкі до морозів вузли кущіння озимого жита. Добре розвинені і загартовані посіви його, знаходячись у стані спокою, можуть витримати зниження температури на глибині вузла кущіння до –24 °С і нижче. Вузли кущіння озимої пшениці менш морозостійкі. Навіть високозимостійкі сорти її в природних умовах повністю гинуть при температурі ґрунту на глибині вузла кущіння нижче –22 °С. Рослини слабозимостійких сортів (Безоста 1, Українка, Аврора, Кавказ і більшість західноєвропейських сортів) гинуть у момент їхньої максимальної морозостійкості (після проходження другої фази загартування і відсутності відлиг у період, що передує похолоданню) при мінімальній температурі ґрунту на глибині вузла кущіння –16...–18 °С, озимий ячмінь при –13...–16 °С. На початку і наприкінці зими, а після інтенсивних відлиг і в середині зими рослини гинуть при більш високій температурі ґрунту. Вимерзають озимі культури найбільш часто на

підвищених ділянках поля, а також на західних і південних схилах, де висота снігового покриву менше, а промерзання ґрунту більше.

Як дуже сухі, щільні, так і перезволожені ґрунти негативно впливають на стан посівів озимих культур і їхню перезимівлю.

Основним агрометеорологічним показником умов вимерзання озимих культур є *мінімальна температура ґрунту на глибині залягання вузла кущіння* рослин. Зниження її до критичної температури вимерзання рослин навіть протягом одного дня, особливо після відлиги, призводить до значного зрідження посівів, а більш тривале (до трьох днів і більше) і інтенсивне зниження – до повної загибелі посівів.

Розглядаючи критичну температуру як межу морозостійкості даного сорту, і зіставляючи її з фактичною мінімальною температурою ґрунту на глибині вузла кущіння, можна передбачити результати перезимівлі. Якщо критична температура нижче температури ґрунту, то вимерзання не буде, а при температурі ґрунту, рівній або нижче критичної – загибель значна. Співвідношення між цими величинами, виражене у вигляді відношення абсолютного мінімуму температури ґрунту на глибині вузла кущіння до критичної температури, одержало назву *коефіцієнта морозонебезпечності* (В.М. Лічікакі)

$$K = \frac{t}{T_k}, \quad (21.5)$$

де K – коефіцієнт морозонебезпечності;

t – мінімальна температура ґрунту на глибині вузла кущіння;

T_k – критична температура, тобто негативна температура, яка спричиняє загибель озимої пшениці більше 50 %.

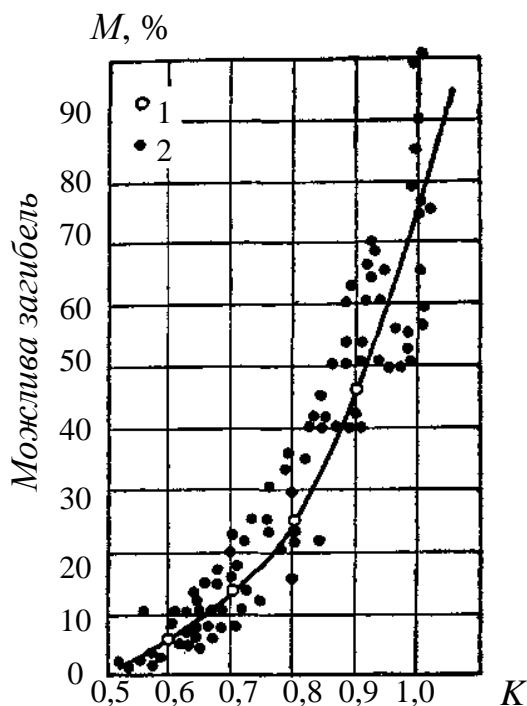


Рис. 21.4 – Зв'язок можливої загибелі озимої пшениці від вимерзання M (%) з коефіцієнтом морозонебезпечності K (В.М. Лічікакі, 1974).

1 – теоретичні дані; 2 – фактичні дані.

Коефіцієнт морозонебезпечності слід розглядати як вираження зв'язку температури ґрунту з критичною температурою. Встановлено зв'язок між коефіцієнтом морозонебезпечності і загибеллю озимої пшениці за даними весняного обстеження посівів (рис. 21.4).

Загальна залежність між зрідженістю посівів, мінімальною температурою ґрунту на глибині 3 см і коефіцієнтом кущіння рослин восени озимої пшениці має нелінійний характер і виражається для сорту Миронівська 808 таким рівнянням

$$\ln U = 2,6600 \lg t_3 - 0,1290 \lg K - 1,7330, \quad (21.6)$$

де U – зрідженість озимої пшениці, %;

t_3 – мінімальна температура ґрунту на глибині вузла кущіння із оберненим знаком;

K – коефіцієнт кущистості озимої пшениці восени.

Рівняння дійсне для меж кущистості 1,1–4,5 і t_3 нижче -10 °С. Помилка рівняння $E_u = \pm 10,2$ % забезпечена в 80 % випадків.

При відсутності інших причин ушкодження, перезимівля озимої пшениці проходить добре при мінімальній температурі ґрунту на глибині вузла кущіння вище -10 °С. Задовільний стан озимих посівів (зрідженість ≤ 30 % для слаборозвинених з осені посівів і ≤ 50 % для добре розвинених) забезпечується відповідно для пшениці сорту Безоста 1 при $-15...-18$ °С, для пшениці Миронівська 808 при $-17...-19$ °С. При більш низьких значеннях температури зрідженість значно збільшується.

Досить тісний зв'язок ступеню зрідженості озимого жита від мінімальної температури ґрунту на глибині вузла кущіння виявлений В.О. Шавкуною у 1980 р. для сортів озимого жита Саратовське 1, Саратовське 4, Саратовське крупнозернисте. Його можна представити наступним рівнянням

$$U = 9,398t_3 + 0,369t_3^2 + 60,012 \quad (21.7)$$

де U – ступінь зрідженості озимого жита, %;

t_3 – мінімальна температура ґрунту на глибині вузла кущіння, °С.

Середня квадратична помилка рівняння $E_u = \pm 7,7$ %. Рівняння дійсне при мінімальній температурі ґрунту $-10...-25$ °С.

Багаторічні сіяні трави.

А.І. Страшною встановлено тісний зв'язок зрідженості посівів конюшини навесні з показником умов зимівлі посівів – мінімальною температурою ґрунту на глибині 3 см. Зі зниженням мінімальної температури ґрунту від -5 до -11 °С зрідженість посівів змінюється незначно, при подальшому зниженні температури до $-18...-19$ °С вона різко зростає, потім знову зменшується, але повільніше.

Для одноукісної конюшини отримане рівняння має вигляд

$$y = \frac{100}{1 + 10^{3,8960 + 0,2334t_3}}, \quad (21.8)$$
$$S_y = \pm 8 \%$$

де y – зрідженість конюшини за даними весняного обстеження посівів, %; t_3 – мінімальна за зиму температура ґрунту на глибині 3 см на полі з озимою культурою.

Плодові культури.

Основним фактором, що обумовлює ушкодження плодових взимку, є температура повітря. Нижче наведена температура за даними Г.Г. Белобородової, при якій починається ушкодження яблуні в період зимівлі:

- слабоморозостійкі сорти: $-20... -22$ °С,
- середньоморозостійкі сорти: $-25... -30$ °С,
- сорти підвищеної морозостійкості: $-30... -35$ °С.

Часткові ушкодження сплячих і ростових бруньок *груші* можливі при температурі -23 °С, значні ушкодження спостерігаються при температурі -25 °С і нижче.

Підмерзання *кісточкових* (вишня, слива, абрикос, черешня, персик) починається при зниженні температури повітря до $-20...-25$ °С.

До найбільше широко розповсюджених типів зимових ушкоджень відноситься ушкодження кори, камбію, деревини гілок і стовбура. Найменш морозостійкі пагони і плодові гілочки з добре розвиненою серцевиною.

Критична температура загибелі різних порід і тканин неоднакова. Відповідно до спостережень Г.Г. Белобородової, надземна частина більшості сортів яблуні в період глибокого спокою обмерзає до снігового покриву при температурах $-35...-45$ °С, кісточкових культур і слабоморозостійких сортів яблуні при $-30...-35$ °С. Ушкодження квіткових бруньок і однолітньої деревини у яблуні в залежності від морозостійкості сорту і часу настання морозів спостерігається при температурах $-20...-30$ °С, у сливи, вишні при $-20... -25$ °С, у персика при $-18... -25$ °С.

Температура однолітніх гілочок (діаметр не більше 1,0–1,5 см) яблуні і вишні (тканина на глибині 0,3–0,4 см) близька до температури повітря; температура усередині бруньок на $4-5$ °С вище температури повітря. У двох-трирічних гілок температура тканини вище, ніж в однолітніх. У результаті ступінь ушкодження перших менше. Розходження в температурі тканин одно- і дворічних гілок яблуні досягає $2-3$ °С. Різниця між критичними температурами, що ушкоджують одно- і дворічні гілки, складає 5 °С.

Коренева система плодівих дерев ушкоджується морозами значно рідше, ніж надземна частина. Ушкодження і вимерзання коренів звичайно відзначаються у випадку сильних холодів при відсутності снігового покриву. Морозостійкість кореневої системи плодівих культур порівняно невисока, неоднакова по глибині залягання коренів і міняється протягом зими.

Ступінь ушкодження коренів плодівих дерев у період зимівлі залежить також від типу ґрунтів і їхнього механічного складу. На легких супіщаних ґрунтах корені плодівих дерев підмерзають сильніше, ніж на більш важких і багатих органічними речовинами.

Для оцінки умов перезимівлі культур Г.Г. Белобородовою запропонований коефіцієнт суворості зими K – відношення кількості днів Π з мінімальною температурою повітря, що викликає ушкодження культур, за період зимівлі до тривалості холодного періоду a , тобто $K = \Pi/a$.

Коефіцієнт суворості характеризує «насиченість» холодного періоду критичними температурами, які ушкоджують плодіві рослини: великим значенням коефіцієнта відповідають гірші умови зимового періоду.

Установлено, що осінньо-зимові і зимові сорти яблуні в більшості випадків добре переносять зими, які характеризуються наступними значеннями коефіцієнта суворості: менше 0,07 для слабоморозостійких сортів, менш 0,05 для середньоморозостійких і 0,03 для сортів підвищеної морозостійкості.

Персик як менш морозостійкий у групі кісточкових культур погано зимує в роки з відносно невеликими значеннями коефіцієнта суворості. Якщо слива і вишня сильно підмерзають (випадання напівскелетних і окремих скелетних гілок) у зими з коефіцієнтом суворості 0,12–0,13, то персик – при коефіцієнті суворості 0,09; сильне підмерзання (вимерзання більшої частини крони або всієї крони) спостерігається відповідно при $K = 0,24$ і $K = 0,14 \dots 0,15$.

Т.О. Побетовою встановлена залежність кількості ушкоджених плодівих бруньок від абсолютного мінімуму температури повітря і кількості днів з температурою повітря нижче -20 °С.

Розділ 22

ВИПРІВАННЯ, ВИМОКАННЯ, КРИЖАНА КІРКА, ВИПИРАННЯ. ЗИМОВЕ НАГРІВАННЯ ТА ВИСУШУВАННЯ

22.1. Випрівання рослин

Озимі культури. Випрівання рослин озимих культур відбувається в результаті тривалого перебування рослин при температурі, близькій до 0°C, без світла, під значним сніговим покривом і неглибоким промерзанням ґрунту.

І.І. Туманов в залежності від домінуючих фізіологічних процесів у ході випрівання рослин виділяє три якісно різних фази: вуглеводне виснаження, голодування і розпад органічних речовин і, нарешті, загибель рослин від розвитку грибкових захворювань.

Для *першої фази випрівання* характерно вуглеводне виснаження озимих рослин. При температурі під снігом, близькій до 0°C, озимі рослини зберігають помітну енергію дихання і слабкий ріст. Щоденні, навіть слабкі (при невеликому негативному значенні температури) витрати сахарів на дихання протягом тривалого періоду перебування рослин під значним сніговим покривом підсумовуються і призводять, зрештою, до виснаження рослин. Поповнення запасів сахарів у темряві під значним сніговим покривом неможливо через відсутність фотосинтезу.

Загибель рослин настає не відразу після витрати запасів сахарів, а значно пізніше, тому що рослини здатні до деякої міри поповнювати ці запаси за рахунок перетворення крохмалю в сахари. Але при цьому відбувається голодування рослин (витрата білків і розпад тканин клітин рослин) і настає *друга фаза випрівання озимих*. Рослини починають витрачати білки, коли в них залишається всього 2–4 % сахарів. Це відбувається звичайно наприкінці зими і в період сніготанення. Витрата білків є небезпечним для життя рослин ще і тому, що тепло, яке виділяється при цьому, створює сприятливі умови для розвитку мікроорганізмів і росту міцелію різних грибків. Останні, швидко і сильно розвиваючись на голодуючих рослинах, різко прискорюють витрату білків і призводять до загибелі спочатку листків, які дотикаються ґрунту, потім основу пагонів, а надалі і вузлів куштиння озимих.

Період розвитку снігової цвілі на рослинах, ушкодження і загибель від неї рослин є завершальною *третьою фазою випрівання* озимих. При сприятливих умовах для розвитку міцелію грибків (температура під снігом близько 0 °C і вище, і вологість повітря близько 90 %) загибель рослин настає протягом декількох днів. Якщо умови для розвитку снігової цвілі навесні виявляються поганими (сніговий покрив швидко сходить,

температура повітря значно підвищується, а відносна вологість знижується), то уражаються тільки листки і частково пагони.

В.О. Моїсейчик встановлено, що показниками агрометеорологічних умов, за яких відбувається випрівання озимих культур, є: 1) висота і тривалість періоду залягання на полях снігового покриву, 2) глибина промерзання ґрунту, 3) мінімальна температура ґрунту на глибині вузла куштиння.

За основний показник при оцінці умов випрівання озимих культур прийнято тривалість залягання на полях снігового покриву висотою ≥ 30 см при глибині промерзання ґрунту < 50 см. Кількість збережених рослин після випрівання в значній мірі залежить також від стану посівів після припинення вегетації восени.

Найчастіше урожайність озимих при випріванні знижується в результаті загибелі значної частини стебел у перезимованих рослин. Між кількістю загиблих стебел і рослин при випріванні існує досить тісний зв'язок ($r = 0,91 \pm 0,03$).

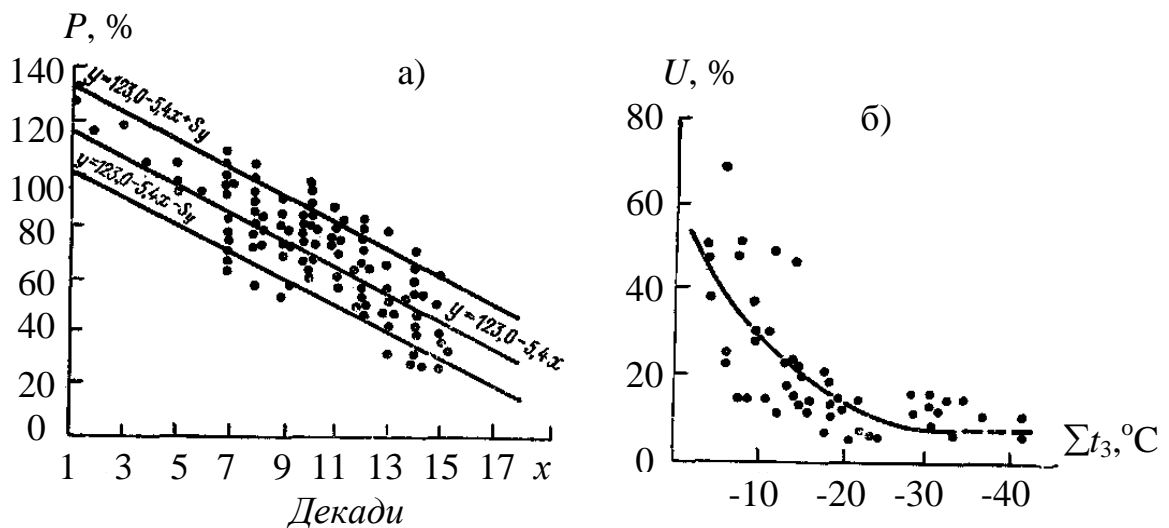


Рис. 22.1 – а) Залежність кількості стебел у добре розвиненого озимого жита весною P (% кількості стебел восени) від тривалості залягання на полях снігового покриву висотою ≥ 30 см (В.О. Моїсейчик)

б) Залежність зрідженості конюшини весною U (%) від суми мінімальних (по декадах) температур ґрунту на глибині 3 см (А.І. Страшная, 1988).

Кількість стебел на 1 м^2 на 10-й день після відновлення вегетації навесні залежить від тривалості перебування рослин під значним сніговим покривом при слабкому промерзанні ґрунту (рис. 22.1 а). Як видно з даних рис. 22.1 а, кількість збережених за зиму стебел у озимого жита обернено

пропорційна тривалості залягання снігового покриву висотою ≥ 30 см. При хороших умовах перезимівлі, коли кількість декад із сніговим покривом висотою ≥ 30 см дорівнює ≤ 8 , кількість стебел навесні в перезимованих рослин (незалежно від ступеня їхнього розвитку восени) завжди більше, ніж восени.

Багаторічні сіяні трави. Дослідженнями А.І. Страшної встановлено, що на зрідженість трав навесні також впливає тривалість залягання снігового покриву і кількість декад з високим сніговим покривом. При цьому підвищена зрідженість трав (більше 10 %) навесні відзначається, якщо кількість декад з високим сніговим покривом складає 10–11 і більше.

Найбільш тісний зв'язок зрідженості посівів навесні внаслідок випрівання спостерігається із сумою мінімальних температур ґрунту на глибині 3 см за зиму, що дозволяє вважати цей фактор визначальним в результаті зимівлі трав у теплі багатосніжні зими (рис. 22.1 б).

Очікувану навесні зрідженість конюшини першого року життя, згідно дослідів І.І. Яшкіної, можна розрахувати за рівнянням

$$y = 9,47t_1 + 5,22K + 84,9, \quad (22.1)$$
$$S_y = \pm 15 \%$$

де y – зрідженість посівів конюшини навесні, %;

t_1 – середня за зиму мінімальна температура ґрунту на глибині залягання кореневої шийки, °С;

K – коефіцієнт кущистості рослин після припинення вегетації.

22.2. Вимокання рослин

Вимокання рослин озимих культур найбільш часто відбувається на важких суглинкових ґрунтах в результаті затоплення їх талими водами навесні. Короткочасне перезволоження ґрунту і навіть затоплення рослин протягом 5–10 днів восени й взимку не викликають загибелі рослин. Н.Н. Яковлев вважає, що найбільшої шкоди рослинам заподіюється при затопленні тих самих посівів восени і навесні.

Затоплені рослини попадають в умови, при яких у них порушуються процеси дихання і фотосинтезу.

І.І. Туманов вважає, що основною причиною загибелі рослин при вимоканні є нестача кисню у перезволоженому ґрунті. Насіння восени в такому ґрунті гинуть від задухи протягом 18–20 днів.

В результаті експериментальних досліджень В.П. Мосолов прийшов до висновку, що основною причиною загибелі рослин при вимоканні є нестача не кисню, а вуглекислого газу (CO_2). На його думку, рослини порівняно довгий час можуть витримувати нестачу кисню і при затопленні

переважно гинуть від спиртового самоотруєння. Тому посилення енергії обміну пов'язане зі збільшенням потреби в CO₂, при світлі і підвищеній температурі прискорює загибель рослин. У затінених, затоплених рослин озимих у його дослідах майже припинявся ріст і руйнування хлорофілу йшло повільніше. На світлі загинуло 10,1 % стебел і 35,4 % листків, а в тіні – 7,4 % стебел і 28,0 % листків. Цим пояснюється, очевидно, що затоплені під снігом рослини майже зовсім не гинуть.

Стійкість рослин озимих культур до затоплення в осінній, зимовий і весняний періоди наведені в табл. 22.1. Як видно з даних табл. 22.1, в усі сезони і фази розвитку від початку проростання насіння до виходу в трубку озимі жито і ячмінь при затопленні гинули швидше, ніж озима пшениця.

Таблиця 22.1 – Стійкість рослин озимих культур до затоплення в осінньо-зимовий і весняний періоди (Є.Д. Остаплюк, 1977)

Період проведення дослідів	Тривалість затоплення при 15...16 °С, дні	Кількість живих рослин, %		
		пшениця	жито	ячмінь
Фаза двох листків	6	89,3	67,2	54,6
Припинення осінньої вегетації	8	93,4	73,6	69,4
Після другої фази загартування	8	100	100	84,7
Відновлення весняної вегетації	4	78,6	42,4	36,6
Початок виходу в трубку	3	82,7	39,4	30,6

При вимоканні гинуть спочатку листки, а потім корені й в останню чергу – вузол куштиння. Вимокання посівів, так само як і випрівання, відбувається насамперед у понижених місцях рельєфу, біля чагарників і узлісь лісу.

Найбільш сильне вимокання озимих спостерігається при перезволоженні ґрунту восени і випаданні великої кількості опадів взимку, глибокому промерзанні ґрунту і пізньому його відтаванні навесні. За цих умов період затоплення рослин навесні виявляється тривалим і глибина затоплення рослин великою. Вимокання озимих у такі роки буває на більших площах.

При неглибокому промерзанні ґрунту, після тривалого залягання на полях значного снігового покриву, рослини вже до затоплення талими водами виснажуються в результаті випрівання. Такі рослини піддаються вимоканню значно швидше і гинуть протягом меншого періоду затоплення. У цих випадках причиною загибелі озимих культур варто вважати не тільки вимокання, але і випрівання.

Затоплення рослин в осінній і зимовий періоди менш небезпечно, ніж у ранньовесняний період, коли рослини ослаблені вийшли зі стану зимового спокою. При затопленні рослин на неповну висоту (верхня

частина рослин знаходиться над водою) зрідженість посівів буває слабкішою.

Зрідженість озимих в результаті вимокання в понижених місцях рельєфу визначається за тривалістю періоду з повним затопленням рослин n і середньою за цей період температурою t_g (°C). Це рівняння, отримане В.О. Моїсейчик (1975), має вигляд

$$\bar{U} = 3,50n + 5,20\bar{t}_g - 22,62 \quad (22.2)$$

де \bar{U} – зрідженість озимих у результаті вимокання, %.

22.3. Шкідливий вплив на рослини притертої до ґрунту крижаної кірки

Основними факторами формування крижаної кірки на озимих посівах є: температура повітря, кількість днів з відлигою і їхньою інтенсивністю, висота снігового покриву, глибина промерзання і ступінь зволоження ґрунту, кількість рідких опадів, а також кількість ясних днів за зимовий період та рельєф полів.

Притерта до ґрунту *крижана кірка* змерзається з кристалами льоду, що виникли у верхньому шарі ґрунту. Рослини при тривалому перебуванні під крижаною кіркою, яка покриває всю їхню надземну масу, ушкоджуються, а іноді й повністю гинуть. Ступінь зрідженості рослин, як показали дослідження А.А. Окушко, В.М. Лічікакі і Р.М. Шелудякової, залежить від товщини притертої крижаної кірки і тривалості її залягання.

Крижана кірка інших видів – підвішена й у вигляді прошарку в сніговому покриві – для озимих, як правило, не небезпечна. Лише в окремих випадках після сходу снігового покриву сонячні промені проникають під підвішену крижану кірку і під нею, як під лінзою, викликають опіки листів.

Рослини озимих культур гинуть під притертою до ґрунту крижаною кіркою, унаслідок порушення газообміну (нестачі кисню і надлишку вуглекислого газу). Це експериментально підтверджено З.М. Ракітіною, де показано, що лід дуже слабо проникний для O_2 і CO_2 . Рослини, що повністю вмерзли в крижану кірку, не мають вільного доступу кисню, кількість його в тканинах зменшується, а вуглекислота, через відсутність виходу, накопичується. За даними З.М. Ракітіної, за одну добу в тканинах рослин під крижаною кіркою вміст вуглекислого газу зростає з 2 до 20 %, а кисню зменшується з 20 до 8 %.

Крижана кірка невеликої товщини, при якій частина листків або всі листки знаходяться над нею, загибелі рослин не викликає. При частковому вмерзанні рослин у лід озимі менше ушкоджуються, ніж ті, що повністю

знаходяться під крижаною кіркою. У дослідах Є.Д. Остаплюка (табл. 22.2) ушкодження і загибель рослин у вегетаційних посудинах при повному вмерзанні в лід і температурі $-2...-4^{\circ}\text{C}$ починається через 12–18 днів

Таблиця 22.2 – Стійкість озимих культур до повного вмерзання в лід при температурі -3°C

Культура	Кількість живих рослин, %		
	12 днів	20 днів	30 днів
Жито	100	56,49	50,57
Пшениця	100	32,43	15,43
Ячмінь	91,62	15,11	15,43

Крижана кірка підсилює шкідливу дію тривалих морозів. Загибель рослин під нею настає при більш високій температурі повітря. І.І. Туманов пояснює це механічним тиском на протопласт клітин не тільки льоду, що утвориться в міжклітинниках, але також самої крижаної кірки.

Під снігом шкідлива дія притертої до ґрунту крижаної кірки значно зменшується або зовсім виключається.

На ступінь ушкодження крижаною кіркою рослин впливає їхній стан восени (фаза розвитку, висота, ступінь куцистості та стан конуса наростання). Слаборозвинені і перерослі рослини, в яких конус наростання знаходиться наприкінці II або на початку III етапу органогенезу і має більшу, ніж звичайно довжину, ушкоджуються крижаною кіркою значно сильніше.

Зв'язок між середньою товщиною крижаної кірки і загибеллю озимої пшениці виражається наступним рівнянням В.М. Лічікакі

$$y = 5,4 + 2,8x + 1,8x^2, \quad (22.3)$$

$$S_y = \pm 10,5 \%$$

де v – зрідженість (загибель) озимих посівів, % ;

x – середня товщина крижаної кірки за період, см.

22.4. Випирання рослин

Випирання рослин озимих культур відбувається в результаті кількарязового відтавання і замерзання верхнього шару ґрунту. При значному перезволоженні верхнього шару ґрунту, особливо при інтенсивних відлигах взимку, які супроводжуються дощами і різкими похолоданнями, у ньому утворюються крижані прошарки. Вони піднімають верхній шар ґрунту і частини рослин, що знаходяться в ньому.

При настанні наступної відлиги або підвищенні температури повітря навесні ґрунт відтає й осідає, а вузол кущіння і частина кореневої системи рослин залишаються над його поверхнею. Спостерігалися випадки випирання рослин на висоту до 12 см. Надалі вони підсихають, зневоднюються і гинуть внаслідок впливу різного роду несприятливих факторів (морозів, механічних ушкоджень вітром, крижаною кіркою і т.п.).

Найбільше інтенсивно ушкоджуються рослини в результаті випирання на перезволожених, пізно поораних важких, безструктурних ґрунтах у тих випадках, коли між обробіткою ґрунту і сівбою озимих проходить не більш 10–20 днів. Випиранню на таких ґрунтах особливо піддаються рослини зі слаборозвиненою кореневою системою. Добре розкущені озимі, які мають велику кількість горизонтально розташованих у ґрунті коренів, піддаються випиранню значно рідше. Коренева система їх піднімається й опускається одночасно з випиранням і осіданням верхнього шару ґрунту.

Випиранню багаторічних сіяних трав сприяє їхня широка коренева шийка, до якої дуже добре примерзає крижаний прошарок. Рослини озимих, що мають тільки один вертикальний зародковий корінець або невеликі придаткові корені, при осіданні ґрунту не повертаються у своє колишнє положення. Сили тиску льоду, який утворюється в ґрунті, діють на корені таких рослин у напрямку, що сприяє більшому виштовхуванню їх із ґрунту.

22.5. Зимове нагрівання і висушування рослин

Озимі культури. Зимою і ранньою весною при відсутності на полях снігового покриву озимі культури можуть страждати від нестачі вологи. Зимова посуха виникає при замерзлому ґрунті, з якого подача води до надземних частин рослин практично неможлива.

При відсутності на полях снігового покриву, підвищенні температури повітря вдень до 0 °С і більше або при інтенсивній сонячній радіації в ясні дні створюється великий градієнт температури в різних частинах рослин. Це призводить до посиленого випарування води листками і висиханню їх, тому що вода з мерзлого ґрунту не може надходити рослинам в необхідній кількості. За даними І.І. Туманова, вміст води в рослинах озимої пшениці може знижуватися з 88 до 26 % протягом 15 днів. У результаті зневоднювання листків підвищується концентрація клітинного соку, сильне пересихання тканин призводить до коагуляції білків у клітинах, відбувається спочатку висихання надземних органів, а потім і вузлів кущіння, і рослини гинуть. Особливо страждають від нестачі вологи за таких умов слаборозвинені озимі, з невеликою кореневою системою, яка не досягає талих шарів ґрунту. Зимова посуха часто сприяє випиранню і видуванню озимих культур.

Плодові культури. Зимове висушування плодових і ягідних культур – широко розповсюджений вид зимових ушкоджень.

З приводу ушкоджень дерев і чагарників зимовим висушуванням існують різні думки. Одні автори вважають, що висушування відбувається в результаті посиленого випаровування води рослиною при утрудненому або повному припиненні подачі її з замерзлого ґрунту. Інші пояснюють зимово-весняні ушкодження однолітніх гіляк і бруньок посиленою водовіддачею, викликаною ушкодженням слабо підготовлених до зими пагонів низькими температурами або різкою зміною температур.

Загальним при цьому є висновок про ушкодження і загибель рослин у результаті їхньої реакції на сформовані несприятливі умови зимівлі через сильну транспірацію і втрату великої кількості вологи.

Зимуюча рослина протягом дня освітлюється нерівномірно, і різні її органи отримують неоднакову кількість радіації. У передгірній зоні, за спостереженнями Г.Г. Белобородової, у січні – лютому на південну освітлену частину стовбура (на рівні 50–70 см від ґрунту) опівдні надходить 568–935 Вт/м² сонячної радіації, що на 147–489 Вт/м² більше, ніж на підстильну поверхню (сніг). Відбита радіація в розглянутому випадку складала 38–82 %. Найбільша кількість відбитої радіації рослини одержують у дні і періоди, коли підстильна поверхня – чистий сніг, що недавно випав. По мірі його забруднення й ущільнення відсоток відбиття зменшується.

У зимові ясні дні північна сторона одержує в 4–6 разів менше енергії, ніж південна. В залежності від характеру підстильної поверхні, (свіжовипадений, брудний сніг, ґрунт) на північну сторону плодового дерева надходить 98–202 Вт/м² сонячної радіації. За даними Л.К. Константинова тканини кори дерева з північної сторони одержують радіації в два рази менше, ніж з південної.

Відповідно до кількості сонячної радіації, що падає на поверхню дерев, міняється і температурний режим кори. Приклад радіаційного нагрівання кори стовбура яблуні діаметром 19,2 см наведений на рис. 22.2.

Максимальне нагрівання плодових дерев у зимово-весняний період спостерігається при досить значному надходженні прямої сонячної радіації, відсутності вітру і високій відбивній здатності снігового покриву. Крім того, ступінь нагрівання залежить і від товщини стовбура. Результати вимірювання температури кори на глибині 0,2 см у різних за товщиною стовбурів і гілок яблуні наведені в табл. 22.3, з даних якої видно, що товсті частини дерев нагріваються сильніше, ніж тонкі гілки. Це відбувається тому, що тонкі гілки мають велику питому поверхню тепловіддачі і поглинене ними тепло вони швидко віддають в атмосферу. Найбільш сильно нагріваються тканини в стовбурів плодових дерев діаметром 35–50 мм. Внаслідок збільшення товщини кори в більш товстих гілок ступінь нагрівання тканин прикамбіальної зони поступово знижується.

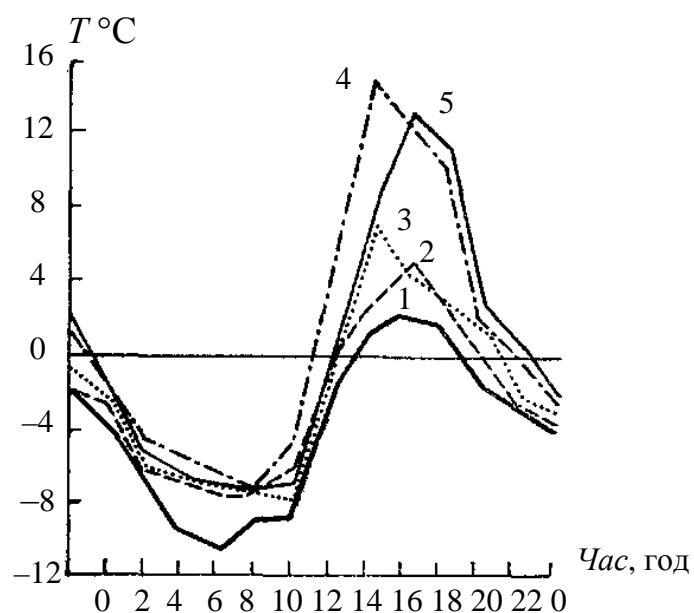


Рис. 22.2 – Добовий хід температури на поверхні кори стовбура яблуні. Московська обл.. 26 березня 1967 р. (Л.К. Константинов, 1985)

1 – температура повітря. Температура стовбура: 2 – на північній стороні; 3 – на східній; 4 – на південній; 5 – на західній.

Таблиця 22.3 – Залежність температури кори від товщини стовбура яблуні (Л.К. Константинов, 1985)

Сторона	Діаметр стовбура, см						
	0,5	1,1	2,7	10,2	16,8	22,0	27,0
Сонячна	-0,6	6,2	13,5	23,3	27,7	29,8	31,2
Тіньова	-1,3	-0,8	-0,5	-1,1	-1,5	-2,0	-2,0

Виникнення ушкоджень кори від різких коливань температури в ясні зимові дні найбільш ймовірно на стовбурах плодових дерев діаметром 35–50 мм, що приблизно відповідає 4–7-літньому віку дерев яблуні або груші.

Метеорологічні умови, що складаються в зими з відлигами, обумовлюють підвищену транспірацію рослин і в результаті сприяють зимовому висушуванню. По витраті води в період зимівлі плодові культури розташовуються в наступному порядку (по мірі зростання): сім'ячкові (яблуня, груша, айва) – 11 %, кісточкові (слива, вишня, черешня) – 15–20 %, ягідні чагарники – 30–45 %.

Найбільш транспіруємими є смородина і особливо малина, в якій втрати води в 3–4 рази більше, ніж у яблуні. Зниження обводненості рослин у зимовий період відбувається нерівномірно на всіх його частинах.

Найбільші втрати вологи спостерігаються в однолітніх гілок, звідси і велике ушкодження їх висушуванням в порівнянні з дво- і трирічними.

Ушкодження і загибель надземної частини рослини від зимового висушування відзначається тільки при зниженні обводненості тканин до визначеного критичного значення, яке неоднакове для різних видів рослин і сортів.

За даними Г.Г. Белобородової, ушкодження смородини (Алтайська десертна) спостерігалось при вологості пагонів, що складає наприкінці зими 34–36 % сирої маси і нижче, у малини (Новина Кузьміна) при вологості 27–28 %, у яблуні (Ранет, Апорт, Бурхардта) у віці не більш 4–5 років – 35 %, у вишні Любської – 38 %, у черешні (Багратіон, Червнева рання) – 36-37 %.

Кількісну залежність між погодними умовами періоду зимівлі і станом рослин можна виразити такими рівняннями Г.Г. Белобородової:

для смородини Алтайська десертна

$$y = 56,22 - 0,24x - 0,01x^2, \quad (22.4)$$
$$S_y = \pm 5,2;$$

для слабостійких до висушування сортів яблуні

$$y = 0,244 - 0,045x - 0,01x^2, \quad (22.5)$$
$$S_y = \pm 0,5.$$

Тут y – обводненість (%) однолітніх пагонів на кінець лютого для смородини і ступінь ушкодження (бали) для яблуні;

x – середня випаровуваність (мм) за січень-лютий;

S_y – помилка рівняння.

Сім'ячкові і кісточкові культури стійкіші до зимового висушування і витримують більшу напругу несприятливих погодних умов, чим ягідні чагарники. Пагони малини віддають вологу швидше і легше, ніж пагони смородини, яблуні і вишні але переносять більш глибоке зневоднювання тканин. В міру росту випаровуваності, втрати вологи пагонами зростають і досягають значень, за яких неминуче настають якісні зміни — ушкодження.

22.6. Наслідки зимових ушкоджень

Ушкодження, викликані виснаженням і частковим ушкодженням органів або тканин рослин взимку низькими температурами, тривалим заляганням на полях значного снігового покриву, крижаною кіркою, затопленням посівів та інших несприятливих факторів, виявляються не

тільки навесні після сходу снігового покриву з полів але і значно пізніше термінів відновлення весняної вегетації (через 15–20 днів і більше).

За несприятливих зимових умов найчастіше ушкоджується надземна частина рослин – листя і пагони. У деяких пагонів гине також конус наростання і зародкові листки. Коренева система, як правило, зберігається майже цілком.

Характер і ступінь зимових ушкоджень визначаються агрометеорологічними умовами перезимівлі. При вимерзанні у повністю загиблих рослин усі пагони мають конус наростання мутний, бурий, зморщений, листки навесні після відтавання внаслідок висихання загиблих тканин здобувають світло-бурій колір. Якщо рослина ушкоджена частково, то буріє і деформується конус наростання лише в головного пагона та у найбільш розвинених бокових пагонів. Коренева система (майже цілком) і конуси наростання у молодих пагонів, що утворилися пізніше, зберігаються. Але в них, як і у пагонів, що заново з'явилися навесні колосся буває коротше, з меншою кількістю зерен.

У рослин, ушкоджених у результаті випрівання, конус наростання головного пагона «зростає» – сильно витягується в довжину, але не диференціюється. У зв'язку з цим він зовсім не виколошується або утворює ушкоджене укорочене колосся. Під притертою до ґрунту крижаною кіркою частина рослин повністю гине, в інших рослин листки, які знаходяться над поверхнею льоду, механічно ушкоджуються вітром і відламуються, частково гинуть пагони і корені, які довгий час знаходились в крижаній кірці. Механічні ушкодження пагонів і кореневої системи можливі також внаслідок пилових бур. При вимоканні в рослин ушкоджуються не тільки надземні органи, але і коренева система.

Кількість стебел у збережених добре розвинених восени рослин озимого жита В'ятка при поганих умовах перезимівлі зменшується в середньому на 50 %, а в озимій пшениці Миронівська 808 – на 20–40 %. Висота рослин у сильно ушкоджених взимку рослин на 10–15-й день після відновлення вегетації навесні буває в середньому 6–8 см, у неушкоджених посівів 14–16 см.

У Нечорноземній зоні при ушкодженні озимого жита в результаті випрівання під високим сніговим покривом ($h \geq 30$ см) кількість стебел у рослин значно зменшується не тільки в зимовий, але й у весняно-літній період.

Ушкодження озимих посівів морозами, за даними Ф.М. Куперман, зменшує кількість виколошених рослин на 20–50 %, величину колосся – на 20–40 % і масу зерна з однієї рослини – на 65–85 %.

У дослідях І.І. Яшкіної і А.Я. Грудєвої, сильно ушкодженні взимку морозами рослини озимій пшениці (при збереженні в них 25 % стебел) навесні швидко гинули. До збирання у менш ушкоджених рослин в середньому зберігалось одне продуктивне стебло (у нормальних рослин

два стебла). Особливо відрізнялися навесні, ушкоджені рослини від неушкоджених по площі листової поверхні (за рахунок кількості і розмірів листків). Відзначалося також велике відставання у формуванні колосся. Конус наростання головних пагонів відставав у розвитку від неушкоджених рослин на один етап органогенезу і до середини червня довжина його складала всього 30–40 % в порівнянні з розміром у добре збережених рослин. Урожай озимої пшениці в результаті зимових ушкоджень і відставання в розвитку навесні і влітку дорівнював 30–60 % від урожаю добре перезимованих рослин.

Встановлено, що вихід у трубку ушкоджених в результаті тривалого (15–30 днів) затоплення талими водами рослин, настає на 5–10 днів пізніше, ніж контрольних. Відставання на 3–5 днів спостерігається також у настанні фази колосіння. При підвищеному зволоженні ґрунту терміни настання воскової стиглості озимого жита, ушкодженого при затопленні його навесні, затримується на 6–10 днів, а в сухі роки – у середньому на 2 дні.

Продуктивність рослин на затоплених ділянках значно нижче. При тривалості затоплення менше 10 днів озерненість стебел спостерігається на 10–20 %, а при більш тривалому затопленні (20 днів) – на 30–40 % менше, ніж у рослин на ділянках, які не затоплювалися на цьому ж полі. Маса зерна була також на 30 % менше, ніж у контрольних рослин.

Біологічний урожай у понижених місцях рельєфу, де застій талих вод спостерігається протягом 10 днів, на 15–25 %, а при 20–25-ти денному затопленні – на 50–70 % менше, ніж на контрольних підвищених ділянках.

Таким чином, несприятливі умови перезимівлі призводять до відставання в розвитку і росту ушкоджених рослин навесні і влітку, сповільнюють процеси формування зародкового колосся. В ушкоджених рослин навесні може відзначатися ріст і розвиток (витягування нижнього міжвузля стебла).

Однак надалі диференціація генеративних органів у них проходить ненормально: порушуються процеси формування колосся, не розвиваються квітки і припиняється ріст верхніх міжвузлів головного стебла. Такі рослини навіть при оптимальних агрометеорологічних умовах навесні і влітку значно знижують продуктивність.

Післядія зимових ушкоджень позначається на коефіцієнті кущистості, висоті рослин, кількості виколошених рослин, розмірах колосся, кількості і масі зерен у ньому, а в остаточному підсумку на їхній продуктивності.

Розділ 23

ПОГОДА І ШКІДНИКИ, ХВОРОБИ РОСЛИН

23.1. Вплив факторів зовнішнього середовища на розвиток і розмноження шкідників рослин

Один із самих небезпечних шкідників овочевих, просапних культур, багаторічних трав і пасовищ – *луговий метелик*. Він теплолюбний, тому основний ареал його шкідливості розташований на півдні нашої країни – у степових і лісостепових районах, у більш північних регіонах інтенсивні підйоми його чисельності спостерігаються лише в роки з теплим вегетаційним сезоном. Луговий метелик холодостійкий, під час зимівлі його гусениці виносять температуру до $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$, у зв'язку з цим він широко розповсюджений не тільки в Європейській, але й в Азіатській частинах країн СНД. Метелик – гігрофіл і при високій вологозабезпеченості середовища здатний швидко збільшувати щільність популяцій і площі їхнього розселення.

Основним фактором динаміки чисельності лугового метелика є його плідність, яка знаходиться в тісній залежності від рівня температури і вологості. Встановлено Л.А. Макаровою, Г.М. Дороніною, що виліт метеликів перезимованого покоління лугового метелика починається при прогріванні повітря до $15\text{ }^{\circ}\text{C}$, а масовий літ – при встановленні температур біля $17\text{ }^{\circ}\text{C}$. Цей зв'язок просліджується лише при достатній вологості середовища ($\text{ГТК} > 0,9$) в період лялькування гусениць, що перезимували, причому, в окремі роки інтенсивний літ метеликів починається навіть на 10–15 днів раніше зазначених термінів. В умовах посушливої весни ($\text{ГТК} < 0,6$) метелики перезимованого покоління з'являються пізніше стійкого переходу температури повітря через $17\text{ }^{\circ}\text{C}$ на 10–15 днів і більше.

Терміни масового льоту його перезимованого покоління залежать не тільки від ГТК періоду лялькування, але і від вологозабезпеченості середовища під час зниження температури повітря до $12\text{ }^{\circ}\text{C}$ (поріг розвитку виду) восени попереднього року і від висоти снігового покриву в лютому – березні.

Виділено три періоди формування плідності лугового метелика. Перший період – *живлення гусениць*. У цей час відбувається ріст жирової тканини і нагромадження жирових резервів, від запасу яких залежить майбутня плідність самок. Найбільша вгодованість гусениць і наступна висока плідність метеликів спостерігаються при середній добовій температурі $19\text{...}22\text{ }^{\circ}\text{C}$. При температурі нижче $19\text{ }^{\circ}\text{C}$ частина гусениць сповільнює розвиток, йде в діапаузу і реактивується, як правило, лише навесні наступного року.

При середній добовій температурі вище 25 °С, коли повітря в травостой прогрівається вдень до 30...35 °С і більше, знижується активність живлення шкідника, він мігрує в пошуках оптимальних умов мікроклімату, що неминуче призводить до зниження плідності метелика і його наступної чисельності.

Другий період – *лялькування гусениць*. Оптимальні умови для проходження стадії лялечки створюються при ГТК = 0,9...1,9; несприятливі – при ГТК < 0,9 і >2, екстремальні – при ГТК < 0,5 і >2,5.

Реалізація *потенційної плідності лугового метелика* найбільш повно здійснюється при температурі 20...25 °С і ГТК періоду масового льоту метеликів >0,9. За таких умов у розмноженні бере участь не менше 70 % самок. Яйцекладка починається через 4–6 днів після їхнього вильоту, а фактична плідність складає в середньому 150–250 яєць на одну особину. При несприятливій тепло- і вологозабезпеченості середовища скорочується кількість самок, які відкладають яйця (при ГТК = 0,6...0,8 до 40–50%, при ГТК < 0,5 до 10–20 %). Період їхнього дозрівання затягується до 15–20 днів, а один метелик здатний відкласти не більш 50 яєць.

При температурі нижче 17 °С відзначається майже повна безплідність самок і різке скорочення чисельності популяції.

Озима совка – також широко розповсюджений і масовий шкідник всіх овочевих і просапних культур. Разом з тим при інтенсивному підйомі чисельності вона активно розселюється і на посіви озимих зернових культур, викликаючи їхню зрідженість на 30–50 % і більше.

Озима совка належить до помірно теплолюбного і досить вологолюбного виду. Дорослі гусениці витримують температуру до –11 °С. В залежності від кліматичних особливостей зон розповсюдження, шкідник розвивається в одному поколінні (північні і північно-східні райони ЄЧ), у двох поколіннях (Україна і Молдова, Центрально-Чорноземний район, Північний Кавказ, Середнє і Нижнє Поволжя) і в трьох поколіннях (Закавказзя і Середня Азія). Озима совка відрізняється високим біотичним потенціалом і за сприятливих екологічних умов швидко розмножується на великій території, утворюючи осередки із середньою щільністю 20–40 гусениць на 1 м² (максимально до 100 штук і більше). При теплій і помірно вологій погоді (температура повітря вище 15 °С, ГТК = 0,9...1,9) для вильоту метеликів перезимованої генерації достатні суми ефективних температур складають близько 200–210 °С.

Оптимальні умови для розвитку гусениць і нагромадження жирових запасів складаються при середній добовій температурі близько 19...25 °С. У цьому випадку потенційна плідність метеликів може досягати 1,0–1,5 тис. яєць на одну особину. Негативний вплив чинить температура нижче 16 °С в сполученні з рясними опадами, за яких плідність самок не перевищує 100–150 яєць.

Несприятливі умови для нажирівки гусениць складаються також при середній добовій температурі вище 25 °С, коли відбувається збільшення кількості безплідних самок. Температура вище 30 °С прискорює загибель гусениць від вірусної інфекції.

Сприятливі умови для проходження стадії лялечки складаються при ГТК = 0,9...1,5. Надлишкова вологість (ГТК > 2,5) збільшує смертність лялечок від грибною інфекції.

Сприятливі умови для розмноження озимої совки створюються при температурі 18...25 °С і ГТК=1,1–1,5. При такій ситуації яйцекладка проходить у стислий термін, а фактична плідність однієї самки складає в середньому 500–800 яєць. При температурі нижче 16 °С і ГТК < 0,5 період дозрівання метеликів затягується до 15–20 днів і плідність знижується до 100–150 яєць. Низька вологозабезпеченість середовища в сполученні з високою температурою викликає висихання уже відкладених яєць і гусениць молодшого віку.

Шкідлива черепашка ушкоджує зернові злаки, особливо пшеницю. Основний ареал її шкідливості розміщується у передгірній, степовій і лісостеповій зонах країн СНД. Шкідлива черепашка – теплолюбний вид, при температурі –7 °С починається загибель зимуючих комах.

Весь її життєвий цикл поділяють на два етапи – активний і пасивний. Активний етап включає наступні періоди: приліт клопів, які перезимували, яйцекладка, розвиток личинок, живлення клопів нового покоління. Пасивний етап умовно підрозділяють на три періоди: «літний», власне зимівля і відбудовний. Перший період починається з моменту масового відльоту черепашки в місця зимівлі і завершується під час стійкого переходу середньої добової температури повітря через 10 °С в сторону її зниження. Другий період – холодне заціпеніння клопа протікає при негативних температурах. Він продовжується до весняного потепління і прогрівання лісової підстилки до 6–7 °С. З цього часу починається третій період, коли у клопів, що перезимували відновлюються обмінні процеси. Завершується він при стійкому переході температури повітря через 12–15 °С масовим переміщенням черепашки на поля зернових культур і переходом її до активної життєдіяльності.

Терміни прильоту клопів на посіви зернових культур залежать від кількості «критичних» декад за зиму, висоти снігового покриву в лютому – березні і ГТК місяця, що передує льоту. Критичними вважаються декади із середньою температурою повітря нижче –7 °С і висотою снігового покриву, численне значення якої не більше рівня декадної температури. Подібні умови призводять до вимерзання шкідника.

Після теплої або багатосніжної зими (менше 3 критичних декад) і вологій весни (ГТК=1,1...2,0) масовий виліт черепашки відбувається при стійкому переході середньої добової температури повітря через 12–13°С; при несприятливих умовах перезимівлі і сухій або надмірно вологій весні

(ГТК = 0,7–1,0 і більше 2 критичних декад) масовий виліт черепашки спостерігається при 13–14 °С.

Вплив температури зберігається і в період розмноження. При середній добовій температурі повітря близько 15 °С самки відкладають у 2,0–2,5 рази менше яєць, ніж при температурі 23–25 °С. При переважанні теплої і сухої погоди (ГТК < 1,0; оптимально – менше 0,7) створюються сприятливі умови для потенційної плідності і збереження яєць. При теплій сухій весні період яйцекладки триває 20–25 днів, а кількість яєць відкладених в ефективний період, складає не менше 60–70 %. Усе це забезпечує високий коефіцієнт розмноження шкідника (10–15 і більше) і наростання його чисельності.

При холодній дощовій погоді під час льоту і розмноження шкідника (ГТК > 1,0; екстремальне – більше 1,5) плідність значно знижується, тривалість яйцекладки збільшується до 40–50 днів, а загальна кількість яєць не перевищує 20 %. За таких умов відзначається масова загибель перших кладок, а нове покоління формується в основному за рахунок яєць, які з'явилися в більш пізній термін. У результаті скорочується коефіцієнт розмноження шкідника (до 5 і менше) і загальний рівень його чисельності.

Сприятливі умови для розвитку личинок складаються при середній температурі повітря за період відродження – окрилення вище 19,5 °С, оптимальна – при температурі вище 20,5 °С. За таких умов личинки розвиваються дружно, у стислий термін (35–40 днів), завдяки чому велика частина особин встигає окрилитися до початку масового збирання хлібів. Особливо несприятливі умови для шкідливої черепашки створюються при середній температурі періоду народження – окрилення нижче 18,5 °С. У цьому випадку до моменту збирання зернових завершує розвиток не більш 30–40 % популяції, а серед зимуючих клопів переважають особини з поганим фізіологічним станом, що призводить до великої загибелі клопів вже в перші місяці пасивного життя.

Колорадський жук відноситься до числа найбільш небезпечних шкідників картоплі та інших пасльонових культур. Основний ареал його поширення охоплює значну територію зони вирощування товарної картоплі. Усі фази розвитку колорадського жука (яйця, личинки, лялечки, імаго – дорослі жуки) не відрізняються високою холодостійкістю (температура –7 °С в місцях зимівлі викликає загибель більшості зимуючих жуків, температура нижче –12 °С є для них летальною).

Весняний вихід жуків із ґрунтів розтягнутий за часом. За даними В.В. Вольвача стійкий вихід збігається з установленням середньої добової температури повітря, близької до 10 °С.

Тривалість періоду дозрівання жуків, що перезимували (період від виходу до початку яйцекладки), визначається температурою повітря і термінами виходу жуків із ґрунту. Вона описується наступним рівнянням

$$y = 94,6 + 0,221t^2 - 8,738t + 4,15\Delta\tau, \quad (23.1)$$

$$S_y = \pm 3,4 \text{ дні},$$

де v – тривалість періоду дозрівання жуків, що перезимували, дні;
 t – середня за період температура повітря, °С;

$\Delta\tau$ – показник календарного терміну виходу жуків із ґрунту у вигляді різниці в годинах між максимальною довжиною дня (21 червня) і довжиною дня на дату виходу жуків із ґрунту; S_y – помилка рівняння.

Тривалість розвитку яєць, личинок і лялечок колорадського жука визначається в основному температурою повітря. Найбільш сприятливі умови для розвитку шкідника створюються при температурі більше 20 °С але не вище 25–26 °С, коли відзначається мінімальна тривалість періоду розвитку покоління – до 29 днів. Зі зниженням температури тривалість розвитку збільшується і при 14–15 °С досягає 60–68 днів. Аналіз показав, що залежність тривалості періоду розвитку яєць, личинок, лялечок і покоління в цілому від температури повітря з достатнім ступенем точності можна виразити рівняннями параболі другого порядку. У табл. 23.1 наведені коефіцієнти рівняння зв'язку

$$y = at^2 - bt + c \quad (23.2)$$

і їхні статистичні характеристики для основних фаз і періодів розвитку, зведення про терміни розвитку яких мають практичне значення.

Таблиця 23.1 – Рівняння для розрахунку основних фаз розвитку жука (В.В. Вольвач, 1975).

Фаза і період розвитку	Коефіцієнти рівнянь зв'язку			$\pm S_y$, дні	Температурна межа
	a	$-b$	c		
Яйцекладки, O_y	0,109	-4,92	61,4	1,9	12...26
Личинки, L	0,135	-6,51	91,8	2,7	13...25
Лялечки, P	0,188	-8,96	117,6	2,8	13...25
Від яйцекладки до:					
личинки 2-го покоління	0,171	-7,68	95,3	2,4	13...25
личинки 3-го покоління	0,204	-9,09	113,3	2,7	14...25
личинки 4-го покоління	0,213	-9,77	126,6	3,1	14...25
Лялечки	0,170	-20,20	236,8	3,2	14...25
дорослий жук (імаго)	0,378	-18,54	253,7	4,0	14...25

Колорадський жук відноситься до видів, здатних за один вегетаційний період давати від одного до трьох поколінь потомства. Для дозрівання жуків літніх поколінь велике значення має тривалість світлового дня. Пояснюється це тим, що жуки сприйнятливі до світлової фази. У зв'язку з цим тривалість періоду дозрівання молодих жуків визначається не тільки

температурою повітря, але і довжиною дня. В залежності від сполучення і значення визначених факторів тривалість періоду змінюється від 6 до 20 і більше днів. Слід зазначити, що при короткому дні (15 год. і менше) і температурі близько 20 °С і нижче інтенсивність яйцекладки буває дуже низкою, і практичного значення в збільшенні чисельності або шкідливості ця частина популяції колорадського жука не має. Для розрахунку і прогнозу термінів дозрівання молодих жуків для районів, де друге покоління шкідника встигає цілком завершити цикл свого розвитку (південь України, Молдова, Північний Кавказ) можна використовувати рівняння В.В. Вольвача

$$y = 79,9 - 0,46t - 0,062\tau, \quad (23.3)$$

$$Sy = \pm 2,6 \text{ дні},$$

де t – середня за період температура повітря, °С;

τ – тривалість дня (у хвиликах) на дату виходу жуків із ґрунту.

Оптимальні умови для життєдіяльності імаго колорадського жука складаються при температурі близько 25 °С і відносній вологості повітря 60–75 %. Максимальна кількість яєць самка жука відкладає при температурі 23–25 °С. Неприятливими для розмноження умовами є температура вище 27 °С і нижче 14 °С та вологість повітря вище 80 % і нижче 40 %.

23.2. Вплив факторів зовнішнього середовища на появу і розвиток хвороб рослин

Основними факторами зовнішнього середовища, що визначають появу, поширення і розвиток хвороб, є тепло- і вологовміст середовища. Найчастіше ці фактори діють у сукупності й в залежності від значення одного з них, міняється реакція патогена на рівень іншого.

Визначене сполучення температури і вологості повітря обумовлює збереження інфекційного початку до настання вегетаційного періоду, можливість контакту паразита і хазяїна, зараження рослин, тривалість інкубаційного періоду, плідність патогена, швидкість розсіювання спор, ступінь ураження рослин і проявлення хвороби і т.д.

Інші елементи середовища (світло, вітер, атмосферний тиск та ін.) у більшості випадків лише коректують дію основних факторів, граючи самостійну роль тільки у визначені періоди життєдіяльності патогенів.

Тепло. Температура середовища є одним з основних факторів, що визначають можливість виникнення захворювання рослин і ступінь його шкідливості.

Вплив температури на агресивність грибів особливо проявляється з моменту зараження рослини. При цьому першим етапом, що передуює

інфекції і значною мірою визначальною її активністю, є період проростання спор. Проростання спор паразитичних грибів можливо в широких межах температури – від 0–5 до 30–35 °С.

Окремі види грибів відрізняються специфічною реакцією на рівень цього показника. Так, нижній температурний поріг проростання спор іржастих грибків складає 1–2 °С, патогенів, які викликають кореневі гнилі пшениці, пирікуляріоз рису і фітофтороз картоплі – відповідно 5–6 °С, 6 °С і біля 8 °С. Оптимальна температура проростання спор збудника фітофторозу картоплі близько 10–15 °С, для кореневої гнилі пшениці досягає 22–28 °С і т. д. (табл. 23.2).

Температура середовища регулює і швидкість проростання спор. Так, спори мільдю винограду проростають при 2...3°С на протязі 10,5–11 год, при 10°С – 3 год, при 18 °С – 50-55 хв, при 22 °С – 30 хв, при 30 °С – 1,5 год. Спори більшості фітопатогенних грибів проростають тільки при наявності краплинної вологи або при вологості повітря близькій до насичення.

Температура середовища впливає не тільки на інтенсивність розвитку хвороби, але і на сприйнятливість рослин до неї. Підвищена сприйнятливість виникає переважно в ослаблених рослин.

З підвищенням температури підсилюється стійкість хлібних злаків проти жовтої іржі. Цим видом іржі уражаються, насамперед ті рослини, що піддавалися дії знижених температур.

Стійкість пшениці до лінійної іржі, навпаки, зростає при більш низьких температурах середовища. Так, якщо в період сходів і кущіння посівів переважають температури нижче 15 °С, то пшениця тривалий час виявляється малосприятливою до цього захворювання; при температурі зазначеного періоду 20–22 °С і вище стійкість рослин різко знижується.

Ступінь розвитку хвороби залежить від того, якою мірою розсіювання патогена співпадає з тими фазами розвитку рослини-хазяїна, у які вона найбільш сприйнятлива до хвороби, і з умовами середовища, сприятливими для зараження. Сполучення цих факторів широко варіює в часі і просторі в залежності від кліматичних особливостей району і погодних умов року. Це і служить однієї з основних причин зональної і сезонної мінливості шкідливості хвороб.

Температурні умови середовища визначають плідність патогена – кількість інфекційного початку і тривалість його дії. Так, найбільш сильне утворення спор у збудника гелмінтоспориозної кореневої гнилі пшениці спостерігається при температурі 24...28 °С, а при температурі нижче 16 °С і вище 28 °С воно не відбувається зовсім. Оптимум для появи спор фітофтори картоплі створюється при 18...22 °С, при 23...26 і 3 °С утворення спор йде дуже уповільненими темпами, при температурі нижче 2 і вище 27 °С – воно відсутнє.

Таблиця 23.2 – Температурні показники розвитку деяких збудників хвороб (Л.А Макарова, І.І. Мінкевич, 1977)

Стадія розвитку збудника хвороби	Температура, °С		
	нижня межа	оптимум	верхня межа
Лінійна іржа пшениці			
Проростання спор	2	21...23	26...31
Зараження рослин	10	23...25	30
Розвиток в тканинах рослин	2	20	–
Бура іржа пшениці			
Проростання спор	2	20	32
Розвиток в тканинах рослин	2	25	35
Жовта іржа пшениці			
Проростання спор	1	9...13	23
Зараження рослин	5	15...20	26
Розвиток в тканинах рослин	3	12...15	20
Гельмінтоспоріозна коренева гниль пшениці			
Проростання спор	6	22...28	36
Розвиток в тканинах рослин	8–9	18...25	–
Спороношення	5	22...26	35
Офіохворобна прикоренева гниль пшениці			
Розвиток в тканинах рослин	5–8	18...28	>30
Пилова головня пшениці			
Проростання спор	4–5	22...30	–
Розвиток спор	5	16...18	25...30
Фузаріоз колоса пшениці			
Розвиток спор	7–10	25...30	37...38
Спороносіння	<10	24...26	До 40
Мільдю винограду			
Проростання спор	–	10...15	–
Розвиток в тканинах рослин	8	25	3
Фітофтороз картоплі			
Проростання спор	6–8	10...15	20
Утворення росткових трубочок	4	25	30

У більшості видів грибів спороутворення стає можливим лише при визначеній вологості навколишнього середовища, найчастіше при наявності краплинної вологи або високої вологості повітря.

Волога. Вплив вологовмісту середовища на появу і розвиток хвороб позначається також на всіх етапах патологічного процесу.

Вологозабезпеченість середовища значною мірою визначає тривалість збереження життєздатності патогена. Конідії фітофтори картоплі при вологості повітря близько 20–40 % втрачають життєздатність через 1–2 год, при вологості повітря 50–80 % – тільки через 3–5 год. Зволоження середовища впливає на ритм розвитку мікроорганізмів і рослин, які уражаються ними, регулюючи тим самим тривалість сполучення їхніх критичних періодів.

Вирішальне значення фактор вологості має лише протягом порівняно короткого періоду – від початку проростання спор до проникнення патогена в рослину. В той же час вплив цього фактора на процес заселення рослини-хазяїна настільки великий, що він нерідко перевершує вплив температурних умов середовища. Для більшості фітопатогенних грибів зараження рослин стає можливим лише при високій вологості середовища їх мешкання. Так, спори фітофтори картоплі, мільдю винограду, стеблової іржі пшениці, парші яблуні, антракнозу смородини, плодової гнилі та ін. проростають тільки при наявності краплинної вологи; для проростання спор бурої і жовтої іржі потрібна 100 % -на вологість середовища; спори бурої іржі жита і корончатої іржі вівса можуть проростати лише при 98–99 % вмісту вологи; спори збудника церкоспорозу цукрового буряка при 100 % -ній вологості проростають через 24 год, при 90 % -ній – через 34 год, при 70–80 % -ній – не проростають і через 48 год.

В умовах недостатньої вологозабезпеченості середовища зараження рослин і нагромадження інфекції або зовсім припиняється, або йде дуже уповільненими темпами.

Деякі патогени краще розвиваються при підвищеному вологовмісті ґрунту. Це – збудник раку і парші картоплі, кили хрестоцвітих культур, сніжної цвілі озимих, кореневої гнилі хлібних злаків і ін. Так, ураження капусти килою при вологості ґрунту 45 % повної вологоємності не відбувалося зовсім, інфекція наставала лише при 60 % і поступово наростала в міру збільшення вологості ґрунту.

Однак для більшості грибів сильне зволоження ґрунту виявляється шкідливим, оскільки це пов'язано з погіршенням її аерації, інтенсивним розвитком грибів-антагоністів і прискореним проходженням критичного для зараження періоду розвитку рослини-хазяїна. Тому оптимальні умови для проростання спор пильної і твердої головної вівса створюються при 30 % -ній вологості ґрунту, при 60 % -ній проростання спор сповільнюється, а при 80 % майже не відбувається. При вологості ґрунту 40 % ПВ тверда головня заражає 55,3 % рослин, при вологості ґрунту 80 % – тільки 10,7 %. Те ж саме явище відзначається для твердої і стеблової головної пшениці, головної кукурудзи і сорго.

І, нарешті, існує група грибів, проростання спор яких майже не лімітується вологовмістом середовища і може відбуватися навіть в умовах посухи. Найбільш характерними представниками цієї групи є борошнисто-

росяні гриби: збудник борошнистої роси пшениці добре розвивається в широких межах відносної вологості повітря – від 30 до 100 %, борошнистої роси винограду – від 8 до 100 %; борошнистої роси тютюну – від 60 до 100 % і т.д. Відзначені випадки проростання їхніх спор при вологості повітря, близької до нульового значення.

У посушливих районах з низькими значеннями середньої добової відносної вологості повітря проростання конідій і зараження рослин найбільше активно відбувається в нічні години, коли вологість повітря зростає до 75–80 % і більше і протягом 4–7 год. спостерігається рясне випадання роси.

Таким чином, підвищена вологозабезпеченість середовища є необхідною умовою зараження рослин і розвитку хвороби. При цьому важливо не тільки наявність вологи, але і визначена тривалість її збереження на рослинах. Тривалість зволоження визначає інтенсивність ураження – чим довше зберігаються крапельки вологи, тим більшим виявляється кількість заражених рослин.

Після зараження рослин і проникнення патогена в тканини рослини-хазяїна розвиток хвороби протікає порівняно незалежно від вологості навколишнього середовища.

Значення фактора вологості знову зростає до часу завершення інкубаційного періоду, який закінчується споронесенням. У більшості грибів утворення спор відбувається лише в умовах високої вологозабезпеченості середовища. Особливо це відноситься до перенососпорових грибів. Так, масове спороутворення в збудника фітофторозу картоплі спостерігається при наявності краплинної вологи протягом 4–5 год., при відносній вологості повітря нижче 75 % спори не з'являються зовсім.

Значення фактора вологості в розвитку хвороб визначається температурними умовами навколишнього середовища. При високій температурі найбільша кількість заражених рослин спостерігається в умовах підвищеної вологості середовища; зі зменшенням температури відбувається закономірне зниження оптимуму вологості і максимальна кількість хворих рослин відзначається при більш низьких значеннях цього показника.

Вплив інших факторів середовища більш обмежене і локальне. Їхній вплив виявляється лише на окремих етапах розвитку патогена або в специфічних умовах його існування. З таких факторів найбільше значення мають світло і вітер.

Світло. Вплив світла на плин інфекційного процесу починає позначатися ще до зараження рослин.

Період зараження складається з двох фаз, що розрізняються між собою по реакції на світловий фактор. Перша з них – власне проростання спор, протікає в більшості випадків незалежно від наявності й

інтенсивності світла; друга – після проростання спор, проходить найбільш активно при підвищеній освітленості. Позитивна дія світла позначається також на швидкості розвитку патогена в рослині-хазяїні. Особливо чітко це виявляється в іржастих грибів. Чим більше світла, тим коротше інкубаційний період у лінійної іржі пшениці, жовтої іржі ячменю, іржі льону і квасолі і т.д. Перевага хмарної погоди збільшує тривалість інкубаційного періоду іржі на злаках у середньому на 7–8 днів і більше. Це скорочує кількість генерацій гриба і знижує тим самим інтенсивність ураження рослин.

Однак основне значення світла в розвитку хвороб складається у формуванні сприйнятливості рослин до зараження. Багато грибів, у тому числі іржасті і мучнисторосяні, живуть за рахунок безпосередніх продуктів фотосинтезу. В умовах інтенсивного освітлення в рослинах активізуються процеси асиміляції, вуглеводного і білкового обміну, що у свою чергу стимулює розвиток паразитуючих на них патогенів. Зараження рослин не відбувається, якщо під час інфекції і протягом наступних 48 год. світло відсутнє. Найбільше інтенсивно уражаються тканини й органи з підвищеною енергією фотосинтезу, етіоловані рослини не уражаються зовсім або уражаються дуже слабо. Зазначена залежність зберігається й у відношенні спороносних грибів.

Вітер. Вітер виступає одним з основних факторів поширення хвороби головним чином шляхом переносу спор. Вміст спор у повітрі і їхнє розсіювання мають порівняно чітко виражений сезонний і добовий хід. Найбільша кількість спор у повітрі відзначається влітку і восени, у зимовий період вона різко скорочується. Це пов'язано із сезонним розвитком грибів.

23.3. Моделювання життєвого циклу розвитку шкідливих організмів і швидкості інфекційного процесу

Модель розвитку колорадського жука. Ця модель вперше була запропонована В.В. Вольвачем. Її відмінною рисою є врахування фізичних факторів середовища і їхніх впливів на динаміку чисельності шкідника і відповідно на основні характеристики життєдіяльності особин – тривалість розвитку, плідність і загибель за період активної життєдіяльності і зимівлі. В онтогенезі шкідника розглядаються чотири фази: жуків (I_m), яєць (O_v), личинки (чотири покоління, L) і лялечок (P).

Блок-схема моделі розвитку колорадського жука наведена на рис. 23.1. Для побудови блок-схеми моделі використовувалися позначення системної динаміки Форрестера.

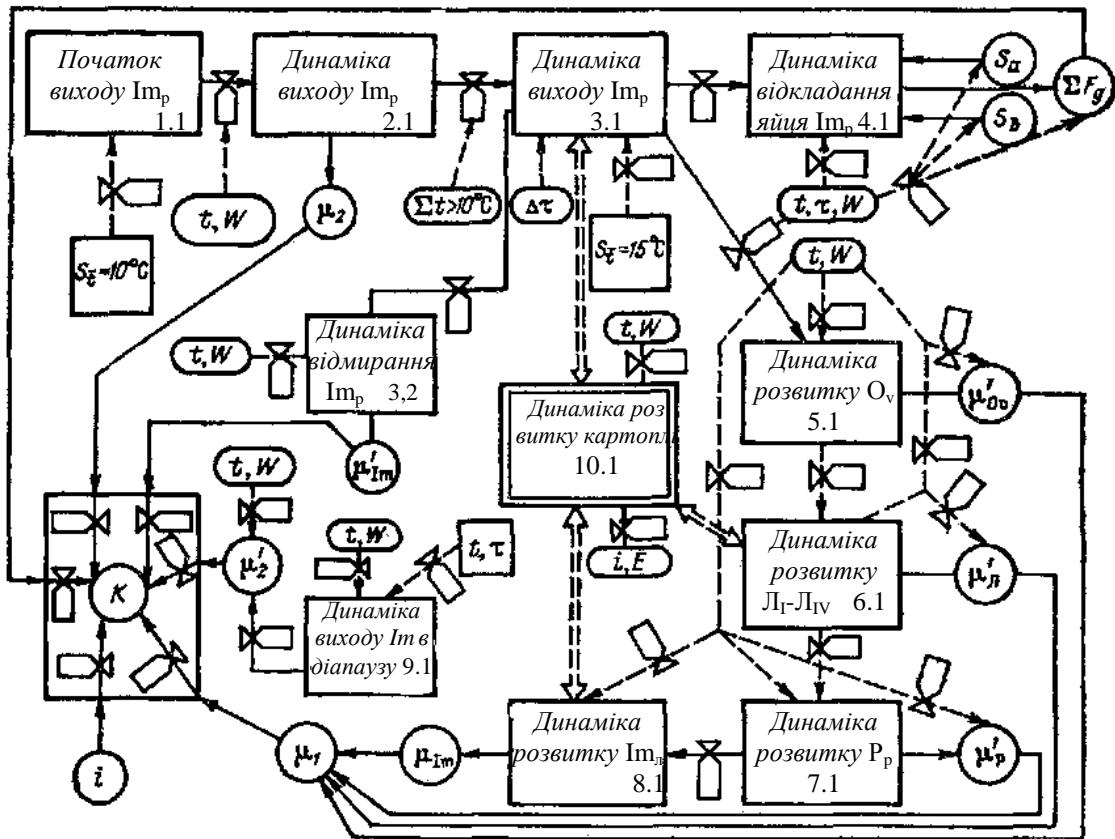


Рис. 23.1 – Блок-схема концептуальної моделі розвитку і динаміки чисельності колорадського жука (В.В. Вольвач, 1987)

На схемі прийняті наступні позначення: прямокутники – фази розвитку колорадського жука; еліпси – вхідні параметри навколишнього середовища; кола – внутрішні параметри моделі; суцільні лінії – переходи з однієї фази розвитку в іншу; пунктирні лінії – вплив параметрів навколишнього середовища; подвійні пунктирні лінії – впливи шкідника на кормову рослину і кормової рослини на шкідника; вентильні знаки – швидкості переходу з однієї фази в іншу під впливом факторів середовища і корму; квадрати – константи факторів середовища і популяції.

Зміни чисельності популяцій за два послідовних моменти розмноження можна виразити рівнянням І.Д. Белановського:

$$N_{t+1} = N_t O_i \left(1 - \frac{\theta_1}{100}\right) \cdot \left(1 - \frac{\theta_2}{100}\right) \dots \left(1 - \frac{\theta_n}{100}\right), \quad (23.4)$$

де O – кількість яєць, відкладених однією самкою; i – статевий індекс; $\theta_{1, 2, \dots, n}$ – відсоток смертності особин під дією 1, 2, ..., n факторів.

У зв'язку з тим, що в природних умовах важко розчленовувати дію різних факторів на смертність, коефіцієнти $\theta_{1, 2, \dots, n}$ доцільніше розглядати

як відсотки загибелі особин на різних стадіях їхнього розвитку – яець, личинок, лялечок, імаго, а також за різні періоди життєдіяльності – онтогенезу і зимівлі.

Фундаментальною властивістю, притаманній будь-якій популяції і характеризуючій її здатність до розмноження, є пристосованість $[\omega(t)]$. Вона визначається як питома швидкість росту чисельності N або як середня кількість потомства, породженого однією особиною в одиницю часу t

$$\omega(t) = \frac{1}{N} \frac{dN}{dt}. \quad (23.5)$$

У випадку дослідження динаміки не в безперервному, а в дискретному часі пристосованість визначається як відношення її розмірів у послідовні моменти часу

$$g(k) = \frac{N(k+1)}{N(k)}, \quad (23.6)$$

де g – пристосованість;
 k – момент часу, $k = 1, 2, \dots, n$.

Після розподілу обох частин рівняння (23.4) на N_t у лівій його частині одержуємо величину, що є, згідно рівнянню (23.6), показником пристосованості популяції, динаміка якої розглядається в дискретному часі.

У тому випадку, якщо вхідні в праву частину величини виражені у вигляді функцій відповідних факторів, відношення N_{t+1}/N_t може розглядатися як функція, що визначає залежність швидкості росту популяції від усіх факторів, що впливають на нього.

Стосовно до колорадського жука рівняння зміни його чисельності представлено у вигляді

$$\frac{N_{t+1}}{N_t} = K = \int_{t_0}^{t_1} F(x_i) d\tau \left(1 - \frac{\mu_1(C)}{100}\right) \left(1 - \frac{\mu_2(z)}{100}\right) i, \quad (23.7)$$

де N_{t+1} і N_t – чисельність популяції шкідника в два послідовних моментах розмноження;

$\mu_1(C)$ – середній сумарний відсоток загибелі особин за період розвитку генерації як функція погодних умов;

$\mu_2(z)$ – сумарний відсоток загибелі імаго за період зимівлі як функція фізіологічного їхнього стану;

$\int_{t_0}^{t_1} F(x_i) d\tau$ – середня сумарна плідність однієї самки, як функція метеорологічних факторів і тривалості розвитку генерації;
 i – статевий індекс.

У цьому випадку показник K можна розглядати як екологічний коефіцієнт розмноження, чисельно рівний пристосованості популяції в дискретному часі. Вираз (23.7) представляє собою узагальнену модель для опису зміни чисельності шкідника під впливом коливань метеорологічних умов, у якій структурно об'єднані підмоделі, які описують основні характеристики динаміки – розмноження і загибель – також у зв'язку з метеорологічними умовами.

Моделювання життєвого циклу шкідника починається з виходу жуків, що перезимували, із ґрунту. Динаміка виходу імаго в конкретних погодних умовах досить задовільно апроксимується рівнянням

$$\gamma_\tau = \frac{1}{1 + e^{5,42 - 7,73\tau}}, \quad (23.8)$$

де γ_τ – вихід жуків із ґрунту у відносних одиницях;
 τ – час у відносних одиницях.

За початок виходу приймається дата стійкого переходу температури повітря через 10 °С, після якого ведеться підрахунок добових сум ефективних температур і за рівнянням (23.8) визначається момент початку масового виходу імаго, що збігається з максимумом першої похідної залежності (23.8).

З моменту початку масового виходу імаго з ґрунту і до його закінчення ($\tau_1 = 0,50$; $\tau_2 = 1,0$) велике значення в динаміці чисельності шкідника відіграють міграції жуків, що визначають швидкість і інтенсивність заселення шкідником посівів картоплі в поточному вегетаційному сезоні. Для оцінки інтенсивності міграцій у цей час використовуються строкові або максимальні значення температури повітря. Інтенсивність і швидкість заселення пропорційні кількості днів зі сприятливими для льоту жуків умовами.

Швидкість дозрівання жуків – добові відсотки розвитку – розраховується по перетвореному рівнянню (23.1)

$$y^* = \frac{100}{0,221t^2 - 8,738t + 4,15\Delta\tau + 94,6}, \quad (23.9)$$

де y^* – швидкість розвитку, %.

За початок яйцекладки приймається дата нагромадження суми добових відсотків розвитку, рівній 100 % (S_{ov}). При нормальних термінах посадки картоплі, тобто з моменту переходу температури ґрунту на глибині 10 см через 7 °С, сходи з'являються раніше дат початку яйцекладки жуками масового виходу. У зв'язку з цим термін їхнього дозрівання може вважатися початком періоду продуктивної яйцекладки (S_{ov}). До цього часу основна маса фізіологічно однорідних імаго встигає вийти з ґрунту, розселитися на посадки картоплі поточного року і підготуватися до розмноження. Подальше поведження жуків і їхнє розмноження визначається щільністю заселення і погодними умовами. При щільності заселення імаго не вище 2 экз/м² інтенсивність яйцекладки визначається рівнем температури, вологістю повітря і тривалістю дня. В цей час рослини картоплі знаходяться у фазі репродуктивного росту і мають для шкідника максимальну поживну цінність.

Рівняння зв'язку декадних сум плідності самок колорадського жука з температурою і тривалістю дня має вигляд

$$\sum_{10} F_i = 4,87t_i + 156,7\tau_i - 4,77\tau_i^2 - 1313, \quad (23.10)$$

$$R = 0,73,$$

де $\sum_{10} F_i$ – сума яєць за i -у декаду,

t_i – середня за i -у декаду температура повітря,

τ_i – тривалість дня на початок i -ої декади.

Розрахунок декадної плідності самок колорадського жука ведеться за рівнянням (23.10) з урахуванням температурних меж яйцекладки. З цією метою передбачено розрахунок тривалості дня на дату початку масової яйцекладки і наступні дні через кожну декаду. За внутрішню константу при розрахунках приймається широта гідрометеостанції.

Сумарна плідність для моделі (23.7) обчислюється, як сума декадних сум яєць, що відкладаються за період продуктивної яйцекладки, за такою формулою

$$\sum F_{np} = \sum_{S_{ov}^*}^{S_{ov}^{**}} \sum_{10} F(t, \tau) \quad (23.11)$$

Поняття продуктивної яйцекладки вводиться з наступних міркувань. Як вказувалося раніш, самки колорадського жука відкладають яйця протягом досить тривалого періоду часу, однак не з усіх яйцекладок можуть розвиватися імаго, здатні до перезимівлі. Тому частина яєць, у ряді випадків дуже значна, не грає ніякої ролі в збільшенні чисельності шкідника в наступному році. Отже, продуктивна плідність завжди менше

загальної. Для врахування цієї особливості в (23.7) і введенні межі $S_{O_v}^*$ і $S_{O_v}^{**}$. Межа $S_{O_v}^*$ залежить від терміну виходу жуків, що перезимували, і тривалості їхнього дозрівання. Межа $S_{O_v}^{**}$ є показником кінця періоду продуктивної яйцекладки і визначається як дата тієї яйцекладки, з якої імаго з'являються до переходу восени температури повітря через 12 °С. В цьому випадку період передіпаузного живлення складе 10–15 днів і частина імаго зможе підготуватися до переживання зимового періоду.

Розрахунок тривалості розвитку повної генерації ведеться за перетвореним рівнянням (23.2) для імаго

$$y^* = \frac{100}{0,378t^2 - 18,54t + 253,7}. \quad (23.12)$$

При цьому для одержання осередненої тривалості розвитку генерації в межах часового інтервалу від $S_{O_v}^*$ до $S_{12^\circ\text{C}}$ розрахунок ведеться з послідовним зсувом на одну декаду.

Осереднена тривалість розвитку генерації ($O_v - Im_n$) розраховується за таким виразом

$$Q = \frac{y_{\tau_0} + y_{\tau_1} + \dots + y_{\tau_n}}{n}. \quad (23.13)$$

де y_{τ_0} – тривалість розвитку генерації шкідника з яйцекладок, відкладених у дату $S_{O_v}^*$;

$y_{\tau_1} \dots y_{\tau_{n-1}}$ – тривалість розвитку генерації шкідника з яєць, відкладених через 1, 2, ..., $n-1$ декаду після дати $S_{O_v}^*$;

y_{τ_n} – тривалість розвитку генерації з яєць, відкладених у дату $S_{O_v}^{**}$.

Розміри сумарної загибелі колорадського жука за період розвитку від яєць до імаго визначаються умовами зволоження і тривалістю періоду розвитку генерації

$$\mu_1 = 34,54 \ln Q + 20,291 \ln \sum W - 141,0, \quad (23.14)$$

$$R = 0,89; \quad S_{\mu_1} = \pm 5 \%,$$

де μ_1 – відсоток загибелі особин за осереднений період ($O_v - Im_n$);

Q – осереднена тривалість розвитку генерації;

$\sum W$ – сума опадів за осереднений період ($O_v - Im_n$).

Для визначення кількості особин колорадського жука, що гинуть, за період їхнього розвитку від яєць до імаго, обчислюють середню кількість опадів, які випадають за один день періоду від початку масової яйцекладки $S_{O_v}^*$ до переходу температури повітря через 12 °С восени. Середня добова кількість опадів перемножується на середню тривалість розвитку генерації і за рівнянням (23.14) обчислюється середній відсоток загибелі μ_1 .

Загибель імаго за період зимівлі в залежності від їхнього фізіологічного стану визначається за рівнянням

$$\mu_2 = 74 - 5,6(t - 17,3) , \quad (23.15)$$

де μ_2 – відсоток загибелі;

t – середня температура періоду додаткового живлення жуків у межах 14...20,5 °С.

Обчислюються середні за 10 днів переддіапаузного живлення імаго температури повітря від виходу перших жуків літньої генерації до $S_{12^\circ\text{C}}$ з послідовним зсувом на одну декаду. Відсоток загибелі жуків за період зимівлі обчислюється за виразом

$$\mu_{2_{cp}} = \frac{\mu_{2,1} + \mu_{2,2} + \dots + \mu_{2,n}}{n} , \quad (23.16)$$

де $n = 1, 2, \dots, n$ – кількість декадних зсувів дат виходу імаго літньої генерації. При розрахунках за середніми багаторічними значеннями метеорологічних величин як показник загибелі за період зимівлі приймається $\mu_2 = 60 \%$.

Алгоритмом передбачене обчислення термінів розвитку личинок II і IV віку з яєць, що відкладаються в період інтенсивної яйцекладки.

Дати появи зазначених фаз розвитку розраховуються за перетвореними рівняннями, наведеними у табл. 23.1; перетворення їх виконується в такий же спосіб, як і рівняння (23.2). Період між датами S_{II} і S_{IV} є найбільш ефективним для проведення хімічних обробок.

На заключному етапі розрахунків проводиться обчислення за формулою (23.11) показника зміни чисельності шкідника – екологічного коефіцієнта розмноження K . Коефіцієнт K може інтерпретуватися як показник середньої кількості особин, які розвиваються від однієї самки за період, рівний проміжку між послідовними розмноженнями, тобто за рік. З відомим коефіцієнтом ε (питомою швидкістю росту популяції) показник K зв'язаний співвідношенням $\ln K = \varepsilon$.

Зі структури моделі і визначення екологічного коефіцієнта розмноження виходить, що можуть бути теоретично визначені вузлові значення K , при яких динаміка змін відносної чисельності шкідника має

якісно різний характер. Такими вузловими значеннями є: $K=1,0$; $K>1,0$; $K<1,0$. Значення $K = 1,0$ вказують на те, що чисельність шкідника між двома послідовними моментами розмноження не змінилася і залишилася на постійному рівні; значення $K > 1,0$ характеризують ріст чисельності і її інтенсивність, а значення $K<1,0$, навпаки, вказують на зниження чисельності і відображають інтенсивність цього зниження.

Моделювання розвитку хвороб рослин. Умови погоди впливають на весь період захворювання рослин, починаючи від впровадження патогена і кінчаючи появою на поверхні ураженої культури репродуктивних органів паразита.

Взаємодія рослини, патогена і середовища Я. Планк у 1936 р. пропонує називати *трикутником хвороби*. При цьому основним показником впливу цих факторів служить швидкість інфекції, тобто збільшення кількості (або частки) ураженої тканини за одиницю часу. Швидкість інфекції, як указує Планк, підсумовує всі показники, що впливають на інфекційний процес, – генетичну стійкість хазяїна, його вік, щільність рослинного покриву, вірулентність (вірулентність це сукупність хвороботворних властивостей мікробів – збудників заразних хвороб) і агресивність патогена, величину і форму репродуктивних тілець, кількість опадів, відносну вологість і температуру повітря та ін.

Для визначення швидкості плинущі епіфітотій у наукових дослідженнях і практичній діяльності застосовується математичне моделювання. Воно дозволяє оцінити значення окремих факторів у динаміці хвороби і визначити вплив на них комплексу агротехнічних і захисних заходів.

Однією з найбільш широко розповсюджених моделей, які відображають хід епіфітотії, служить модель Я. Планка

$$\frac{dx}{dt} = rx(1 - x) , \quad (23.17)$$

де dx/dt – швидкість збільшення хвороби за одиницю часу;

x – кількість (частка) хворої тканини рослини;

t – час протікання хвороби;

$(1 - x)$ – кількість (частка) здорової тканини, доступної для зараження;

r – швидкість інфекції.

У цій формулі приймається умовно, що швидкість інфекції r залишається постійною протягом усього часу спостереження r , а утворення спор, зараження рослин і наростання хвороби відбуваються безупинно. Однак у природі це положення може служити скоріше виключенням, ніж правилом. Тому в рівняння, запропоноване Я Планком, необхідно вводити поправки, обумовлені впливом на інфекційний процес зовнішніх факторів і, насамперед, погоди.

Відносну швидкість інфекції r_1 за конкретний проміжок часу $t_2 - t_1$ можна визначити за формулою

$$r_1 = \frac{1}{t_2 - t_1} \left(\log_e \frac{x_2}{1 - x_2} - \log_e \frac{x_1}{1 - x_1} \right), \quad (23.18)$$

де $\log_e \frac{x_2}{1 - x_2}$ і $\log_e \frac{x_1}{1 - x_1}$ – натуральні логарифми відношення частки зараженої тканини до частки здорової відповідно в час t_2 і t_1 .

Швидкість інфекції, визначену за цією формулою, характеризує її осереднений показник за розглянутий проміжок часу.

Погодні умови служать вирішальним фактором щорічних коливань інтенсивності розвитку хвороб рослин. Один тип погоди сприяє спалаху епіфітотії, інший – пригнічує її.

Моделювання впливу ушкодження рослин хворобами на формування урожаю. В основу моделювання впливу ушкодження рослин хворобами на формування урожаю (А.М. Польовий, 1979) покладено той факт, що впровадження паразита в тканині рослини-хазяїна викликає численні зміни у фізіологічних функціях рослини. Фотосинтетична активність листків хворих рослин значно знижується в порівнянні зі здоровими. Зниження інтенсивності фотосинтезу залежить від ряду факторів – фази розвитку рослини-хазяїна, ступеня ураження, стану рослини при зараженні. Зміни інтенсивності фотосинтезу, як правило, не виявляються в інкубаційний період. Однак, з появою видимих ознак ушкодження інтенсивність фотосинтезу різко знижується, у ряді випадків значно – до 32 %.

При моделюванні фотосинтезу вплив інфекції на цей процес може бути введено через зміну кута нахилу і плато світлової кривої фотосинтезу

$$\Phi_{i \text{ inf}}^j = \frac{\Phi_{\max i \text{ inf}} a_{\Phi_{i \text{ inf}}} Q_{\Phi}^j}{\Phi_{\max i \text{ inf}} + a_{\Phi_{i \text{ inf}}} Q_{\Phi}^j}, \quad (23.19)$$

де $\Phi_{i \text{ inf}}$ – швидкість фотосинтезу i -го органа ураженої інфекцією рослини, мг·СО₂/(дм²·год);

$\Phi_{\max i \text{ inf}}$ – швидкість фотосинтезу i -го органа ураженого інфекцією рослини при світловому насиченні, мг·СО₂/(дм²·год);

$a_{\Phi_{i \text{ inf}}}$ – початковий нахил світлової кривої фотосинтезу для i -го органа ураженої рослини, мг·СО₂/(дм²·год)/(Вт·м²).

При захворюванні знижується стійкість рослин до несприятливих факторів зовнішнього середовища, максимум температурної кривої

фотосинтезу уражених інфекцією рослин зсуюється убiк бiльш низьких температур. Тодi вплив температури повітря на фотосинтез хворої рослини можна описати виразом

$$\Psi_{\Phi_{\text{inf}}}^j = 0,2 \frac{T_d^i - T_{d_0}}{T_{d_{\text{opt}}} - T_{d_0} - \Delta T_{\text{inf}}} \left[6 - \left(\frac{T_d^i - T_{d_0}}{T_{d_{\text{opt}}} - T_{d_0} - \Delta T_{\text{inf}}} \right)^5 \right], \quad (23.20)$$

де ΔT_{inf} – температурна поправка, яка враховує зміну рівня оптимальної для фотосинтезу температури повітря при ураженні рослини інфекцією, °С.

Починаючи з моменту зараження інтенсивність дихання уражених тканин значно змінюється. Зниження інтенсивності дихання моделюється за рахунок зниження дихання росту і дихання підтримки. Дихання хворої рослини R_{inf} описується таким рівнянням

$$R_{\text{inf}} = \alpha_{R_{\text{inf}}} R, \quad (23.21)$$

де $\alpha_{R_{\text{inf}}}$ – онтогенетична крива дихання хворої рослини, безрозмірна.

Ушкодження рослин хворобами призводить до зменшення площі асимілюючої поверхні і зниження кількості функціонуючої біомаси, що можна описати такими рівняннями:

$$L_{i \text{ inf}}^j = L_i^{j-1} k_{\text{inf}}^j, \quad (23.22)$$

$$\tilde{m}_{i \text{ inf}}^j = m_i^{j-1} k_{\text{inf}}^j, \quad (23.23)$$

де $L_{i \text{ inf}}$ – відносна площа асимілюючої поверхні i -го органа хворої рослини, м/м²;

$\tilde{m}_{i \text{ inf}}$ – функціонуюча біомаса i -го органа хворої рослини, г/м²;

k_{inf} – параметр, яка характеризує ступінь ураження рослин, безрозмірний.

Зниження показників фотосинтетичної діяльності в рослини при захворюванні закономірно призводить до зниження урожаю.

Частина VII

АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ УМОВИ ТА ПРОДУКТИВНІСТЬ СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКОГО ВИРОБНИЦТВА

Розділ 24

АГРОМЕТЕОРОЛОГІЧНІ УМОВИ І СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКІ КУЛЬТУРИ

24.1. Зернові культури

В Україні перше місце за площею посіву і валових зборах зерна займає озима пшениця. Значну частку займають основні зернофуражні культури – ярий ячмінь і кукурудза.

Основними зонами виробництва зерна в Україні є Степ і Лісостеп, на частку яких у середньому припадає відповідно 46 і 40 % валових зборів зерна. Основними зерновими культурами у Степу і Лісостепу є озима пшениця, ярий ячмінь і кукурудза, у Поліссі – озима пшениця, ярий ячмінь і озиме жито.

Потенціал продуктивності сучасних сортів зернових культур перевищує 70–80 ц/га, а озимої пшениці – 100 ц/га, але рівень реалізації його в умовах виробництва значно нижчий. Часто ріст урожайності відстає від затрат на виробництво зерна і ефективність затрачених засобів нижче від запланованої.

Найвищої урожайності зернових у середньому досягнуто у Лісостепу – 34 ц/га, в тому числі озимої пшениці – 41,8, ярого ячменю – 31,7 ц, кукурудзи – 39,5, вівса – 27,1 ц/га (1986 – 1990 рр.).

Озима пшениця (*Triticum*). Основною зерновою культурою в Україні є озима пшениця. У Степу, особливо в південних і центральних його районах, немає культури, рівною їй за продуктивністю. У Лісостепу озима пшениця за продуктивністю не має безумовної переваги порівняно з іншими культурами, зокрема у північних і західних районах. У Поліссі озиму пшеницю розміщують на родючіших ґрунтах.

Насіння озимої пшениці починає проростати при температурі 1...2 °С, але для дружного проростання і появи сходів оптимальною вважається температура 15...20 °С (табл. 24.1). За такої температури і хорошої вологості орного шару ґрунту масові сходи звичайно з'являються через 7–9 днів після сівби. Температура вище 28 °С несприятлива для проростання насіння. При запасах продуктивної вологи в орному шарі ґрунту менш 5 мм сходи не з'являються.

Таблиця 24.1 – Температурні показники росту і розвитку основних польових сільськогосподарських культур
(А.І. Коровін, 1984)

Культура	Проростання насіння				Поява сходів		Інтервал активного росту і формування високого урожаю	Відношення до весняних і літніх заморозків		
	інтервал найбільшої схожості	Мінімальна	оптимальна	максимальна	мінімальна	оптимальна		переносяться без видимих ушкоджень	ушкоджуються	Гинуть
Озима пшениця	2...30	0 (4)	22...28	34...38	4...5	15...20	8...23	В.: до -8 Л.: до -2	-9...-10 -3...-4	-10...-12 -5
Озиме жито	2...30 (26) 4...30 (26) 8...30 (26)	0 (2)	22...28	34...38	4...5	15...20	7...23	В.: до -8 Л.: до -2	-9...-10 -3...-4	-10...-12 -5
Яра пшениця	2...30 (26) 4...30 (26) 8...30 (26)	0 (5)	22...32	36...38	4...5 5...10	15...20 20...25	10...23	До -4	-5...-8	-9...-10
Ярий ячмінь	2...30 (26) 4...26 (30) 8...26 (30)	0 (2)	20...30	34...38	4...5	15...22	10...23	До -5	-6...-8	-9...-11
Овес	4...30 8...30 (26)	0 (3)	22...30	34...38	4...5	15...18	10...23	До -5	-6...-8	-9...-11
Кукурудза	20...36	8(10...12)	28	40	10...12	18...30	15...30	До -0,5	-4...-2	-3...-4
Просо	18(26)...40(30)	8(10...12)	25...30	40...41	12...15	20...30	15...30	До -2	-2...-4	-5...-6
Гречка	6(10)...32(26)	4(6...8)	18...26	34...36	10...12	15...22	15...22	До -2	-3...-4	-5...-6
Горох	8(18)...34(24)	0 (3)	22...30	34	4...5	15...25	10...20	До -3	-4...-5	-6...-7
Соя	20...36 (34...38)	8...10 (4...8)	20...34	33...40	6..7	12...16	15...20	До -0,5	-1...-2	-3...-4
Сочевиця		0 (3)	20	34	4...5	10...25	12...25	До -3	-4...-5	-6...-8
Льон		0...2	12...16	38	2...3	15...20	10...25	До -4	-5...-6	-7...-9

Є.С. Улановою встановлено, що найменша тривалість періоду посів – сходи (5–7 днів) спостерігається при запасах продуктивної вологи в орному шарі ґрунту від 30 до 60 мм і температурі повітря вище 14 °С. При зменшенні запасів вологи до 15 мм сходи з'являються через 12 днів, а при зменшенні запасів вологи до 6–7 мм сходи з'являються через 20–25 днів. При зниженні температури повітря до 10 °С сходи з'являються через 10–12 днів, а при 7...8 °С – через 17–20 днів.

При достатньому зволоженні ґрунту сходи озимої пшениці з'являються при нагромадженні від посіву суми ефективних температур повітря (вище 5 °С) рівній 67 °С .

Швидкість настання фази початку кушіння озимої пшениці, також знаходиться в тісній залежності від температури повітря і зволоження ґрунту. Якщо зволоження орного шару ґрунту хороше (більше 30 мм продуктивної вологи), кушіння озимої пшениці починається при нагромадженні від фази сходів суми ефективних температур (вище 5 °С), також рівній 67 °С. Найменша тривалість періоду сходи – кушіння (8–10 днів) спостерігається при запасах вологи 30–50 мм у шарі ґрунту 0–20 см і температурі повітря 13...18 °С. При такій же температурі, але при зменшенні запасів вологи до 15 мм, період від сходів до кушіння збільшується до 16–18 днів, а при зменшенні запасів вологи до 6–8 мм кушіння настає тільки через 25–30 днів.

Найбільш сприятлива для кушіння озимої пшениці температура повітря 9...12 °С, а при температурі 1...3 °С кушіння припиняється. При запасах продуктивної вологи більш 20 мм в орному шарі ґрунту кушіння йде найбільше інтенсивно.

Активна вегетація озимої пшениці припиняється після переходу температури повітря восени через 5 °С (у сторону зниження). Однак у південних районах країни перехід від осені до зими відбувається повільно і кушіння пшениці продовжується в період від дати переходу температури повітря через 5 °С до дати переходу її через 3 °С. Під час тривалих і інтенсивних відлиг також можливе подовження періоду кушіння рослин. За сприятливих умов озима пшениця оптимальних термінів сівби формує до кінця осені 3–6 пагонів на одній рослині.

Після весняного відновлення вегетації озима пшениця продовжує кущитися при температурах від 3...5 °С до 12...15 °С. Висока температура у весняний період і нестача вологи у ґрунті погіршують весняне кушіння пшениці.

Після закінчення кушіння кількість пагонів у посіві, так само як і кількість квіток і колосків у конусі наростання (колосі), зменшується за рахунок редукції асинхроннорозвинутих колосків, квіток і пагонів. Це явище цілком закономірне, але ступінь редукції залежить як від біології сорту, так і від умов використання факторів життя рослин, що складаються в агрофітоценозі. Це призводить до того, що частка

пагонів різних порядків у посіві змінюється; рівень продуктивності агрофітоценозу є інтегруючим показником співвідношення різноякісного продуктивного колосся.

Оптимальна кількість стеблин, яка забезпечує продуктивність агрофітоценозу озимої пшениці на рівні 70–80 ц/га, за даними досліджень становить 470–600 шт/м² посіву. Так, в умовах 1987 р. сорт озимої пшениці Поліська 87 сформував урожай 113 ц/га при 610 шт продуктивних пагонів на 1 м² посіву; а урожайність 102–105 ц/га Миронівська 61 забезпечила при наявності 700 колосків на 1 м² посіву, Донська напівкарликова – при 610, а Одеська 51 – при 533 шт/м². У той же час урожайність на рівні 66–75 ц/га була одержана при такій же (690–530 шт.) кількості продуктивних пагонів.

В умовах, також високоурожайного, 1993 року одержано урожай на рівні 90–100 ц/га при інтенсивній технології вирощування, коли кількість продуктивних пагонів залежно від сорту варіювала від 750 шт./м² у сорту Скіфянка до 550 шт./м² у Мирлебена. Але при густоті 500–600 шт/м² продуктивного колосся в гірших моделях технології одержано тільки 42–58 ц/га. При цьому у високопродуктивних агрофітоценозах за період з VI по XI етап органогенезу редукція пагонів становила 790–940 шт/м².

У чорноземних районах, де тепла буває достатньо, запаси продуктивної вологи у метровому шарі ґрунту навесні визначають майбутні умови формування урожаю. За даними Є.С. Уланової, хорошими весняними запасами продуктивної вологи в метровому шарі ґрунту є 150–200 мм, задовільними – 120–150 мм, недостатніми – 100–120 мм і поганими – менше 100 мм (рис. 24.1).

В період від виходу в трубку до колосіння в озимої пшениці виявляється найбільша потреба у волозі внаслідок інтенсивного росту (табл. 24.2). Найбільш високі урожаї озимої пшениці спостерігаються в роки, коли в цей період запаси продуктивної вологи в метровому шарі ґрунту складають 100–125 мм. При невеликих запасах продуктивної вологи в ґрунті навесні урожайність озимої пшениці в значній мірі залежить від опадів. Кількість опадів у травні від 40 до 80 мм забезпечує при цьому хороші умови для формування урожаю озимої пшениці. Сприятливою для формування великого колосся з багатоквітковими колосками є температура від 15 до 20 °С.

У період цвітіння і дозрівання збільшуються вимоги рослин до тепла. Однак при високій температурі (вище 40 °С) в період цвітіння різко знижується життєздатність пилка, що призводить до зниження урожаю. Мінімальною температурою для цвітіння вважається 6...7 °С. При зниженні відносної вологості повітря до 30 % і нижче, підвищенні температури до 25 °С и вище і швидкості вітру 5 м/с і більше (при недостатці вологи в ґрунті) відзначається пожовтіння, скручування і

підсихання листків, шуплість зерна і череззерниця. За даними С.А. Веріго, запаси продуктивної вологи в метровому шарі ґрунту 40 мм і більше в середньому за період цвітіння – початок воскової стиглості сприяють формуванню добре виповненого зерна, а при вологозапасах менше 10 мм налив зерна припиняється і воно починає підсихати.

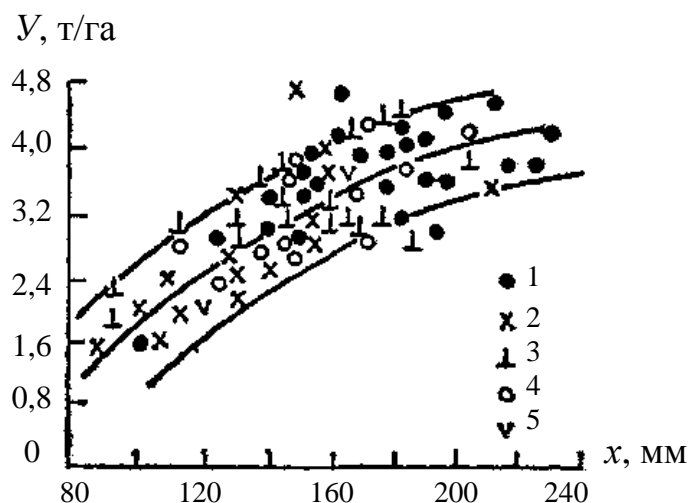


Рис. 24.1 – Залежність урожайності озимої пшениці U сорт Безоста 1 від весняних запасів вологи у метровому шарі ґрунту весною (Є.С. Уланова, 1975).

Кількість пагонів на 1 м^2 восени більше 1000: попередники: 1 – чорний пар, 2 – кукурудза, 3 – озима пшениця, 4 – горох, 5 – соняшник.

Таблиця 24.2 – Показники оцінки запасів продуктивної вологи метрового шару ґрунту в основні періоди весняно-літньої вегетації озимої пшениці в чорноземних районах (Є.С. Уланова, 1988)

Період	Запаси продуктивної вологи, мм			
	Хороші	задовільні	недостатні	погані
Відновлення вегетації	150–200	120–150	100–120	< 100
Вихід в трубку	140–180	100–140	80–100	< 80
Колосіння	80–140	60–80	40–60	< 40
Налив зерна	80–100	40–80	30–40	< 25

Вимоги до світла змінюються в залежності від фази розвитку рослин. В цілому тривалість вегетаційного періоду скорочується в умовах довгого дня. Загальна тривалість вегетаційного періоду озимої пшениці,

включаючи зимовий період, в залежності від сорту й агрометеорологічних умов коливається від 275 до 330 днів.

Озима пшениця добре використовує осінню і весняну вологу і урожайність її в значно меншому ступені, ніж ярих зернових культур, залежить від весняно-літніх опадів. У неї розвивається могутня коренева система, яка глибоко проникає в ґрунт, у зв'язку з чим вона менше страждає від посух і суховіїв. Посів восени і більш ранне (на 7–10 днів) збирання озимої пшениці в порівнянні з ярицею дозволяє повніше і більш рівномірно використовувати працю і засоби виробництва.

Озиме жито (*Secale, cereale*) В Поліссі озиме жито розміщують переважно на піщаних, супіщаних землях, тому урожайність його нижча, ніж пшениці. В однакових умовах жито дає вищі і стійкіші урожаї за роками. На Глухівській сортодільниці у 1985 – 1990 рр. урожайність озимої пшениці становила 43,8 ц/га, а жита – 46,9 ц/га, на Ямпільській Сумської області – 24,1 і 29,4 ц/га, Любешівській Волинської області – 27,3 і 30,7 ц/га, Дубровицькій Рівненської області – 21,8 і 30,2 ц/га відповідно.

На лівобережній частині Лісостепу після непарових попередників озиме жито, як менш вибаглива до умов вирощування культура, забезпечує також вищі урожаї порівняно з озимою пшеницею. На Миргородській сортодільниці Полтавської області у середньому за п'ять років урожайність його становила 44,7 ц/га, а пшениці – 42,1 ц/га, на Куп'янській Харківської області – відповідно 33 і 31,5 ц/га, Лебединській Сумської – 50 і 47,8 ц/га.

Отже, підвищення питомої ваги озимого жита в озимому кліні на Поліссі до 60 % і в лівобережному Лісостепу до 10–15 % замість існуючої відповідно 40 і 6 % буде сприяти збільшенню валового збору зерна продовольчих культур і стабілізації його виробництва за роками, більш повному забезпеченню населення житнім хлібом.

Розширення посівів озимого жита як більш морозостійкої та посухостійкої і менш вибагливої до інших умов вирощування культури порівняно з пшеницею диктується екологічними і економічними міркуваннями. Адже озима пшениця стала дуже уражуватись корневими гнилями, септоріозом, борошнистою росою та іншими хворобами і без застосування фунгіцидів практично не можна одержувати навіть задовільних урожаїв. Крім того, жито потребує менше мінеральних добрив, зокрема азотних.

Насіння жита при наявності вологи в ґрунті починає проростати при температурі 1...2 °С. Оптимальна температура для їхнього проростання 22...28 °С. Дружні сходи озимого жита з'являються через 6–8 днів після посіву при температурі 15...20 °С та хорошій вологозабезпеченості.

Найменша тривалість періоду від сходів до кушіння (до 10 днів) спостерігається за температури вище 13 °С і запасах продуктивної вологи в орному шарі ґрунту більше 30 мм. Тривалість цього періоду збільшується до 15–20 днів при температурі 9...11 °С і достатніх запасах вологи або

температурі вище 13 °С, але знижених запасах вологи в орному шарі ґрунту від 15 до 20 мм.

Озиме жито добре кущиться при середній добовій температурі повітря близько 12 °С, хоча слабке кущіння може продовжуватися і при температурі близько 5 °С. При наявності достатніх запасів вологи у ґрунті від посіву до появи трьох пагонів кущіння необхідна сума ефективних температур 200 °С, а до появи шести пагонів кущіння – 300°С.

Весняне відновлення вегетації озимого жита відбувається при температурі повітря 5 °С. У період виходу в трубку сприятлива середня добова температура повітря 11...12 °С. У період колосіння хороші умови створюються при температурі 14...15 °С, а для цвітіння і дозрівання необхідна температура 16...17 °С і вище. Озиме жито відноситься до числа порівняно засухостійких культур, що пояснюється хорошим розвитком його кореневої системи. Найбільша витрата вологи посівів озимого жита відзначається в період швидкого росту рослин – від виходу в трубку до колосіння. Недостача вологи в цей період викликає утворення дрібного і малопродуктивного колосся.

За даними М.С. Кулика в нечорноземних районах найбільші урожаї озимого жита спостерігаються при температурі повітря 15...17 °С і сумі опадів більше 80 мм за три декади після колосіння (рис. 24.2). Тривалість вегетаційного періоду озимого жита коливається в залежності від сорту, агрометеорологічних умов і районів вирощування від 270 до 350 днів.

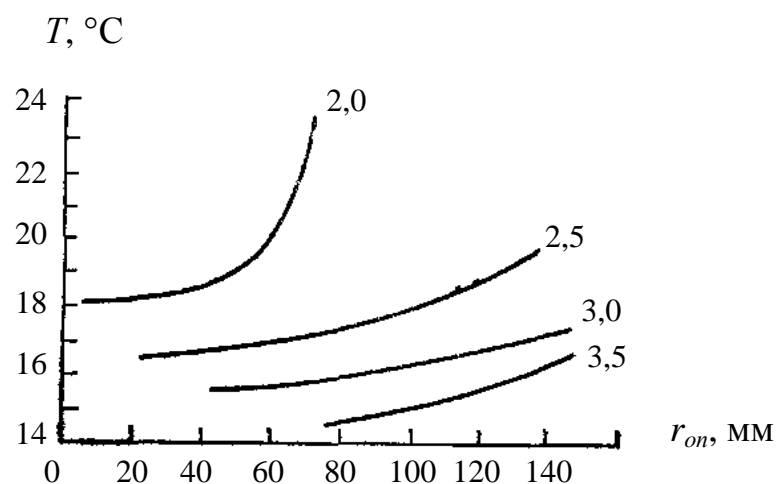


Рис. 24.2 – Зв'язок урожайності озимого жита (т/га) з опадами r_{on} та середньою температурою повітря T за три декади після колосіння (М.С. Кулик, 1966).

Яра пшениця (яриця). Для стабілізації виробництва зерна пшениці, як основної продовольчої культури, недосіяні з тієї чи іншої причини восени площі озимої пшениці і загиблі в зимово-весняний період посіви озимини

необхідно займати ярою пшеницею. Враховуючи це, у кожному господарстві площі посівів ярої пшениці повинні бути такими, які забезпечили б виробництво страхових фондів її насіння.

Проростання насіння ярої пшениці починається при 1–2 °С, а поява сходів можлива при 4–5 °С, тому висівається вона в самі ранні терміни. Насіння пшениці, яке набрякло і наклонулось, може без ушкоджень переносити короточасні зниження температури до –10...–13 °С. При температурі ґрунту на глибині закладення насіння 5 °С сходи з'являються на 20-й день, при 10 °С – на 9-й день, при 15 °С – на 7-й день. Сходи пшениці переносять заморозки до –6...–8 °С.

Оптимальні умови зволоження на перших етапах розвитку рослин створюються при запасах продуктивної вологи в орному шарі ґрунту від 30 до 40 мм.

При хорошій вологозабезпеченості початок кушіння ярої пшениці спостерігається при нагромадженні після сходів суми ефективних температур (вище 5 °С) 67 °С.

Хороші умови для кушіння рослин створюються при температурі повітря 13...18 °С. У районах з посушливою весною і вологим літом після опадів нерідко розвиваються пізні пагони кушіння – підгони, зерно яких найчастіше не визріває, тоді як зерно головних пагонів досягає повної стиглості.

Недостача вологи в ґрунті після виходу в трубку призводить до зменшення кількості розвинутих і збільшенню неплідних колосків. Оподи, що випадають згодом навіть рясні, не можуть виправити стан посівів. Запаси продуктивної вологи в метровому шарі ґрунту в цей період менше 80 мм не забезпечують нормальний розвиток рослин.

Яра пшениця – рослина довгого дня. Після виходу в трубку в ярої пшениці починають виявлятися сортові розходження за вимогою до тепла. Так, для проходження періоду від виходу в трубку до колосіння різних сортів потрібна сума ефективних температур (вище 5 °С) 283–400 °С, а від колосіння до воскової стиглості 450–540 °С.

В період колосіння і молочної стиглості для росту і розвитку рослин найбільш сприятливою вважається температура 16–23 °С.

В період від появи сходів до виходу в трубку ушкодження заморозками –5...–7 °С призводить до зниження урожаю на 10–30 % і подовження періоду вегетації від 2 до 8 днів (табл. 24.3).

В період цвітіння і наливу зерна яра пшениця ушкоджується заморозками –1... –2 °С. Після настання воскової стиглості насінні якості зберігаються і при заморозках –5... –7 °С.

Ґрунтова й атмосферна посухи в період колосіння – молочна стиглість різко знижують урожай. Якщо в період інтенсивних суховіїв запаси продуктивної вологи в орному шарі ґрунту знижуються до 10 мм, а в

метровому – до 30 мм і менше, те спостерігається сильне зів'янення, пожовтіння і передчасне відмирання листків, а також припинення росту рослин. Найбільш сприятливими для рослин у цей період є запаси продуктивної вологи у ґрунті в межах 70–75 % найменшої вологомісткості. При зниженні відносної вологості повітря до 10–12 % і температурі 40...42 °С навіть на зрошуваних посівах зерно може дозріти передчасно і бути щуплим.

Таблиця 24.3 – Післядія весняних заморозків на урожайність і тривалість вегетаційного періоду основних польових культур (А.І. Коровін, 1984)

Культура	Період відростання озимих и появи сходів у ярих культур			Період від куціння до виходу в трубку або утворення 2-3 листків у незлакових культур	
	інтенсивність заморозку °С	зменшення урожаю, %	збільшення вегетаційного періоду, дні	зменшення урожаю, %	збільшення вегетаційного періоду, дні
Озима пшениця	-8...-10	10-25	від 3 до 6	10 – 30	4-8
Озиме жито	-8...-10	10-25	від 3 до 5	10-30	4-8
Яра пшениця	-5...-7	10-25	від 2 до 5	15-30	4-8
Ярий ячмінь	-6...-8	10-20	від 2 до 5	12-25	4-7
Овес	-6...-8	10-20	від 2 до 5	20-50	4-6
Кукурудза	-1...-2	10-25	від 5 до 8	20-50	8-15
Гречка	-3...-4	10-30	від 5 до 8	20-50	8-12
Горох	-4...-5	10-30	від 4 до 7	15-40	5-10
Соя	-1...-2	10-20	від 4 до 7	15-30	5-10
Сочевиця	-4...-5	10-20	від 4 до 6	15-30	5-8
Люпин	-4...-5	10-20	від 2 до 6	15-30	5-8
Льон	-5...-6	10-30	від 2 до 5	10-30	5-10

При наливі зерна у вологу і дощову погоду може спостерігатися явище "стікання" – вимивання розчинних органічних і мінеральних речовин із зерна опадами, що викликає щуплість зерна і відчутно знижує урожай. Щуплість зерна може також відмічатись при наливі зерна у вологу погоду внаслідок розвитку грибкових хвороб, особливо іржі.

Споживання вологи по фазах розвитку ярої пшениці розподіляється приблизно так: у період сходів 5–7 %, у фазу куціння 15–20 %, при виході

рослин у трубку і колосінні 50–60 %, у фазу молочної стиглості 20–30 % і в період воскової стиглості 3–5% від загального споживання вологи за весь вегетаційний період. Тривалість вегетаційного періоду ярої пшениці коливається від 90 до 120 днів у залежності від сорту і кліматичних умов.

Ячмінь (*Hordeum, sativum*) У південному і центральному Степу другим за продуктивністю і посівними площами після озимої пшениці є ярий ячмінь. Так, на Мелітопольській сортодільниці (1985–1990 рр.) урожайність ярого ячменю в середньому становила 40,5 ц/га, Розівській Запорізької області – 33,5 ц/га, Новотроїцькій – 31,5 ц/га і Нижньосірогозькій Херсонської області – 30,7 ц/га, Бородинській Одеської області – 32,8 ц/га. Він також використовується як страхова культура на випадок пересіву озимих культур. Тому від урожайності цих культур залежить виробництво зерна. Збільшення посівних площ озимого ячменю, який після непарових попередників переважає озиму пшеницю за урожайністю, стримується відсутністю добрих попередників і частими посухами у період сівби, що не дозволяє одержувати нормальні сходи.

У західних районах Лісостепу ярий ячмінь перевершує за урожайністю озиму пшеницю, і в структурі посівних площ зернових культур він займає перше місце (40 %). Тут вирощуються високоякісні пивоварні сорти, які дають великі прибутки господарствам. Крім того, вирощування ячменю відповідає спеціалізації господарств на виробництві продукції тваринництва.

У правобережних районах Лісостепу ярий ячмінь перевищує за продуктивністю озиму пшеницю, розміщену після непарових попередників, тому його посівні площі в зерновому кліні слід довести до 30–35 %. На Лівобережжі Лісостепу ярий ячмінь за продуктивністю поступається озимій пшениці. Розміщують його переважно після цукрових буряків і кукурудзи на зерно, після яких пшеницю не сіють.

Насіння ячменю починає проростати при температурі 1–2 °С. Сходи його з'являються при середній добовій температурі повітря 8–10 °С на 12–17-й день, а при 16–18 °С – на 6–7-й день. Сходи ячменю починають ушкоджуватися заморозками –7...–8 °С.

При хорошій вологозабезпеченості куціння ярого ячменю починається при нагромадженні суми ефективних температур (вище 5 °С) від посіву 134 °С. Запаси продуктивної вологи у метровому шарі ґрунту навесні більше 160 мм сприяють одержанню високих урожаїв, а менше 80 мм є недостатніми.

Ячмінь відноситься до рослин довгого дня і при укороченому світловому дні його колосіння затримується. Колосіння ячменю починається при нагромадженні суми ефективних температур після виходу в трубку близько 330 °С, а для періоду колосіння – воскова стиглість потрібно 400 °С.

Сприятливими для формування урожаю ячменю в період колосіння є запаси продуктивної вологи в метровому шарі ґрунту від 110 до 130 мм. Підвищення середньої добової температури повітря понад 23 °С в цей період несприятливо позначається на урожайності ячменю. У той же час температури 38–40 °С і вище в період наливу зерна ячмінь виносить краще, ніж пшениця.

Квітки і зав'язі ячменю ушкоджуються заморозками –1...–2 °С, а в період наливу зерна небезпечними є заморозки –1,5...–4 °С.

Ячмінь вважається однією з найбільш засухостійких зернових культур. По стійкості до "захоплення" і "запалу" зерна під дією суховіїв він стоїть на першому місці серед хлібних злаків. У той же час, будучи скоростиглою культурою, ярий ячмінь рідше попадає під вплив посух і суховіїв. Тривалість вегетаційного періоду ярого ячменю в залежності від сорту й агрометеорологічних умов коливається від 80 до 115 днів.

Овес (*Avena sativa*) Цінною фуражною, а також дієтичною культурою є овес. Нові сорти сприяють значному підвищенню його урожайності. Здебільшого овес висівають у Поліссі, де його розміщують, як і жито, на менш родючих піщаних ґрунтах. Проте, незважаючи на це, він тут перевершує за продуктивністю ячмінь, який висівають на більш родючих землях. Так, у 1992 р. у Житомирській області вівса зібрали по 40,5 ц/га, а ячменю – по 39,7 ц/га. У 1985–1990 рр. на Іванківській сортодільниці Київської області урожайність вівса становила 35,4 ц/га, а ячменю – 30,4 ц/га, Дубровицькій Рівненської області – відповідно 31,8 і 30 ц/га, Стрийській Львівської області – 45,2 і 38,9 ц/га, Славутській Хмельницької області – 50,8 і 49,7 ц/га.

У Лісостепу і Степу в однакових умовах овес також не поступається за продуктивністю ячменю і має перспективу на розширення посівних площ, як більш посухостійка культура.

Насіння вівса починає проростати при температурі 2–3 °С, тому висівають його в можливо ранній термін, Сходи вівса переносять короткочасні весняні заморозки –8... –9 °С. В період від сходів до кушіння найбільш сприятливою є температура від 15 до 18 °С.

При хорошій вологозабезпеченості від посіву до кушіння сума ефективних температур (вище 5 °С) повинна складати 134 °С. Овес є вологолюбною рослиною і не боїться перезволоження ґрунту.

Викидання волоті вівса настає після нагромадження суми ефективних температур від виходу в трубку 378 °С. Період від виходу в трубку до викидання волоті є критичним стосовно вологи. В міру розвитку рослин їхня стійкість до низьких температур зменшується і в період цвітіння можливі ушкодження заморозками –1...–2 °С.

Для цвітіння вівса найбільш сприятливою є помірно волога погода (при температурі 18–20 °С). Високі температури (38–40 °С) і літні посухи

овес переносить гірше ярої пшениці і ячменю і більше їх страждає від "захоплень" і "запалів".

Овес відноситься до рослин довгого дня, тривалість його вегетаційного періоду досягає від 90 до 129 днів.

Кукурудза (*Zea mays*). Найбільш високий біокліматичний потенціал для виробництва кукурудзи мають Північний Степ і Лісостеп. Сума активних температур, тривалість вегетаційного періоду в районах Північного Степу дозволяють вирощувати середньоранні, середньостиглі та середньопізні гібриди, у південному і центральному Лісостепу – середньостиглі, у північних і західних районах – ранні та середньоранні.

У цих зонах виробництво кукурудзи має велику перспективу. На сортодільницях, де рівень інтенсифікації рільництва високий, урожайність її зерна майже удвічі більша, ніж у господарствах.

На сортодільницях північного Степу у 1985–1990 рр. урожайність кукурудзи на всій площі становила в середньому 54,3 ц/га, у Лісостепу— 59,8 ц/га, або відповідно на 17–22 ц/га вище ярого ячменю. Таким чином, в цих зонах доцільно сконцентрувати виробництво зерна кукурудзи, довести її питому вагу у зерновому кліні до 20–25 %, а то й більше.

У західному Лісостепу кукурудза також забезпечує високі урожаї. На Радехівській сортодільниці Львівської і Торчинській – Волинської областей у середньому за 1985–1990 рр. зібрано по 62 ц/га. Але перш ніж розширювати її посіви, слід здійснити комплекс заходів щодо різкого підвищення урожайності. Є всі можливості збільшити продуктивність кукурудзи у цій зоні вдвічі, збирати по 50–60 ц/га зерна, інакше вирощування її буде неефективним. І тільки при досягненні такого рівня урожайності можна поступово розширювати площі її посіву.

Кліматичні умови південних і центральних районів Степу в зв'язку з обмеженими запасами вологи у ґрунті, частими ґрунтовими і повітряними посухами не сприятливі для вирощування кукурудзи на неполивних землях. Тому продуктивність кукурудзи тут часто нижча (на 10–13 ц/га), ніж ярого ячменю.

Насіння кукурудзи починає проростати при температурі близько 8°C. Однак при такій температурі проростання йде дуже повільно, проростки загнивають і посіви зріджуються. Ю.І. Чирковим встановлено, що при запасах продуктивної вологи більше 15 мм у шарі ґрунту 0–10 см і температурах 11–12 °C сходи кукурудзи з'являються через 20–25 днів, а при 18–22 °C – через 6–8 днів. При закладенні насіння на глибину 4 см сходи кукурудзи з'являються при нагромадженні суми ефективних температур 83 °C (вище 8 °C). Ця сума ефективних температур збільшується на 7 °C на кожен сантиметр поглиблення при посіві насіння на глибину від 4 до 12 см. При запасах продуктивної вологи менше 8 мм у шарі ґрунту 0–10 см тривалість періоду від посіву до сходів майже подвоюється, відповідно зростає і необхідна сума ефективних температур.

Весняні заморозки до $-2... -3$ °C ушкоджують сходи. На тривалість періоду від посіву до сходів сортів розходження помітного впливу не чинять.

Рівень температури визначає терміни появи чергових листків кукурудзи, а розходження в тривалості періоду утворення листків між ранньостиглими і пізньостиглими сортами досягає 20–30 днів. За даними Ю.І. Чиркова, нижня межа температури в період утворення листків близька до 10 °C. З підвищенням середньої добової температури повітря від 10 до 20 °C швидкість утворення листків й інтенсивність нагромадження рослинної маси збільшується. З підвищенням температури вище 20 °C темпи розвитку рослин починають зменшуватися, а при середній добовій температурі вище 26–28 °C розвиток кукурудзи не прискорюється. У цих випадках зростає значення баластних, які не прискорюють розвиток рослин, температур. При температурах 33–36 °C приріст зеленої маси кукурудзи припиняється.

Черговий листок кукурудзи з'являється при нагромадженні суми ефективних температур 30 °C (вище 10 °C). У південних районах для появи нового листка потрібна більша сума ефективних температур, тому що в жаркі дні кукурудза використовує тепло менш ефективно через баластні температури. Ранньостиглі сорти кукурудзи утворюють 11–12 листків і тому потребують менше тепла, ніж пізньостиглі, які утворюють 19–21 листків.

Вологість ґрунту істотно впливає на нагромадження рослинної маси, але на швидкість розвитку рослин вона має слабкий вплив. Помітне гальмування швидкості розвитку відзначається тільки при зменшенні запасів продуктивної вологи в метровому шарі ґрунту нижче 40 мм. Подальше зменшення запасів вологи у ґрунті затримує викидання волоті кукурудзи на 4–6 днів.

Оптимальні умови для формування урожаю зеленої маси кукурудзи створюються при середній декадній температурі повітря 20–24 °C і запасах продуктивної вологи 35–45 мм в орному шарі підзолистих ґрунтів і 60–70 мм у півметровому шарі чорноземних ґрунтів (рис. 24.3).

Завдяки низькому транспіраційному коефіцієнту (280–350) кукурудза ощадливо використовує ґрунтову вологу на формування урожаю. Однак сумарна витрата її за окремі міжфазні періоди та вегетаційний період в цілому значна в зв'язку з великою масою урожаю.

При оптимальному зволоженні середньодобові величини сумарного випаровування за окремі міжфазні періоди становлять:

- 1) сходи – 8-й листок – 1,0...3,3 мм;
- 2) 7–8-й листок – 15–16-й листок – 2,5...4,9 мм;
- 3) 15–16-й листок – цвітіння волоті – 4,9...7,3 мм;
- 4) цвітіння волоті – формування зерна – 4,3...7,4 мм;
- 5) формування зерна – молочно-воскова стиглість – 3,1...6,1 мм;
- 6) молочно-воскова стиглість – повна стиглість – 1,2...3,6 мм.

Встановлено, що сумарне водоспоживання кукурудзи за вегетацію в незрошуваних умовах досягає 300–400 мм, а при зрошенні – 450–500 мм.

Критичний до вологи період у кукурудзи починається за 10 днів до викидання волоті і триває близько 30 днів. Недостача вологи в цей період різко знижує урожай.

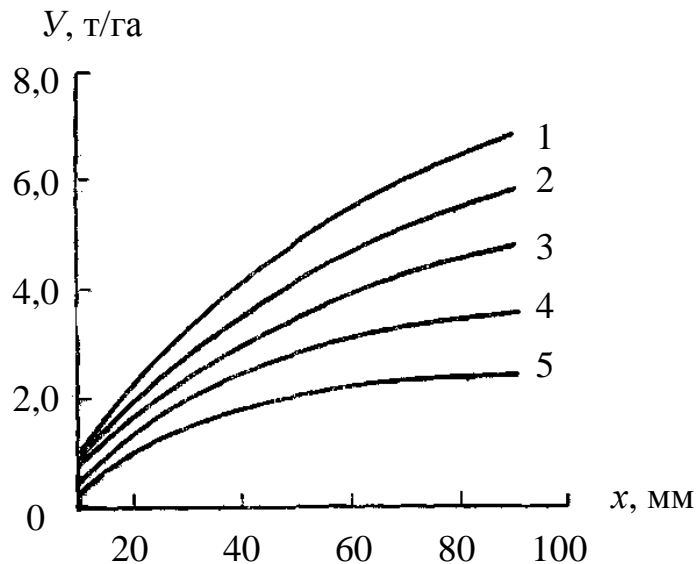


Рис. 24.3 – Залежність урожаю зерна кукурудзи U від запасів продуктивної вологи x на фазу викидання волоті при різних площі листкової поверхні (Ю.І. Чирков, 1969)
Площа листкової поверхні: 1) 30 тис. м²/га; 2) 25 тис. м²/га; 3) 20 тис. м²/га; 4) 15 тис. м²/га; 5) 10 тис. м²/га.

Після викидання волоті вплив сортових особливостей на швидкість розвитку кукурудзи проявляється менше, ніж у період утворення листків. При підвищенні температури повітря вдень до 30–35 °С, низькій відносній вологості і запасах продуктивної вологи менше 20–30 мм у шарі ґрунту 0–50 см в період після викидання волоті значно знижується кількість зерен у качані.

Найбільш сприятливі умови для наливу зерна складаються при середній добовій температурі повітря від 20 до 24 °С і запасах продуктивної вологи 60–70 мм і більше у півметровому шарі ґрунту. Осінні заморозки –2...–3 °С ушкоджують листки, а качани в період молочно-воскової стиглості можуть переносити заморозки до –4... –5 °С.

Тривалість вегетаційного періоду кукурудзи в залежності від сорту й агрометеорологічних умов коливається від 90 до 160 днів. Кукурудза є світлолюбною рослиною і вимагає інтенсивного сонячного освітлення. Дуже висока щільність посівів призводить до зниження урожаю зерна. Найбільші урожаї зерна кукурудзи спостерігаються при листковій поверхні 30–35 тис. м²/га.

Кукурудза відноситься до порівняно засухостійких культур, на утворення одиниці сухої речовини вона споживає менше води, ніж ярі зернові культури. Однак на одиницю площі кукурудза вимагає вологи більше, ніж інші зернові культури, у зв'язку з її більш високими урожаєми.

Кукурудза дуже чутлива на зрошення. Якщо вологість ґрунту під час росту і розвитку кукурудзи підтримується на рівні 70–80 % найменшої вологомісткості, то урожаї зерна в степовій зоні збільшуються в 3–3,5 рази в порівнянні з посівами, що знаходяться в умовах природного зволоження.

Просо (*Panicum*). Площі його посіву невеликі – в межах 200–250 тис. га. В основному вони розміщені у Степу і Лісостепу. Урожайність дуже низька – 14–16 ц/га і тільки в окремі найбільш сприятливі за погодними умовами роки вона дещо вища. Рівень виробництва проса не забезпечує потреби у пшоні. У науково-дослідних установах, на сортодільницях, де дотримуються елементарних умов технології, в основному борються з бур'янами як хімічними, так і агротехнічними заходами, урожайність його становить 30–40 ц/га, а в кращі роки вона досягає 50 ц/га. Це вказує на те, що валовий збір зерна проса можна збільшити в 2–2,5 рази без розширення посівних площ і повністю задовольнити потреби населення у пшоні.

Просо належить до теплолюбних рослин короткого дня. Проростання насіння починається при температурі ґрунту 6–8 °С, але оптимальна температура проростання 25 – 30 °С. Тому просо належить до числа культур щодо пізніх термінів сівби. Сходи проса з'являються при нагромадженні суми ефективних температур 150 °С и ушкоджуються заморозками –2... –3 °С.

Характерною рисою проса є повільний ріст його на початку вегетації. Найбільш сприятлива температура для росту і розвитку рослин 18–24 °С. Викидання волоті проса настає після нагромадження суми ефективних температур 600 °С. Мінімальна температура для цвітіння проса близько 15 °С. Високі температури (35–40 °С) просо переносить краще, ніж інші зернові.

По посухостійкості просо займає одне з перших місць серед інших польових культур. Транспіраційний коефіцієнт у нього становить 226–277 одиниць. Просо є незамінною культурою в посушливих районах і широко використовується як страхова культура для пересіву загиблих озимих або ранніх ярих зернових культур. Найбільша потреба у волозі спостерігається в нього в період від виходу в трубку до викидання волоті.

Просо добре використовує опади другої половини літа і може висіватися як пожнивна культура. Оптимальні запаси вологи у ґрунті для формування високого урожаю складають 60–80 % найменшої вологомісткості протягом усього періоду вегетації. Вегетаційний період різних сортів проса триває від 60 до 120 днів. Незважаючи на високу посухостійкість, просо дуже чутливе на зрошення і при поливі в посушливі

роки його урожайність буває в 6–7 разів вище в порівнянні з урожаєм на неполивних полях.

Гречка (*Fagopyrum sagittatum*) Основні посіви гречки зосереджені у Лісостепу, де розміщено 77 % її посівів і виробляється 84 % зерна. В дев'яностих роках площі гречки зросли до 450 тис. га при урожайності 12–13 ц/га. Проте потенціальна можливість таких нових сортів гречки, як Астра, Любава, Крупинка, Скоростигла 86, їхніх технологій вирощування, реалізується ще далеко не повністю. Тому збільшення виробництва зерна гречки в першу чергу буде відбуватись за рахунок підвищення урожайності до 20–22 ц/га. Як свідчать дані науково-дослідних установ і сортодільниць, у північних районах Степу урожайність гречки не нижча, ніж на сортодільницях Лісостепу. Тому є можливість збільшити виробництво гречки за рахунок розширення її посівів в північних районах Степу.

Насіння гречки починає проростати при температурі близько 6 °С, але дружні сходи з'являються на 5–7-й день при температурі 15–20 °С. Сходи гречки дуже чутливі до заморозків і ушкоджуються при зниженні температури повітря до –1... –2 °С.

Гречка відрізняється швидким розвитком: через 8–10 днів після появи сходів рослини утворюють бутони, а через 25–30 днів вони зацвітають. При температурі нижче 12–13 °С ріст гречки сповільнюється. У період цвітіння сприятлива сонячна погода при середній добовій температурі повітря 16–20 °С і короткочасні слабкі дощі. При температурі 10 °С і нижче протягом 4–6 ночей цвітіння і налив зерна гречки припиняються.

У період цвітіння гречка погано переносить температуру вище 30 °С і посушливу погоду, що призводить до неповного запліднення і засихання зав'язей. Неприятливі в цей період також тривалі зливові дощі і тумани. Заморозки до –1 °С ушкоджують квітки і листки, а до –2 °С викликають загибель бутонів, квіток і листків, сильно ушкоджують стебла рослин.

Для формування гарного урожаю гречці необхідна велика кількість води, особливо в період цвітіння й утворення зерна, що обумовлено високим транспіраційним коефіцієнтом (500–600). Зростання кількості опадів у період від початку цвітіння до дозрівання від 40 до 100 мм викликає значне (у 2–3 рази) збільшення урожайності (рис. 24.4), хоча реакція різних сортів гречки на ту саму кількість опадів різна.

Як видно на рис. 24.4, сорти Богатир і Більшовик-4 мають приблизно однакову продуктивність при однаковій кількості опадів. Сорт Слов'янка при однакових умовах зволоження менш продуктивний, ніж інші порівнювані сорти. Скоростиглий сорт Стародубська при малій кількості опадів (не більш 100 мм) за період від цвітіння до дозрівання більш урожайний, чим середні і пізньостиглі сорти. Вегетаційний період гречки в залежності від сортових особливостей продовжується 50–90 днів/

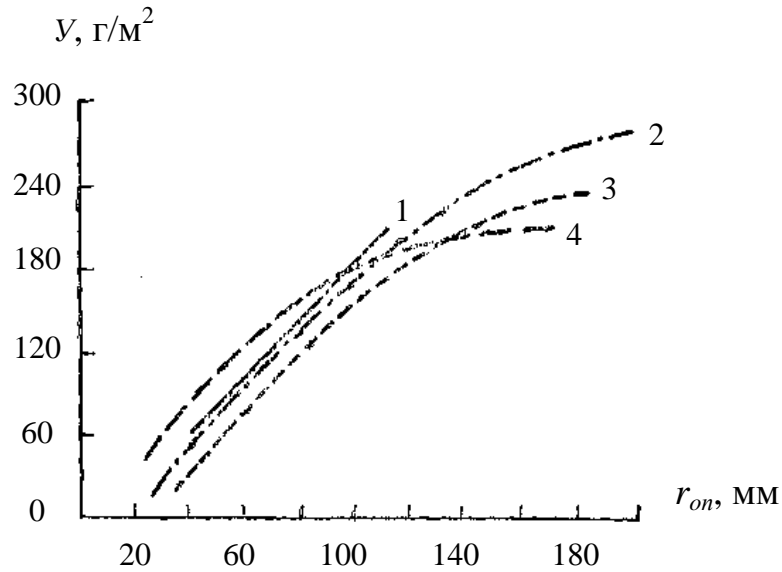


Рис. 24.4 – Залежність урожайності Y від опадів r_{on} , які випали від початку цвітіння до дозрівання (В.А. Смірнов, В.А. Корнійчук, 1970).
Сорт гречки: 1 – Богатир; 2 – Більшовик-4; 3 – Слов'янка; 4 – Стародубська.

Короткий вегетаційний період гречки і можливість висіву в пізні терміни дозволяють використовувати її як страхову культуру для пересівання загиблих озимих і ранніх ярих зернових культур, а в південних районах – як пожнивну культуру.

Рис. (*Oryza sativa*). Рис в Україні займає 25–30 тис. га. Вирощується він на поливних землях Півдня України, де виробляється 150–200 тис. т зерна. Розширення його посівних площ можливе лише з будівництвом нових зрошувальних систем.

Рис – дуже теплолюбна культура. Навіть у сортів, районованих на північній границі ареалу його вирощування, насіння проростає при температурі 11–12 °С, а сходи з'являються при температурі ґрунту і води 14–15 °С. У період кущіння для рису необхідна температура не нижче 15–18 °С, а під час цвітіння 18–20 °С. Найбільш сприятлива температура для росту і розвитку рослин 25–30 °С, але не більш 40 °С. Цвітіння рису при температурі 25 °С и вище відкрите, а при температурі нижче 20 °С частіше буває закритим. При зниженні температура до 15 °С стерильність квіток на волоті досягає 30–40 %.

У період молочної стиглості рис вимагає температури не нижче 15–18 °С, а при настанні воскової стиглості – не нижче 12–15 °С. При зниженні температури в період молочної і воскової стиглості до 10 °С налив і дозрівання зерна припиняються. Для утворення повновагих зернівок найбільш сприятлива температура повітря 24–25 °С, температура

шару води 19,5–21,0 °С. Заморозки –0,5 °С уже небезпечні для рису, а зниження температури до –1 °С ушкоджує рослини в усій фазі розвитку.

Рис дуже вологолюбна рослина і тому вирощується при постійному затопленні водою від посіву до молочної стиглості в умовах укороченого затоплення. Транспіраційний коефіцієнт рису змінюється в залежності від сорту й умов вирощування від 230–290 до 980–1100.

Рис прискорено розвивається при короткому дні. Тривалість вегетаційного періоду складає від 85–100 днів у скоростиглих сортів до 135–145 днів у пізньостиглих.

Сорго. (*Sorghum vulgare*) Вирощується на Півдні України. Сорго дуже теплолюбна і світлолюбна рослина. Зерно проростає при температурі 11–12 °С, Сходи сорго ушкоджуються заморозками –2...–3 °С. Рослини добре ростуть і розвиваються при температурі до 33 °С и переносять підвищення температури до 38–40 °С. Сорго дуже чутливе до зниження температури вночі. При середній нічній температурі 14 °С і денній 20 °С ріст і розвиток рослин сповільнюється.

Серед зернових культур сорго є одним з найбільш засухостійких рослин. У сухі і дуже жаркі періоди його листки скручуються, і ріст рослин припиняється, а після випадання дощів рослини відновлюють ріст.

Тривалість вегетаційного періоду сорго залежить від скоростиглості і складає 90–150 днів. Транспіраційний коефіцієнт сорго варіює від 180 до 340. Будучи засухостійкою рослиною, сорго, у той же час дуже чутливе на гарне зволоження і може давати при зрошенні 10–12 т/га зерна.

24.2. Зернобобові культури

Основною особливістю, що визначає народногосподарську цінність зернобобових культур, є високий вміст білку в їхньому насінні, стеблах і листках. Білки в насінні і вегетативних органах створюються в основному за рахунок азоту повітря. Володіючи здатністю використовувати атмосферний азот (за допомогою бульбашкових бактерій), зернобобові рослини збагачують ґрунт азотом і підвищують його родючість.

У структурі посівних площ усіх зернових культур зернобобові на Україні займають до 10 %. Основною зернобобовою культурою є горох, який займає 90 % усіх посівних площ цих культур, на яких вирощується 92 % зерна.

Горох (*Pisum sativum*). У Лісостепу розміщується 36 % посівних площ гороху і виробляється 51 % його зерна. У сівозмінах правобережної частини цієї зони він займав до 1,5 поля, а лівобережної – одне поле. Подальше насичення сівозмін горохом призводить до зараження ґрунту фузаріозом і до загибелі посівів, як це мало місце в деяких господарствах.

Збільшення виробництва гороху в цій зоні можна досягти за рахунок його сумісних посівів з ячменем.

У лівобережних районах Лісостепу урожайність гороху становить 19–27 ц/га. У Полтавській області на Новосанжарській сортодільниці в середньому за шість років урожайність гороху становила 18,6 ц/га, на Миргородській – відповідно 22,9 ц/га, Пирятинській – 26,6 ц/га і Барвенківській Харківської області – 25,8 ц/га.

У Поліссі площі посіву гороху становлять лише 1 % у зерновому кліні. Розміщуються вони на найродючіших ґрунтах. Горох негативно реагує на кислотність ґрунтів, і подальше розширення його посівних площ не перспективне.

Проростання насіння гороху можливо при температурі, близькій до 0 °С, що дозволяє сіяти його в ранній термін. З підвищенням температури до 8–10 °С насіння проростають за 4–6 днів. Сходи гороху з'являються при нагромадженні сум ефективних температур (вище 3 °С) 110 °С і без значних ушкоджень можуть переносити заморозки до –7...–8 °С. Оптимальна температура для росту і розвитку гороху складає 18–25 °С.

Горох відноситься до вологолюбних культур. Для одержання високих урожаїв необхідна вологість ґрунту 70–80 % НВ. Транспіраційний коефіцієнт залежить від сорту і погоди і коливається від 300 до 600. Багато сортів добре переносять надлишок вологи у ґрунті, але близькість ґрунтових вод несприятливо впливає на ріст і розвиток рослин. При доброму розвитку кореневої системи посіви нормально переносять короткочасну ґрунтову посуху.

Горох відноситься до рослин довгого дня. Тривалість вегетаційного періоду більшості його сортів складає 2–3 місяця.

Соя (*Glycine max*) – вимоглива до тепла рослина. Створення і впровадження ранньостиглих сортів сої дало можливість успішно вирощувати її в Лісостепу, навіть у західних та північних районах, і одержувати до 20–25 ц/га зерна. У Степу за урожайністю соя прирівнюється до гороху. Тут є можливість збільшити виробництво її зерна за рахунок розміщення посівів на поливних землях, де урожайність її досягає 25–30 ц/га. Площі посіву сої в дев'яностих роках зросли вдвічі і становлять 100 тис. га. Стримуючим фактором розширення її посівних площ є відсутність налагодженої переробки зерна.

Для її розвитку необхідна тривалість періоду з температурою вище 15 °С 130–150 днів. Насіння сої починає проростати при температурі 8 °С, але хороші умови для проростання насіння створюються при температурі повітря в період сівби близько 15...16 °С. При середній добовій температурі повітря 19...22 °С сходи сої з'являються через 6–7 днів. Сходи починають ушкоджуватися при заморозках –3... –4 °С.

Тривалість періоду поява сходів – цвітіння в залежності від температури змінюється від 50 до 75 днів. Хороші умови теплозабезпеченості в цей період складаються при температурі 20...21,5 °С. Період від появи першого боба на рослині до максимального їхнього числа складає 20–30 днів. Поява квіток і плодів можлива в широкому діапазоні температур повітря від 11,5 до 27 °С, однак оптимальні умови теплозабезпеченості складаються при температурі 23...25 °С.

Коренева система рослин має порівняно невеликі розміри, тому соя висуває підвищені вимоги до вологи. У період цвітіння і формування бобів потреба сої у волозі помітно збільшується. Сприятливі умови для формування урожаю створюються, якщо за вегетаційний період випадає 350–450 мм опадів, а вологість ґрунту в період від сходів до цвітіння складає 70 %, від цвітіння до утворення плодів – 80 % і в період дозрівання – 60-70 % найменшої вологомісткості.

Соя відноситься до рослин короткого дня, її вегетаційний період залежить від сорту і погодних умов і коливається від 100 до 160 днів.

Сочевиця (*Lens culinaris*) – одна з найдавніших культурних рослин. Вирощується в Лісостепу та Степу.

Насіння сочевиці проростає при температурі 4...5 °С. Сходи добре переносять весняні заморозки до –4... –5 °С, а при температурі –7... –8°С ушкоджуються лише верхівки листків, що дозволяє висівати сочевицю в ранні терміни. Запізнювання із сівбою значно знижує урожай зерна.

Потреба у волозі в сочевиці для набрякання і проростання насіння висока, але вона відрізняється більш високою посухостійкістю, чим горох. У більшості районів сочевиця уступає гороху по урожайності.

Сочевиця відноситься до рослин довгого дня. Тривалість вегетаційного періоду складає 75–110 днів. Вимоги до тепла в неї вище, ніж у гороху, що обмежує її просування на північ.

Квасоля (*Phaseolus vulgaris*). Найбільш сприятливі умови для вирощування квасолі мають господарства Івано-Франківської, Львівської, Чернівецької та Сумської областей. Тут вона забезпечує найвищі урожаї. Низький рівень механізації вирощування та збирання квасолі гальмує нарощення її посівних площ.

Квасоля – одна з найбільш теплолюбних культур серед зернобобових. Насіння її починає проростати при температурі 10...12 °С, а сходи ушкоджуються при заморозках –1,0... –1,5 °С. Тому висівають квасолю після закінчення весняних заморозків і стійкому прогріванні ґрунту до 12–15 °С. Хороші умови для росту і розвитку рослин складаються при температурі 20–25 °С.

Квасоля відноситься до вологолюбних культур, потреба у волозі особливо зростає в період цвітіння і зав'язування бобів, у той же час вона

погано росте на важких глинистих ґрунтах з високим рівнем ґрунтових вод.

Квасоля добре переносить деяке затінення, що дозволяє обробляти її в змішаних посівах з іншими рослинами. Вегетаційний період у різних сортів квасолі коливається від 75 до 120 днів і більш.

Кормові боби (*Faba bona*) У західних і північних районах Лісостепу, на півдні Полісся перспективною є культура кормових бобів, яка в виробничих умовах може забезпечити урожайність до 30–40 ц/га високобілкового зерна. Проростання насіння кормових бобів починається при температурі 3–4 °С, а сходи можуть перенести короточасні заморозки до –5...–6 °С. Вимоги до тепла при подальшому росту і розвитку рослин не відрізняються від гороху.

Кормові боби висувають підвищені вимоги до вологості у посушливих умовах дають низькі урожаї насіння і силосної маси. Тривалість вегетаційного періоду при вирощуванні на зерно складає 90–145 днів.

24.3. Прядильні та олійні культури

Бавовник (*Gossypium*). Ця культура традиційно вирощується у Середній Азії. В Україні в 1930–1940 рр. бавовник вирощувався на Півдні України на сортовипробувальних ділянках. У зв'язку зі збільшенням теплозабезпеченості вегетаційного періоду, викликаного змінами клімату, повернення його до вирощування цілком ймовірно. Бавовник вирощується тільки в умовах зрошеного землеробства. Протягом вегетаційного періоду його вимоги до тепла і вологості не залишаються постійними.

В умовах добре обробленого і вологого ґрунту в квітні і на початку травня відбувається проростання насіння бавовнику при середній добовій температурі 10–11 °С. Поява сходів відзначається через 30–40 днів, однак за цих умов рослини виявляються ослабленими, часто уражаються кореневою гнилизною, а посіви – зрідженими. Тривалість періоду сівба – сходи в умовах оптимальної вологозабезпеченості залежить від середньої добової температури повітря (рис. 24.5).

Хорошими умовами для появи сходів вважаються: середня добова температура повітря 14 °С і вище. Для появи сходів бавовнику необхідна сума середніх добових температур (вище 10 °С) рівна 84 °С. Запаси продуктивної вологості на глибині закладення насіння (0–5 см) 6–10 мм. Зниження запасів вологості в цьому шарі до 5 мм і нижче в умовах сухої і вітряної погоди затримує появу сходів. Для сходів бавовнику велику небезпеку представляють пізні весняні заморозки на поверхні ґрунту мінус 0,5...1,0 °С.

Після появи сходів швидкість розвитку бавовнику в умовах достатньої вологозабезпеченості визначається температурою повітря.

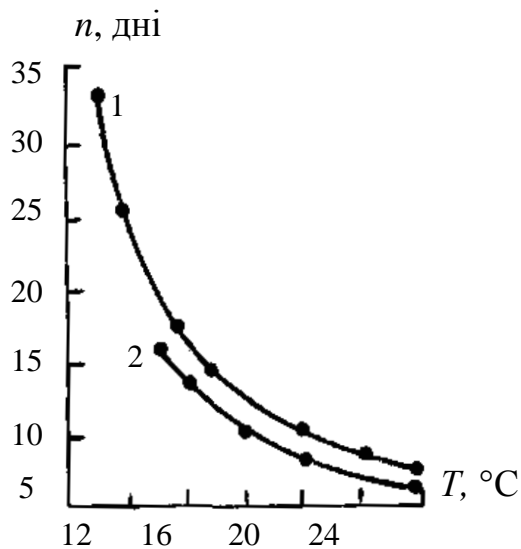


Рис. 24.5 – Залежність тривалості періоду сівба – сходи n бавовнику від середньої температури повітря за цей період: при сівбі опушеним (1) і оголеним (2) насінням (Ф.А. Мумінов).

У момент розгортання 7-го листка в бавовнику середньостиглих сортів відбувається масова закладка плодових (сімподіальних) пагонів, на яких розвиваються бутони, а надалі квітки і коробочки.

Тривалість періоду сходи – бутонізація варіює від 22 до 50 днів в залежності від температури повітря. Несприятливі умови складаються для бавовнику при середній добовій температурі повітря $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ і більше, особливо в поєднанні з низькою вологістю повітря (повітряна посуха).

В період бутонізації – цвітіння рослини значно збільшуються в розмірах, починається змикання крон при рядковому посіві, коренева система досягає глибини 70–80 см.

Фаза цвітіння настає при нагромадженні, розрахованих від дати сівби, сум ефективних температур вище $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ у скоростиглих сортів близько $970\text{ }^{\circ}\text{C}$, у середньостиглих – $1000\text{ }^{\circ}\text{C}$, у пізньостиглих тонковолокнистих сортів – $1100\text{ }^{\circ}\text{C}$.

У період цвітіння – розкриття перших коробочок відбувається подальше нагромадження плодових елементів бавовнику: закладка нових бутонів, цвітіння, формування коробочок, дозрівання бавовняного волокна і насіння. В умовах сухої і жаркої погоди при недостатній вологозабезпеченості посівів спостерігається обпадання бутонів та коробочок, що значно скорочує кінцевий урожай бавовнику-сирцю.

На початку періоду розкриття коробочок і збирання урожаю бавовнику-сирцю в рослинах йде процес висихання стулок у перших коробочок і одночасне формування, і дозрівання насіння і волокна в коробочках, що утворилися пізніше. Темпи розкриття коробочок

визначаються температурою і вологістю повітря і ґрунту, швидкістю вітру, інтенсивністю випаровування і т.д.

До машинного збору бавовнику-сирцю звичайно приступають у період, коли частка опалих листків після обробки посівів спеціальними хімічними речовинами – дефоліантами складає 75–80 %, а кількість коробочок, що розкрилися, досягає 70 % від загальної кількості на рослинах. Урожайність бавовнику-сирцю сучасних сортів варіює від 2,0 до 4,5 т/га

Льон (*Linaceae*) відноситься до числа кращих лубоволокнистих рослин. Основні посівні площі цієї культури розміщуються у Поліссі.

Льон-довгунець – рослина довгого дня; він невимогливий до тепла і вирощується тільки в районах, добре забезпечених вологою. Однак він погано переносить надлишкове зволоження і високий рівень стояння ґрунтових вод. Швидкість проростання насіння в умовах достатнього зволоження залежить від температури: при 18–20 °С для проростання необхідно 4–6 днів, при 7 °С до 11–13 днів, при 1–3 °С до 25–30 днів; кращою температурою для проростання насіння вважається 10–12 °С. Сходи льону витримують зниження температури повітря до –2... –3 °С.

У період інтенсивного росту рослин – через 15–20 днів після сходів і до цвітіння льон дуже вимогливий до зволоження ґрунту, його транспіраційний коефіцієнт складає 400–460. Оптимальною температурою цього періоду є 10–15 °С; при достатнім зволоженні ґрунту в цих умовах швидко збільшується висота рослин і технічна довжина волокна. При більш високій температурі повітря (17–25 °С) і високій сонячній радіації розвиток рослин прискорюється, але затримується ріст стебла, підсилюється розгалуження, що знижує технічну цінність волокна. Ріст стебла в льону припиняється з настанням фази цвітіння. Сприятливими умовами для вирощування льону є помірні температури літа з частими несильними дощами. Оподи зливого характеру із сильним вітром викликають полягання посівів, у результаті чого погіршуються умови збирання льону, знижується якість його волокна.

Вегетаційний період залежить від сорту і складає 70–90 днів. Середня урожайність лляного волокна 0,36 т/га, а в передових господарствах вона досягає 0,8–1,0 т/га.

Льон-кудряш (рогач) – низькоросла рослина (30–50 см), яка має сильно розкущене в основі стебло і велику кількість коробочок (до 50 і більше); вирощується як олійна культура. Цей вид менш вимогливий до вологи, але має потребу в більшій кількості тепла.

Соняшник (*Helianthus*) – однолітня рослина, найважливіша олійна культура. Урожайність насіння сучасних сортів досягає в середньому 1,6–1,7 т/га, а в передових господарствах 2,0–2,5 т/га.

Насіння соняшника починає проростати при температурі 5–7 °С, оптимальною вважається температура близько 20 °С, при якій сходи з'являються на 6–8-й день після посіву при достатньому зволоженні ґрунту. Сходи легко переносять короточасні заморозки до –3... –4 °С, а окремі сорти до –5... –6 °С.

Від фази сходів до цвітіння вимоги соняшника до тепла зростають. Оптимальною є температура 25–27 °С, несприятливою є температура повітря вище 30 °С. У період цвітіння заморозки –1... –2 °С виявляються згубними для всієї рослини.

Тривалість вегетаційного періоду соняшника в залежності від сорту варіює від 80 до 160 днів, а сума ефективних температур вище 10 °С – від 1400 °С для ранньостиглих сортів до 2500 °С для пізньостиглих сортів.

Соняшник вважається засуhostійкою рослиною, однак він споживає велику кількість води. Найбільша потреба у волозі відзначається в період від утворення кошика до цвітіння: близько 60 % усієї необхідної рослині вологи за весь період вегетації. Транспіраційний коефіцієнт соняшника складає 470–570. Завдяки могутній і глибокій кореневій системі й опущенню надземних вегетативних органів соняшник виявляється стійким до короточасних посух. Загальна витрата води соняшника за вегетаційний період у посушливі роки складає 280–290 мм, а у вологі роки – близько 400 мм.

Стійкість соняшника до весняних заморозків і висока потреба у волозі дозволяє висівати цю культуру рано навесні, а в південних районах – під зиму, завдяки чому рослини використовують зимово-весняні запаси ґрунтової вологи.

Соняшник – світлолюбна культура. Тривала похмура погода або затінення молодих рослин послабляють його ріст і розвиток, знижують якість насіння. Для вирощування соняшника кращими ґрунтами вважаються чорноземні і каштанові ґрунти.

Ріпак. (*Brassica napus*) Озимий ріпак відноситься до холодостійких і найменш вимогливих до тепла культур.

За ґрунтовими умовами найсприятливіший для вирощування озимого ріпаку Лісостеп, задовільні Степ та Прикарпаття, ризикована або малопридатна Поліська зона. Середня урожайність озимого ріпаку знаходиться на рівні 12–15 ц/га.

Проростати насіння ріпаку може вже при температурі 1 °С. Проте для одержання сходів на 3–4-й день погрібна температура від 14 до 17 °С. Повні сходи з'являються, коли сума активних температур повітря (вище 10°С) дорівнює 60–90 °С. Сходи також можуть переносити заморозки до –3...–5 °С. Для осінньої вегетації достатня сума активних температур вище 5 °С в межах 750–800°С, припинення осінньої вегетації відбувається при переході середньодобових температур через 2–3 °С в сторону спаду.

Загартування рослин ріпаку восени проходить у дві фази: світлову і темнову. Перша проходить при температурі від 5 до 7°C, тривалість її від 14 до 20 днів, припиняється з настанням мінусових температур. За цей час у листках нагромаджується високоенергетичні речовини, включаючи розчинні сахари. Потім вони відтікають до кореневої шийки і точки росту. Друга фаза триває 5–7 днів при мінусових температурах від –5 до –7 °С. Рослини краще проходять загартування, коли в осінній період буває більше сонячних днів, ніж похмурих. Якщо такі умови склалися, то посіви витримують зниження температури до мінус 15–18 °С навіть у безсніжні зими, під снігом – до мінус 25–30 °С.

Тому для формування високого рівня морозостійкості, а поряд з цим і зимостійкості, рослини повинні ввійти в зиму з добре розвиненою розеткою листя (6–8 штук) та кореневою системою (діаметр кореневої шийки 4–5 мм).

Весняне відновлення вегетації починається в період, коли середньодобова температура повітря становить близько 1,3 °С, а ґрунту 2,9 °С.

Найбільш сприятлива для росту вегетативної маси температура 18–20°C. В період цвітіння та дозрівання насіння потреба в теплі зростає, краща температура в цій фазі 22–23°C. Досить високі температури під час цвітіння призводять до опіків бутонів, які не розпустилися, а під час формування насіння можуть знижувати урожайність. Жиру в насінні ріпаку завжди буває більше, якщо він дозріває при температурі 10–15°C, і менше, коли дозрівання проходить при 25–30 °С.

Озимий ріпак відноситься до світлолюбних культур.

Озимий ріпак – це культура, яка висуває підвищені вимоги до вологозабезпеченості. При річній сумі опадів 600–700 мм він формує високу продуктивність, при 500–600 мм – задовільну, а якщо вона менша 400 мм – урожаї помітно знижуються.

У період формування стручків і досягання насіння ця культура потребує достатнього забезпечення вологою. Сприятлива також висока вологість повітря. При відсутності таких умов досягання урожаю прискорюється, внаслідок чого формується щупле насіння.

Серед інших олійних культур, що мають господарське значення, це – коноплі, рицина, кунжут, гірчиця, арахіс.

24.4 Коренеплоди і бульбоплоди

Цукровий буряк (*Beta vulgaris*) є основним джерелом сировини для цукрової промисловості в країні. Цукровий буряк має широку пристосованість до ґрунтово-кліматичних умов і висівається далеко за межами основної зони бурякосіяння.

Насіння буряка починають проростати при температурі 1–4 °С, що дозволяє сіяти цукровий буряк раніш, ніж інші теплолюбні культури. Життєздатні сходи з'являються при температурі 6–7 °С. Тому хороші умови для сівби цукрового буряка створюються, коли середня добова температура ґрунту на глибині 5–10 см досягає 5–6 °С. З підвищенням температури поява сходів прискорюється: при температурі 10–12 °С вони з'являються через 12–14 днів, а при 15–17 °С – через 7–8 днів. Проростки і сім'ядолі цукрового буряка гинуть при заморозках –3... –4 °С, а сходи переносять короточасні зниження температури до –6... –7 °С (табл. 24.4).

Ріст коренеплодів починається при нагромадженні суми ефективних температур (вище 5 °С) 500 °С. Активний їхній ріст і нагромадження цукру продовжується до зниження середньої добової температури повітря восени до 6 °С. Найбільш сприятливої для росту коренеплодів є температура близько 20 °С, пригнічення рослин починається при температурі вище 30 °С. В роки з прохолодними веснами і при дуже ранніх термінах сівби в деякій частині рослин з'являються цвітоносні пагони в перший рік життя. Сума температур, яка потрібна для вирощування цукрового буряка складає 2200–2400 °С.

Цукровий буряк у другу половину вегетаційного періоду дуже вимогливий до світла. Недостача світла знижує урожайність і цукристість коренеплодів. В умовах достатньої забезпеченості рослин вологою цукристість буряка тим вище, чим більше сонячних днів у серпні і вересні.

Цукровий буряк відноситься до рослин, що ощадливо витрачають воду. Але загальна витрата води з 1 га через тривалу вегетацію значна. Так, при урожаї 40–50 т/га витрата води складає 3500–4000 м³. Найбільшу кількість води буряк витрачає у липні і серпні. Потреба у волозі цукрового буряка висока. Вона збільшується в міру росту рослин і досягає максимальних розмірів у восьму декаду вегетації, а потім знову знижується. У той же час цукровий буряк відрізняється високою посухостійкістю.

Хороші умови для формування урожаю цукрового буряка складаються при запасах продуктивної вологи в метровому шарі ґрунту більше 100 мм до початку росту коренеплодів і більше 70 мм у період росту коренеплодів. Викопані і не укриті коренеплоди ушкоджуються заморозками –2 °С і після цього вони не придатні для зимового збереження, а також для переробки.

Картопля () належить до числа найважливіших сільськогосподарських культур різнобічного використання і вирощується майже у всіх районах нашої країни. Але основні площі його зосереджені у Поліссі та Лісостепу.

Проростання бруньок бульб картоплі у ґрунті починається при температурі 4–5 °С, але йде за таких умов украй повільно.

Таблиця 24.4 – Температурні показники росту і розвитку картоплі, овочевих культур і цукрового буряку (А.І. Коровін, 1984)

Культура	Проростання насіння (бульб)				Поява сходів		Інтервал активного росту і формування високого урожаю	Заморозок, °С		
	інтервал найбільшої схожості	мінімальна	оптимальна	максимальна	мінімальна	оптимальна		переносяться без видимих ушкоджень	ушкоджуються	Згубний
Картопля (формування бадилля бульб)	12...20	4...5	18...20	31	7...8	18...20	10...20	1...2	-2...-3	-4...-5
Томати	20...30	14...15	25	39	15...18 (12...14)	20...30	15...30	-1	-2...-3	-3...-5
Капуста білокачанна (розсада)	12...20	-2	15...20	30	4...5 (5...7)	12...17 (12...24)	12...20 (12...24)	-2	-3...-4	-6...-8
Капуста після висадки у ґрунт	—	—	—	—	—	—	12...20	-2	-3...-5	-7...-9
Салат огородній	12...20	3...4	15...22	27...30	5...7	15...22	12...22	-2...-3	-4...-5	-6...-7
Буряк столовий	—	5...8	18...20	25...30	8...10	15...18 (12...25)	12...22	-1...-3 (-2...-3)	-3...-4	-6...-8
Морква	—	6...10	18...25	30...35	8...12	15...18 (15...25)	12...22	-2...-3 (-3...-4)	-3...-4	-5...-6
Редька, ріпа, турнепс	—	4...5	15...20	27...30	7...8	15...18	12...22	-2...-3	-3...-4	-5...-6
Цукровий буряк	—	1...2	15...20	30...35	6...7	15...20	15...23	-3...-4	-4...-6	-7...-8

При температурі 10–12 °С сходи картоплі з'являються на 23-й день. Підвищення температури ґрунту до 18–25 °С скорочує тривалість періоду від посадки до сходів до 12–13 днів. Подальше підвищення температури ґрунту затримує появу сходів. Яровизовані бульби можуть дати сходи на 6–8-й день.

Сходи і дорослі рослини ушкоджуються при короткочасних заморозках –2... –3 °С, однак з настанням сприятливих температур пагони утворюються зі сплячих бруньок але урожай при цьому знижується. Бульби картоплі гинуть при –2 °С і втрачають здатність до проростання.

Бадилля картоплі починає рости при температурі повітря вище 7 °С. Підвищення температури до 30 °С викликає ослаблення, а в ранньостиглих сортів майже повне припинення росту бадилля. Найбільш сприятлива температура для росту пагонів, листків і цвітіння картоплі 20–21 °С.

Для бульбоутворення оптимальна температура ґрунту 16–18 °С. В період бульбоутворення температурний оптимум для середньостиглих сортів картоплі більш високий (17–19 °С), ніж для ранньостиглих (15–17 °С) (рис. 24.6). При підвищенні температури до 29 °С або її зниженні до 2 °С ріст бульб припиняється. Високі температури не тільки затримують ріст бульб, але і викликають їхнє екологічне виродження. При середній добовій температурі 24 °С виродження бульб досягає 50 % і більше.

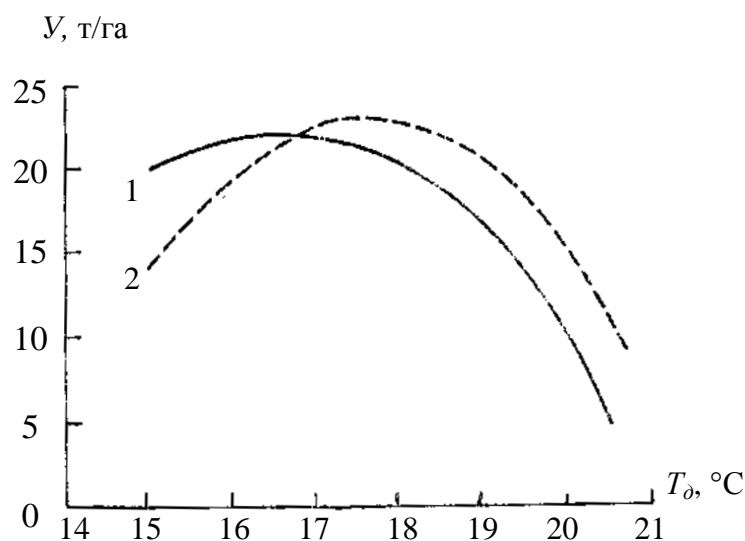


Рис. 24.6 – Вплив денних температур T_d в період бульбоутворення на урожай картоплі (А.М. Польовий, 1970).

1 – ранньостиглі сорти; 2 – середньостиглі сорти.

Рослини з таких бульб дають дрібні, хворі бульби, що призводить до різкого зниження урожаю. Тому у південних районах рекомендуються

також літні посадки картоплі для того, щоб період бульбоутворення приходився на вересень – жовтень, коли температура знижується.

Потреба у волозі в картоплі до появи сходів і в період після їхньої появи невелика. В міру росту пагонів і листків потреба у волозі зростає і максимум відзначається в період цвітіння і початку бульбоутворення. Найбільш сприятливі умови для формування високого урожаю картоплі створюються при вологості ґрунту 80 % найменшої вологомісткості і хорошій освітленості.

Приріст бульб картоплі незалежно від температури практично припиняється при запасах продуктивної вологи в ґрунті менше 20 мм у шарі ґрунту 0–50 см, найбільший приріст спостерігається при запасах вологи у півметровому шарі ґрунту 60–70 мм і температурі 16–18 °С. Перезволоження ґрунту призводить до швидкого загнивання бульб.

Картопля порівняно економно витрачає вологу, її транспіраційний коефіцієнт у середньому складає 400–650. Вегетаційний період картоплі в залежності від скоростиглості сорту коливається від 60 до 180 днів.

24.5. Овочеві і баштанні культури

До групи овочевих культур і баштанних культур входять трав'янисті рослини, які належать до різних сімейств.

Овочівництво є однією з важливих галузей сільського господарства України. Доброму його розвитку в країні сприяють теплий клімат, родючі ґрунти та забезпеченість рослин світлом.

Овочеві культури – баклажани, капуста, огірки, морква, солодкий перець та томати ціняться за високі смакові якості та великий вміст в них цінних для харчування людей солей, органічних кислот, вітамінів. Посіви овочевих культур мають розповсюдження по всій території України, особливо в Південному Степу. Співвідношення розмірів посівних площ овочевих культур в різних областях різне. В областях Південного Степу переважають площі солодкого перцю, баклажанів, томатів. Далі, в центральних областях України і при просуванні в північні області України починають переважати посівні площі огірків, капусти, моркви.

Кожна культура, кожний сорт характеризується визначеним набором вимог до умов освітленості, тривалості світлового дня, температурному режиму, умовам вологості, мінерального і органічного живлення і т.п.

Баклажани. Батьківщиною баклажанів вважається Індія. До XVII – XVIII століть баклажани були відомі як декоративні рослини. Почали вирощуватись як овочева культура близько 100 років тому назад

Баклажани *Solanum melongena* відносяться до сімейства пасльонових. В країнах помірного клімату баклажани – однорічна рослина, у тропічних – можуть бути багаторічними. Районовані в Україні, Молдові та Росії

сорта відносяться до західно-азіатського підвиду болгарської та європейської різновидностей.

Реакція баклажан на умови освітлення обумовлена природою рослин і знаходиться в прямій залежності від тих екологічних умов, в яких вони формувались. Це рослина короткого дня. Стадійний розвиток відбувається в темряві, тому для оптимального розвитку їм необхідний підвищений температурний режим.

Недостатнє освітлення в період після висаджування розсади у ґрунт спричиняє осипання репродуктивних органів та пожовтіння і підсихання нижніх листків, що зменшує площу листя. Найбільш вимогливі рослини баклажан до освітлення в період масового утворення бруньок. Після настання масового утворення бруньок баклажани перестають реагувати на режим освітлення.

Встановлено, що найкращий приріст урожаю баклажан до 24 % спостерігається при вирощуванні розсади сорту Донський-14 при тривалості дня 12 годин.

Проростання насіння у баклажанів за оптимальних умов починається через 8–10 днів після сівби при температурі не нижче 13 °С. Оптимальна температура для вирощування баклажанів знаходиться в межах 22–28 °С. Під час розвитку вегетативних органів температура повітря не повинна знижуватись до 15 °С і менше.

Цвітіння баклажанів починається через 30–40 днів після висаджування розсади у ґрунт. Встановлено, що від утворення видимої бруньки до розкриття квітки проходить 14–20 днів, від розкриття квітки до утворення плоду овочевої готовності – від 20 до 30 днів.

В період від цвітіння до початку плодоношення відбувається найбільш інтенсивний ріст рослин. Загальна кількість репродуктивних органів, що утворюються на рослині може бути до 100 і більше, але більша їх частина (60–70 %) осипається. Осипання репродуктивних органів – це біологічна особливість більшості овочевих культур. Але при зниженні температур нижче оптимальних, при порушенні режимів водопостачання та живлення спостерігається посилення осипання репродуктивних органів. Надлишок тепла у сполученні з високою сухістю повітря сприяють осипанню репродуктивних органів.

Високі температури затримують надходження поживних речовин до зав'язі і порушують процес метаболізму, пов'язаного з новоутворенням клітин, що і зумовлює осипання зав'язі. На одній рослині може утворюватись від 3 до 15 плодів.

Баклажани досить чутливі до зниження температури повітря. При зниженні температури до 13–15 °С в період приживання розсади урожай зменшується на 11–22 %. При знижених температурах у рослин слабшають процеси фотосинтезу та дихання, особливо в період переходу до репродуктивного плодоношення.

Баклажани вирощуються із застосуванням зрошення. В природних умовах розсаду баклажан висаджують при переході температури повітря через 13 °С, а оптимальною температурою для росту баклажан в полі є температура 20–25 °С. Особливо помітним стає розвиток розсади на 4–5 тижні після висаджування її в ґрунт. Розсада перестає рости і розвиватись при зниженні температури до 10 °С. В критичні періоди розвитку рослин верхньою межею температурного режиму для розвитку надземної маси є температура повітря 30–35 °С, для коріння – вище 32 °С.

Молоді рослини зовсім не витримують не тільки заморозків, а і тривалого зниження температури повітря до 5–7 °С.

Потребу баклажан у теплі в природних умовах неможливо розглядати окремо від їхніх потреб у ґрунтовій волозі. Коріння рослин баклажан розташовується переважно у орному шарі ґрунту – від 20 до 40 см. Таке неглибоке розташування коріння, нестача опадів впродовж вегетації в зоні недостатнього зволоження, високі температури влітку зумовлюють необхідність проведення частих поливів невеликими поливними нормами. Найсприятливішим зволоженням для баклажанів є вологість ґрунту у межах 80–85 % НВ.

Надмірне зволоження та застій води також несприятливо впливають на розвиток баклажанів. Надмірне зволоження у холодну погоду спричиняє збільшення осипання репродуктивних органів, захворювання чорною ніжкою та іншими грибовими хворобами. Особливо чутливі баклажани до умов перезволоження в період від початку бутонізації до початку масового плодоношення.

Капуста. Капуста – одна із провідних та найбільш поширених овочевих культур. Вона вирощується у всіх країнах світу, а на теренах СНД займає 30 % площі овочевих культур. Широкий ареал розповсюдження капусти обумовлюється дуже цінними господарськими якостями: високою урожайністю, величезною кількістю форм з різною тривалістю вегетаційного періоду, добрим зберіганням взимку, стійкістю до низьких температур, тривалістю зберігання у свіжому вигляді, легкістю транспортування. За харчовими цінностями капуста поступається перцю, баклажанам, томатам, але перевищує огірки та деякі інші овочеві культури.

Капуста належить до сімейства хрестоцвітих. Рід капусти – *Brassica* ділиться на окремі види, із яких найбільш поширені: городня капуста, китайська і пекінська капуста. Городня капуста ділиться на різновидності, різновидності – на форми, а форми – на сорти. Культурні види капусти представлені сортами: листовими (столові, декоративні, кормові), качанними (білокачанна, червонокачанна, савойська, брюссельська, китайська), стеблоплідними (столові і кормові сорти кольрабі) та пагоновими (цвітна капуста).

Родоначальником городньої капусти була дика кущова капуста, яка росте в гірських і приморських районах Італії й донині.

Капуста відноситься до групи рослин довгого дня. Безперервне освітлення зумовлює прискорення зацвітання капусти. Вимоги до освітлення залежать від того, до якої групи підвидів відноситься капуста. Найкоротшу світлову стадію мають сорти середземноморського підвиду та деякі сорти, що відносяться до східного підвиду. Ці сорти цвітуть у перший рік розвитку у північних районах з довгим днем. Вирощування качанної капусти та кольрабі при скороченому до 9 годин дні у порівнянні з природним 17–18 годинним днем викликає сильне пригнічення рослин.

Капуста досить вимоглива до інтенсивності освітлення в усі періоди розвитку – від вирощування розсади до збору урожаю.

Капуста – виключно холодостійка рослина. Насіння її починає проростати при температурі 3–5 °С. Найшвидше воно проростає за температури 18–20 °С.

Холодостійкість капусти залежить від її віку. Найчутливіша до холодів розсада капусти. Найбільш стійкі до холодів дорослі рослини перед настанням фази господарської стиглості. Холодостійкість капусти також залежить від виду та сорту. Листова і савойська капуста витримують значно нижчі температури ніж качанна. Скоростиглі сорти менше холодостійкі, ніж середньо та пізньостиглі. Всі пізні сорти витримують зниження температури до – 5...–8 °С. Вирощування розсади капусти впродовж тривалого періоду при температурі 2–8 °С призводить до утворення стрілок у ранньої капусти і затримання формування головок та погіршення її якості у цвітної капусти. Пошкодження рослин спостерігається при температурі повітря –3...–5 °С.

Для капусти шкідливі повторні замерзання та відтавання. Це спричиняє зменшення терміну зберігання капусти та її пошкодження. Промерзлі головки цвітної капусти не можна вживати.

Вегетація капусти може відбуватись при температурах нижче 10 °С, біологічний мінімум становить 5 °С. Оптимальною для розвитку капусти є температура 15 °С.

Підвищена температура (27–30 °С) негативно впливає на ріст та розвиток капусти. Найбільш пристосовані до жаркого клімату сорти європейського підвиду. Високі температури лише незначно знижують процеси асиміляції і росту. Тривала дія високих температур, особливо під час посухи, затримує ріст і розвиток капусти. Рослини дуже зменшують розмір качана та збільшують висоту ніжки. Негативний вплив високих температур позначається не тільки на величині рослин, а і на співвідношенні між окремими їх частинами. В жарку погоду качани розтріскуються.

Капуста – вологолюбна культура. Нестача вологи у ґрунті негативно впливає на ріст рослин. В період посухи рослини капусти починають інтенсивно скидати листя, і тому ніжка над поверхнею ґрунту вдається

високою, а качани мілкими. Особливо вимоглива капуста до вологи в період формування насінників капусти. При нестачі вологи насінники ростуть повільно із запізненням розвитку.

Сумарне споживання води капустою залежить від віку капусти, фази розвитку, механічного складу ґрунтів, вмісту вологи в ґрунті, густоти рослин, методів обробки ґрунту і ін. Крім того на величину споживання води впливають погодні умови, терміни та дози внесення добрив, своєчасність поливів та їх норми.

В середньому пізні сорти капусти в умовах зрошення при безрозсадному методі вирощування мають сумарне споживання води до завивання качана 55–65 м³/га, у період завивання качана – 65-75 м³/га, у період технічної стиглості – 35-40 м³/га.

В степових районах України капуста вирощується при зрошенні. Режим зрошення ранньої, середньої і пізньої капусти різний. Рання капуста в сухий рік поливається 5-6 разів за вегетацію, в середній по зволоженню рік – 3-4 рази поливною нормою 400 м³/га. Середню і пізню капусту поливають 8–10 разів поливною нормою 500 м³/га. Особливо важливі поливи в період завивання качана. При недостатній вологості ґрунту в цей період ріст качанів затримується, вони формуються мілкими і урожай різко зменшується. Важливо підтримувати рівномірне зволоження ґрунту впродовж всього періоду формування качанів. Перебої в поливах викликають розтріскування качанів.

Огірки. Огірки поряд з томатами і капустою є однією із провідних овочевих культур. За розмірами посівних площ огірки займають третє місце після капусти та томатів. В Україні посіви огірків зустрічаються по всій території. Головні масиви зосереджені в Південно-Західному та Донецько-Придніпровському регіонах. Особливо велика щільність посівних площ огірків у Київській, Чернігівській, Харківській, Донецькій, Дніпропетровській та Луганській областях. На півдні України, де більше поширені посіви томатів, посівні площі огірків менші.

Огірки, як і більшість рослин південного походження, рослини короткого дня. Дослідження О.І. Філова показали, що скоростиглі сорти огірків мають більшу вегетативну масу при 15–16 годинному дні, а середньостиглі – при 12 годинному. Чоловічі квітки скоріше зацвітають при короткому (10–12 год) дні. Скорочений день також сприяє утворенню більшої кількості жіночих квіток, а це, в свою чергу, сприяє збільшенню урожаю.

Температура початку росту огірків знаходиться у межах 12–15 °С. Оптимальна температура для розвитку огірків 25–30 °С. Верхня межа життєдіяльності огірків становить 35–40 °С. Особливо несприятливими для огірків є різкі коливання температури повітря.

Огірки відносяться до групи сільськогосподарських культур дуже чутливих до зниження температур. Ушкодження рослин і їх загибель

спостерігається при тривалій дії низьких позитивних температур (3–6 °С). При переохолодженні спостерігається пошкодження протоплазматичних структур – хлоропластів. Чутливість огірків до знижених температур змінюється з віком рослин. Інколи загибель рослин огірків спостерігається при тривалому зниженні температури повітря до 10 °С.

Якщо знижені позитивні температури несприятливі для огірків лише після тривалої дії, то навіть короткочасні слабкі заморозки викликають пошкодження і загибель рослин.

В залежності від мінімальної суми температур вище 10 °С за вимогами до тепла сорти огірків поділяються на 5 груп:

1) невимогливі до тепла сорти, необхідна мінімальна сума температур 1600–1900 °С;

2) порівняно невимогливі до тепла сорти, мінімальна сума температур близько 1900–2200 °С;

3) середні за вимогами до тепла сорти, мінімальна сума температур 2200–2500 °С;

4) вимогливі сорти до тепла, мінімальна сума температур необхідна в межах 2500–2800 ;

5) дуже вимогливі до тепла сорти, мінімальна сума температур не менше 2800 °С.

В залежності від діапазону термічних умов в межах ареалу сорту виділяються також підгрупи сортів.

Огірки в силу свого походження із районів вологих тропіків пред'являють високі вимоги до вологості ґрунту та повітря. Огірки погано переносять ґрунтову та повітряну посуху. Для формування високого урожаю огіркам необхідна велика кількість води. Огірки поливають не тільки в південних районах, а і в середніх районах, і, навіть, на півночі.

Встановлено, що головною причиною підвищеної чутливості огірків до вологості ґрунту, є погано розвинена коренева система. Ріст коріння огірків відбувається дуже повільно і основна маса його розташовується у шарі ґрунту 15–20 см. Особливо це стосується сортів, що вирощуються у північних районах. У південних районах коріння огірків проникає глибше. У зв'язку з цим, при відсутності опадів часто складається ситуація, коли коріння не встигає постачати воду надземній масі рослин.

Крім того, огірки відзначаються високим обводненням клітин, яке пов'язане з крупноклітинною будовою тканин і високими темпами наростання вегетативної маси.

Встановлено, що оптимальною вологістю ґрунту для огірків є вологість 80 % найменшої вологомісткості.

Солодкий перець. Солодкий перець (*Capsikum annum L.*) виник із гіркого під впливом культури землеробства та в міру просування його з південних районів у північні з більш помірним та прохолодним кліматом. Батьківщиною гіркого перцю вважається Мексика, але ряд його форм

походять із Перу, Болівії, Бразилії. В Росію гіркий перець поширився із Азії наприкінці XVI століття.

Солодкий перець у дикому стані не знайдено. Він виник значно пізніше гіркого перцю і попав у Європу пізніше. Вважається, що солодкий перець був завезений в Україну із Болгарії у другій половині XVIII століття. Спочатку його вирощували тільки на Одещині і лише наприкінці XIX століття посіви його поширились у інших південних областях. Найбільш широке розповсюдження солодкий перець отримав у тридцяті роки минулого століття, коли бурхливо стала розвиватись консервна промисловість.

Солодкий перець рослина тропічного походження і тому це рослина короткого дня. Рослини солодкого перцю пристосовані до високої інтенсивності світла з переважно короткохвильовою синьо-фіолетовою радіацією. Досліди показали, що сорти солодкого перцю північного походження при вирощуванні в умовах короткого (12–13 год) дня розвиваються швидше, ніж при 10-ти годинному. Диференціювання бруньок настає раніше також при 12–13-ти годинному дні, ніж при 16-ти годинному. Однак тривалий день не затримує повністю розвиток рослин, тобто вони проявляють фотоперіодичну нейтральність.

Насіння перцю проростає при температурі 20–25 °С. При температурах 14–16 °С проростання насіння проходить дуже повільно і воно в стані проростка може знаходитись до 30 днів. При цьому спостерігається загнивання насіння і втрата його схожості. За нижню межу температури розвитку рослин приймається 13° С. При вирощуванні розсади температура повітря вдень не повинна бути нижче 16 ° С, вночі – не нижче 13 °С. Оптимальна температура для розвитку рослин при вирощуванні розсади 22–24 °С.

Висаджена в ґрунт розсада перцю приживається впродовж 10 – 12 днів. Зменшення температури повітря в цей період викликає загибель рослин, так як при знижених температурах відбувається порушення процесів обміну, що призводить до розпаду білкових речовин та відмирання клітин. Короточасні зниження температури охолоджують рослини і вони втрачають здібність до фотосинтезу. Після підвищення температури ця здібність повертається дуже повільно.

Відношення перцю до зниження температури залежить від віку рослин. Так, тридцятиденні рослини при температурі 12–13 °С не ростуть, а 70–90 денні – ростуть і дають плоди. Після висаджування розсади перцю в ґрунт оптимальною температурою для розвитку рослин вважається температура повітря 20 – 25 °С.

Перець дуже чутливий до заморозків. Молоді рослини навесні пошкоджуються повністю при температурі –1 °С. Восени дорослі рослини

більш стійкі до заморозків і витримують короточасні зниження температури до $-2...-5^{\circ}\text{C}$.

Перець, як і баклажани, дуже вологолюбна культура. За нестачі вологи в ґрунті активність фізіологічних процесів і росту рослин солодкого перцю значно слабшає. Для фізіологічних процесів і зростання рослин необхідна вологість ґрунту в шарі розповсюдження коріння 75 – 80 % найменшої вологомісткості (НВ). Однак, перезволоження ґрунту викликає спочатку пригнічення рослин потім, при подальшому впливі перезволоження, рослини солодкого перцю гинуть. При перезволоженні ґрунту ускладнюється доступ кисню, що викликає пошкодження коріння, затримку росту рослин. Солодкий перець майже в усіх районах вирощується із застосуванням зрошення.

Рослини солодкого перцю краще розвиваються за відносної вологи повітря 50 – 60 %. Висока вологість повітря (вище 70 %) менш сприятлива, особливо при відсутності вітру, тому що відбувається перегрів рослин і пошкодження плодів вершковою гниллю.

Водний режим ґрунтів вважається оптимальним, якщо запаси вологи знаходяться у межах 70 – 80 % НВ. При цих значеннях запасів вологи потреба рослин у воді наближається до значень випаровуваності.

Томати. Томати мають широке розповсюдження в багатьох країнах світу. Серед овочевих культур томати займають провідне місце. Їх вирощують для забезпечення населення продуктами овочівництва та для переробки на консервних заводах. Посівні площі томатів складають 57 % всієї площі овочевих культур.

Культурні томати мають походження із тропічної зони Америки. Від Перу до Мексики томати вирощувались задовго до відкриття Нового Світу європейцями. До Європи томати попали наприкінці шістнадцятого століття, де спочатку вони вирощувались в Іспанії та Португалії., а потім розповсюдились по всій Європі та Близькому Сході.

На території України томати вирощуються в усіх природно – кліматичних зонах. В степових районах виробничі площі під томатами за розміром займають одне із перших місць серед овочевих культур.

Томати, відносяться до сімейства пасльонових (*Solanaceae Juss*), роду *Lycopersicon Tourn*, який складається з трьох видів. Із них два дикі, третій вид – звичайний томат включає всі культурні форми.

Томати – рослини дуже вимогливі до умов освітлення. Чим яскравіше світло, том скоріше і краще розвиваються рослини. Нестача освітлення в період вирощування розсади сприяє витягненню сіянців, утворенню тонких стебел мілкого та жовтуватого листя. У таких сіянців затримується репродуктивний розвиток..

Швидкість розвитку розсади томатів у парниках залежить від кількості світла, що отримують рослини. Інтенсивність освітлення дуже впливає і на швидкість зростання. При збільшенні тривалості та

інтенсивності освітлення розвиток розсади прискорюється, рослини скоріше починають утворювати бруньки та раніше зацвітати.

Одним із найважливіших факторів зовнішнього середовища, що впливають на ріст та розвиток томатів, є температура повітря і ґрунту. Як культурі тропічного походження, томатам властиві підвищені вимоги до термічного режиму. Вимоги до тепла залежать від фази розвитку рослин.

Дружні сходи насіння спостерігаються при температурі 20–25 °С. При температурі 10–11 °С насіння не проростає. Якісна розсада буває при вирощуванні її при температурі 16–22 °С вдень та 8–10 °С вночі.

Встановлено, що підвищена температура ґрунту до 20–25 °С в парниках під час вирощування розсади сприяє тому, що рослини раніше плодоносять, але на величину всього урожаю це не впливає.

Оптимальна температура ґрунту в парниках під час вирощування розсади становить 16–18 °С.

Вимоги томатів до термічних умов зростають з початком цвітіння та утворення плодів. Як і на інші плодові овочеві, на томати в цей період більше впливають нічні температури повітря. Оптимальна мінімальна температура вночі знаходиться в межах 15 °С. Найбільш інтенсивне зав'язування плодів буває при температурі повітря вночі 17–19 °С. В цей період також підвищені вимоги томатів до температури ґрунту. Кращі умови складаються в цей період при температурі ґрунту біля 25 °С.

Температура повітря в межах 30–33 °С негативно впливає на запліднення. Цвіт опадає, уповільнюється або зовсім припинається ріст рослин, слабшають процеси фотосинтезу.

Теплолюбні рослини томатів погано переносять навіть незначні заморозки. При виникненні заморозків пошкодження томатів залежить не тільки від інтенсивності і тривалості заморозків, а від фізіологічного стану рослин. Загартовані молоді рослини з добре розвиненим корінням витримували заморозки до – 1,8...–2,0 °С. При слабо розвиненому корінні, або його пошкодженні стійкість томатів до заморозків значно знижується. Наприкінці вегетації рослини гинуть, а плоди пошкоджуються при температурі –0,5 °С.

Томати добре ростуть за порівняно невисокій вологості повітря. Оптимальна відносна вологість повітря для томатів становить від 45 до 55 %. При відносній вологості більше 60 % томатні рослини більше пошкоджуються хворобами. Особливо небезпечна висока вологість повітря в період вирощування розсади. У сполученні з високою вологістю ґрунту та температурою повітря вона обумовлює високе обводнення тканин рослини. Вони швидко витягуються і, разом з тим, затримуються у розвитку. Для зменшення вологості повітря при вирощуванні розсади в парниках необхідно частіше провітрювати приміщення, поливи проводити тільки вранці.

Вимоги томатів до вологості ґрунту, як і інших овочевих культур, дуже високі, не зважаючи на те, що вони значно посухостійкіші ніж баклажани та солодкий перець.

В районах Південного Степу України томати вирощуються переважно із застосуванням зрошення. Режим зрошення томатів значно відрізняється для різних сортів. Ранні томати в сухі роки поливають 7–8 разів, близькі до середніх багаторічних – 5–6 разів. Перші два – три поливи проводять невеликими нормами 250–300 м³/га. Наприкінці травня – початку червня до кінця періоду плодоносіння на південних важко суглинкових чорноземах рекомендується норма поливу 500 м³/га.

Середньостиглі розсадні та безрозсадні томати в сухі роки поливають 8–9 разів, в роки, близькі до середніх багаторічних – 7–8 разів з нормою поливу 500 м³/га. Тільки перший полив має норму 300–400 м³/га.

Дині і кавуни. Баштанні культури вирощуються майже у всіх регіонах України. Середні урожаї кавунів на незрошуваних землях складають 20–25 т/га, на зрошуваних 40–50 т/га; дині – від 16–18 до 50 т/га.

Дині і кавуни – однолітні теплолюбні рослини. Дослідження показали, що навіть низькі позитивні температури повітря згубні для тканин рослин. Зниження температури ґрунту до 10 °С протягом 24–30 год. викликає ушкодження коренів, а температура повітря 4 °С є порогом, нижче якого ушкоджуються квітки, листки і пагони.

Кавуни і дині – світлолюбні рослини, добре розвиваються на супіщаних чорноземах і суглинних ґрунтах. В вологому ґрунті насіння кавунів проростають при температурі 16–17 °С. Сходи в кавунів з'являються на 8–10-й день, у динь – на 9–16-й день при запасах вологи в шарі ґрунту 0–20 см 20–30 мм і температурі ґрунту 14–16 °С. Для появи сходів кавунів і динь необхідно, щоб суми ефективних температур (вище 15 °С) складала 30–70 °С в залежності від їхніх сортових особливостей. Оптимальною температурою для росту пагонів і листків є 20–22 °С.

Тривалість періоду від сходів до дозрівання плодів варіює в різних по скоростиглості сортів від 68 до 119 днів. Оптимальною температурою для розвитку плодів вважається 25–30 °С. При температурах вище 35 °С в період плодоутворення опадають зав'язі. Цвітіння в динь настає при нагромадженні сум ефективних температур (вище 15 °С) від дати сходів 240–400 °С, у кавунів – 290–490 °С. Великий діапазон у сумах температур зв'язаний із сортовими особливостями цих культур. У період від посіву до дозрівання плодів динь сума ефективних температур повинна складати 770–1170 °С, для плодів кавунів – 870–1240 °С.

Дині і кавуни засухостійкі. При вирощуванні в умовах надлишкового зволоження плоди менш сахаристі і з гіршими смаковими якостями.

24.6. Плодово-ягідні культури

Природні умови нашої країни дозволяють майже повсюдно вирощувати велику кількість плодово-ягідних культур і їхніх сортів. Більшість цих культур є багаторічними рослинами. Вони розрізняються по довговічності, урожайності, вимогам до факторів зовнішнього середовища і ґрунту. У той же час вимоги різних культур до агрометеорологічних умов часто бувають близькими.

Плодові і ягідні рослини вимогливі до умов освітлення. При недостатці світла в умовах навіть часткового затемнення знижується інтенсивність фотосинтезу, що приводить до обпадання зав'язей і зменшення урожаю. Якість плодів погіршується. Вони формуються більш дрібними і слабо пофарбованими, погіршуються аромат і смакові якості. З основних плодово-ягідних культур найбільш вимогливі до освітлення персик, абрикос і виноград, менш вимогливі черешня, айва, груша, слива, яблуня і вишня.

Найбільш вимогливі до тепла лимон, апельсин, мандарин, персик, трохи менше – виноград, абрикос, черешня, айва і зимові сорти яблунь, груш. Далі йдуть у порядку убутної вимогливості: зимові сорти і пізні сорти сливи, осінні сорти груші, яблуні, ранні сорти сливи, вишні, літні сорти груші і яблуні. Загальна потреба різних сортів яблуні в теплі, виражена сумами активних температур вище 10°C, складає 1800...2300 °C, винограду – 2200...4000 °C, цитрусових – не менше 3500 °C за вегетаційний період. Недостача тепла і вологи в період вегетації сповільнює вегетативний ріст, дозрівання урожаю і погіршує підготовку рослин до зими.

Хороші умови вологозабезпеченості плодово-ягідних культур складаються при запасах вологи у ґрунті, що складають 70–80 % найменшої вологоємності. Найбільша потреба у волозі в плодкових деревах спостерігається в період цвітіння й активного росту і залишається високою до дозрівання плодів. Недостача вологи в цей період негативно позначається на урожаї наступного року і підготовці дерев до зими, веде до ослаблення їхнього росту, зменшення кількості листя, утворенню дрібних недорозвинених листків. При зниженні запасів вологи у ґрунті до 30 % найменшої вологоємності ріст пагонів припиняється. У період посухи листки, починаючи знизу, згортаються, жовтіють і засихають, обпадають плоди, які недозрілі. У той же час надлишок вологи в ґрунті в більшому ступені, чим її недостатка, негативно позначається на рості і розвитку плодкових дерев. Нормальні умови вологозабезпеченості, наприклад, для яблуні складаються при рівномірному випаданні протягом року опадів не менш 750–800 мм.

Незалежно від віку всі багаторічні плодово-ягідні культури мають щорічно повторюваний цикл розвитку, що складає з двох періодів – вегетації і спокою.

Видима вегетація надземної частини деревини і чагарникових рослин починається після переходу середньої добової температури повітря через 5 °С, коли починається набрякання бруньок. При температурі повітря близько 10 °С і вище бруньки починають розпускатися. З підвищенням температури швидкість розвитку рослин збільшується. Найбільш інтенсивний ріст пагонів і суцвіть відбувається при температурі 23–28 °С.

Найбільш важливим періодом для плодово-ягідних культур є цвітіння. В абрикоса воно настає при нагромадженні суми ефективних температур (вище 5 °С) 88 °С, у груші і сливи – 125 °С, вишні – 150 °С, більшості сортів яблуні – 185 °С.

У суху і жарку погоду цвітіння проходить швидко – приблизно за 7 днів, а у вологу і прохолодну продовжується 14–20 днів. Для цвітіння вишні і сливи найбільш сприятливі температура 10–18 °С, яблуні і груші – 15–20 °С, персика – 18–20 °С. Зниження температури повітря до 10–12 °С и нижче несприятливо для цвітіння і запліднення, тому що через слабе виділення нектару бджоли рідко відвідують квітучі дерева. Негативно впливає на процес запилення і запліднення температура 30 °С и вище.

У період цвітіння найбільш сприятлива відносна вологість повітря 70–80 %, а при вологості повітря нижче 25 % утрудняється запилення. Сильні вітри і тривалі опади також утрудняють запилення квіток. Заморозки від – 0,6 до –3 °С ушкоджують квітки і зав'язі плодів. Середня добова температура повітря нижче 14–15 °С в перші дні після цвітіння зменшує продуктивність плодових культур.

У період утворення зав'язей для більшості плодових культур хороші умови складаються при температурі 17–18 °С, а в період росту плодів – від 15 до 25 °С. Найбільш інтенсивний ріст ягід винограду відбувається при температурі 23–28 °С.

Температура вище 33–35 °С пригнічує ріст плодових дерев, порушуючи обмін речовин і викликаючи ушкодження окремих тканин, а температура вище 40 °С сприяє засиханню ягід винограду.

У період дозрівання урожаю температура вище 20 °С и суха погода сприяє швидкому нагромадженню сахарів і зниженню кислотності плодів і ягід.

Після завершення формування урожаю сприятливою для підготовки рослин до зими є тепла і помірковано волога погода. Такі умови сприяють нагромадженню в тканинах пластичних речовин і визріванню деревини. Чим краще пройшло визрівання деревини, тим більше низьку температуру може витримати рослина в зимовий період.

24.7. Багаторічні й однолітні сіяні трави

Сіяні трави вирощуються в польових і кормових сівозмінах на звичайних, зрошуваних і осушуваних землях практично у всіх економічних районах країни. Посіви багаторічних і однолітніх трав розміщуються з урахуванням ґрунтово-кліматичних умов і вимог культур, що висіваються, до цих умов.

Ареали сільськогосподарських посівів багаторічних бобових трав визначаються умовами зволоження: запаси води в ґрунті у вегетаційний період повинні складати 70-80 % найменшої вологості. У посушливих районах багаторічні бобові (люцерна й інші) вирощуються тільки при зрошенні.

Для утворення 1 кг сухої речовини конюшина червона, наприклад, витрачає від 500 до 900 кг води; це значно більше, ніж витрати води в зернових культурах, тому що посівам багаторічних бобових трав властива висока густина травостоїв з великою листовою поверхнею. Для вирощування багаторічних трав достатня менша зволоженість ґрунту: 30-40 % найменшої вологості.

Конюшина червона і конюшина рожева. У сільськогосподарському виробництві широке поширення одержали два різновиди конюшини червоної: пізньостиглий або одноукісний (північний), і ранньостиглий або двоукісний (південний). Вирощується також конюшина рожева. Основні біологічні характеристики і господарські особливості цих рослин наведені в табл. 24.5. Як правило, конюшина червона висівається в суміші зі злаковими травами (тимофіївкою, кострицею луговою). У цих випадках урожаї зеленої маси виявляються більш високими в порівнянні з чистими посівами конюшини.

Насіння конюшини проростає в умовах достатнього зволоження ґрунту (70–80 % НВ) при температурі повітря 1...20 °С, причому чим вище температура, тим коротше період від посіву до сходів. Сума ефективних температур повітря (вище 5 °С) для цього періоду складає 65...75 °С.

Відновлення вегетації посівів після зимівлі конюшини відбувається, як і в більшості сіяних трав, при стійкому переході середньої добової температури повітря через 5 °С.

На рослинах першого року посіву у фазі куцїння в пазухах листків утворюються бічні укорочені пагони, через 35–40 днів після відновлення вегетації в конюшини одноукісної настає фаза стеблуння, двоукісна конюшина вступає в цю фазу розвитку на 8–12 днів раніше.

Північні форми конюшини червоної дуже чутливі до інтенсивності світла до фази бутонізації: швидкість розвитку рослин збільшується з подовженням світлового дня. При середній добовій температурі повітря 15 °С настає фаза бутонізації.

Таблиця 24.5 – Температурні показники росту і розвитку основних багаторічних і однорічних кормових трав (А.І. Коровін, 1984)

Культура	Проростання насіння		Поява сходів			Інтервал активно-го росту	Морозостійкість, °С			
	Інтервал найбільшої схожості	Температура		температура			температура			
		мінімальна	оптимальна	максимальна	мінімальна		оптимальна	переносять без видимих ушкоджень	ушкоджуються	гинуть
Конюшина червона одноукісна	6...28	0...2	18...20	32...34	4...5	15...20	8...22	-10...-12 (-8...-10)	-12...-15 (-10...-13)	-18...-20 (-10...-22)
Люцерна	18...26	1...2	20...24	32...34	5...6	15...22	8...25	-10...-12 (-14...-15)	-12...-15 (-16...-18)	-18...-20 (-20...-22)
Тимофіївка	18...32	4...10	18...28	32...34	6...7	15...22	8...22	-12...-16	-18...-20	-22...-24
Костриця	18...30	2...10	18...26	32...34	5...10	15...25	8...25	-12...-16	-18...-20	-22...-24
Їжа збірна	–	–	–	–	–	–	–	–	-18...-20	-22...-24
Житняк	12...25	2...4	18...26	35...40	5...8	15...25	9...26	-12...-16	-18...-20	-22...-24
Стоколос безостий	–	2...4	18...22	32...34	5...8	15...25	8...25	-12...-16	-18...-20	-22...-24
Пирій безостий	12...22	8...10	18...22	26...30	10...12	15...24	10...24	-12...-16	-18...-20	-22...-24
Люпин		0...3	12...16	34	5...8	10...25	12...25	До -3	-4...-5	-6...-8
Вика яра		0...3	15...25	35	10	12...16	15...20	До -3	-4...-5	-6...-7
Кормові боби		0...3	15...20	34	3...5	10...25	15...20	До -3	-4...-5	-6...-8
Чина		0...3	12...16	34	4...5	10...15	10...25	До -3	-4...-5	-7...-9

На другий рік життя конюшини двоукісної період від відновлення вегетації до масового цвітіння охоплює 50–80 днів (суми позитивних температур 650...1000 °С), у конюшини одноукісної цей період на 15 днів більше (сума позитивних температур 1000–1200 °С).

Для різних сортів конюшини одноукісної в ареалі її вирощування суми ефективних температур (вище 5 °С) за період від відновлення вегетації до початку цвітіння повинні складати 430–620 °С, для сортів конюшини двоукісної – 400–470 °С. Ці суми температур отримані для сортів конюшини, що розвиваються в умовах достатнього зволоження – запаси вологи в метровому шарі ґрунту 100 мм і більш. У посушливих умовах (60–70 мм вологи) фаза цвітіння настає раніш, при наборі сум ефективних температур на 50...60 °С менше.

Рясні літні опади затримують цвітіння конюшини і сприяють збільшенню тривалості періоду лінійного росту рослин. В умовах посушливої жаркої погоди формуються низькорослі конюшини. Після першого укусу максимальний лінійний приріст спостерігається в перші дві-три декади. При температурі повітря близько 10 °С середній приріст конюшини у висоту складає 2–4 см за декаду, при високих температурах швидкість росту значно збільшується, досягаючи 10–15 см (можливо до 24 см) за декаду в умовах достатнього зволоження. Однак при середній декадній температурі повітря вище 16...19 °С лінійний приріст пагонів різко знижується (у різних сортів ця межа різна).

Тривалість періоду цвітіння – дозрівання насіння у конюшини складає 28–66 днів у залежності від температури повітря і кількості опадів; сума позитивних температур варіює від 560 до 910 °С. Чим вище температура, менше опадів і сухіше повітря, тим швидше дозрівають насіння. Сприятливою температурою вважається 17 °С і вище.

Для формування урожаю зеленої маси конюшини найбільше значення мають умови вологозабезпеченості. Високі стійкі урожаї конюшини одержують у районах, де за літо випадає 250–300 мм опадів (річна сума 400–500 мм і більше). У той же час конюшина погано переносить затоплення, через 7–10 днів її посіви гинуть.

Найкращі умови для формування високих урожаїв (сіна) конюшини складаються при випаданні 110–125 мм опадів за два перших місяці вегетації: у середньому при збільшенні опадів на кожні 10 мм (у діапазоні 70–110 мм) урожай сіна зростає на 0,9 т/га.

Люцерна. Ареал вирощування різних сортів цієї культури дуже широкий. Це зв'язано з такими якостями люцерни, як висока зимостійкість і посухостійкість, що при правильній агротехніці забезпечують довговічність її посівів без зниження урожайності протягом багатьох років.

Проростання насіння люцерни починається при температурі 2...3 °С, сходи з'являються при 6...9 °С. На більшій частині території вирощування

сходи люцерни витримують нічні заморозки до $-3...-4$ °С, у Східному Сибіру до $-5...-7$ °С. Дружні сходи відзначаються при температурі $17...22$ °С. Сума ефективних температур за період посів – сходи складає $310...340$ °С.

Від сходів до цвітіння люцерні першого року життя необхідно близько 1200 °С при середній температурі повітря вище 14 °С, при більш низькій температурі – до 1500 °С. В умовах прохолодної погоди із середньою температурою нижче 12 °С люцерна не цвіте.

Весняне відновлення вегетації люцерни після перезимівлі на півдні починається в першій декаді березня після стійкого переходу середньої добової температури повітря через 5 °С. Поступово зона весняного відновлення вегетації просувається до півночі. У залежності від погодних умов, що складаються у конкретному році, терміни відновлення вегетації можуть відрізнятися від середніх багаторічних термінів на $10-20$ днів.

Від моменту весняного відростання до фази цвітіння необхідна сума позитивних температур $700...900$ °С, а до фази дозрівання насіння – $1200...1600$ °С.

При середній добовій температурі повітря 16 °С сума позитивних температур за період весняне відростання – цвітіння складає 800 °С, а за період відростання після укусу – цвітіння 700 °С.

Терміни проведення укусів люцерни звичайно зв'язують з настанням фази масової бутонізації і початку цвітіння.

На півдні країни люцерна вирощується на поливі, що дозволяє у виробничих умовах проводити $3-4$ і навіть 5 укусів, а в дослідному порядку до $7-8$ (9) укусів за вегетаційний період.

Люцерна вирощується в основному на незрошуваних землях. Найкращі умови для розвитку, росту і формування високих урожаїв зеленої маси люцерни створюються при вологості ґрунту $70-80$ % найменшої вологості, а для люцерни, залишеної після цвітіння на насіння, найкращі умови складаються при вологості $60-65$ %. Але прохолодна і дощова погода сприяє стовбурінню люцерни, поляганню її пагонів, погіршує умови цвітіння і запилення. Надлишкова вологість ґрунту, затоплення посівів більш ніж на $10-15$ днів приводить до їх зрідженості і загибелі від вимокання.

Укісна маса люцерни визначається висотою пагонів і густотою пагонів на одиниці площі. На півночі ареалу вирощування у виробничих умовах без поливу урожай зеленої маси люцерни варіює від 15 до 25 т/га, у поливних умовах на Півдні України урожай досягає 30 т/га. На півдні ареалу після кожного укусу проводиться полив в обсязі близько 600 м³ води на 1 га.

Злакові трави. Багаторічні злакові трави звичайно висіваються у вигляді травосумішей з бобовими травами. Особливо добре такі суміші трав розвиваються у вологому кліматі.

Масове відновлення вегетації злакових трав навесні відбувається в терміни, близькі до дати стійкого переходу середньої добової температури повітря через 5 °С.

Хороше куціння злаків спостерігається при температурі 8...9 °С, у житняка при температурі 10...15 °С і вологості ґрунту 60–80 % найменшої вологоємності (14–15 пагонів); в умовах зниженої вологості (40 % найменшої вологоємності) утвориться лише 3–5 пагонів. Найбільший ріст пагонів відбувається при температурі 16–18 °С, максимальний приріст за добу може бути більш 5 см.

Колосіння злаків починається при середній добовій температурі повітря вище 15 °С. Чим більше тривалість періоду від відновлення вегетації до колосіння, тим більше висота злаків. Цвітіння в злаків триває всього 6–12 днів. Цвітіння трав настає при нагромадженні наступних сум ефективних температур (вище 5 °С) від дати відновлення вегетації: тимофіївки – 470 °С, костриці лугової – 450 °С, тонконогу лугового, ежі збірної – 400 °С, лисохвосту лугового – 350 °С. Терміни збирання трав на сіно можна розрахувати за датами, до яких накопичується сума ефективних температур 470 °С.

Для росту трав, формування їхньої біомаси найважливішими агрометеорологічними умовами є оптимальні значення температури і вологості ґрунту і повітря. Так, наприклад, близьке залягання ґрунтових вод (на глибині 100–120 см) забезпечує вологою пирій кореневищний, висота якого досягає 115–120 см; при глибині залягання ґрунтових вод більш 180 см висота цієї рослини не перевищує 80–85 см.

У тимофіївки високі урожаї сіна (2–3 т/га) формуються в умовах, коли за два перших місяці вегетації випадає 80–120 мм опадів, а суми позитивних температур не перевищують 600...650 °С; при цьому сума опадів за весь період вегетації повинна складати 350–400 мм. При сумі позитивних температур 750...800 °С і більш за цей же період урожай тимофіївки не перевищує 0,5–1,0 т/га. На кожні "зайві" 50 °С урожай сіна тимофіївки знижується приблизно на 0,7 т/га. Найбільші урожаї зеленої маси тимофіївки (більш 20 т/га) відзначаються при середній температурі повітря 10...11 °С і ГТК = 1,5 ± 1,7; в костриці луговій найбільші урожаї (більш 18 т/га) одержують при середній температурі повітря за період відростання – колосіння 9,5–10,5 °С і ГТК = 1,4 ± 1,7.

Дати настання першого укусу тимофіївки й костриці лугової відповідають часу нагромадження суми позитивних температур 600 °С.

Посіви конюшини в суміші з тимофіївкою і кострицею луговою дають більш високі і рівномірні щорічні урожаї, які перевищують на 1,0 – 2,0 т/га урожаї посівів чистої конюшини.

Посіви однолітніх трав створюють додатковий зелений корм влітку і восени в період між укосами на посівах багаторічних трав. У посушливих районах, де природний рослинний покрив вигорає, вони створюють додатковий корм у період високих літніх температур. З однолітніх трав одержують високоякісне сіно, силос і трав'яне борошно.

Розділ 25

КЛІМАТ, ПОГОДА І АГРОТЕХНІКА

В агрометеорологічному аспекті агротехніка розглядається як комплекс практичних засобів впливу на компоненти радіаційного, теплового і водного балансів пригрунтового шару повітря і ґрунту з метою забезпечення максимальної відповідності умов навколишнього середовища потребам сільськогосподарських культур.

Способи впливу можуть бути прямими і непрямими. До прямих засобів впливу, що регулює водно-повітряно-тепловий режим ґрунту і повітря та світловий режим посівів, варто віднести обробіток ґрунту, зрошення й осушення, снігові меліорації, норми посіву та інші прийоми. До непрямих засобів відносяться: пристосування термінів сільськогосподарських робіт і деяких агротехнічних прийомів до ритмів і особливостей кліматичних і погодних умов.

Сутність значної частини як зональних так і сучасних агротехнічних та агроеліоративних прийомів повинна в основному виходити з прагнення до практично досяжного (в конкретних умовах зони, середовища мешкання, року або сезону) наближення рівня основних життєвих факторів шляхом прямого і непрямого впливу на компоненти радіаційного, водного, теплового і мінерального балансів сільськогосподарських полів. Цей висновок ґрунтується на тому, що природні фактори, які стимулюють продуктивність біосфери, повинні знаходитись в обумовленому гармонійному співвідношенні.

З метою можливого урівноважування життєво важливих факторів, наприклад тепла і вологи, комплекс агротехнічних і агроеліоративних заходів може бути спрямований як на збільшення відсутнього фактора (зрошення, прийоми снігонакопичення і затримки стоку, збільшення вологомісткості і водопроникності ґрунту, використання чистих парів, зниження непродуктивного випаровування і транспірації рослин, утеплення ґрунту за допомогою різних агротехнічних прийомом, розміщення посівів з урахуванням рельєфу місцевості і т.п.), так і на обмеження або зменшення надлишкового (осушення, збільшення витрат тепла на випаровування, вирощування культур тільки у вологий прохолодний період року і т.п.).

Однак оптимальні енергетичні рівні процесів для різних сільськогосподарських культур різні. Наприклад, оптимальні рівні тепла (за умови повного забезпечення вологою) для вирощування бавовнику і картоплі неоднакові. Отже, для конкретних сільськогосподарських цілей необхідна диференційована екологічна оцінка енергетичних рівнів природних процесів тих чи інших кліматичних районів.

Теоретичні положення агрометеорологічного обґрунтування диференціації агротехнічних прийомів (диференційованої агротехніки) вирощування сільськогосподарських культур у залежності від умов погоди сформульовані О.П. Федосєєвим (1979).

25.1. Біокліматичні принципи спеціалізації рослинництва

Високу і стійку продуктивність рослинницької галузі можна забезпечити лише в тому випадку, якщо поряд з відповідним технологічним рівнем, її структура добре пристосована до місцевих або природних умов. За сучасної термінології, структура розроблена з врахуванням біокліматичного потенціалу (БКП) природних ресурсів. Дану вимогу варто розглядати з двох позицій. У широкому його розумінні маються на увазі зональні принципи ведення землеробства, що ґрунтуються на розходженнях, насамперед, кліматичних ресурсів великих територій. Зональна спеціалізація складається, як правило, історично на основі придатності до задоволення біокліматичних потреб культур, як найбільш сприятливих ареалів їхнього вирощування. Наприклад, зона бурякосіяння – Лісостеп України, виробництво товарного продовольчого зерна – Степова зона, картоплі – Полісся. Разом з тим оцінка БКП природних ресурсів у межах основних великих зон, виділених в Україні, визначена по забезпеченості теплом і вологою, що має вирішальний вплив на продуктивність рослинництва, тим більше на його стійкість, характеризується великою розмаїтістю (табл. 25.1). У розрахунках використана методика комплексної оцінки за формулою Д. І. Шашко

$$\text{БКП} = K_p \frac{\sum T_{>10}}{1000}, \quad (25.1)$$

де K_p – коефіцієнт біологічної продуктивності, розрахованої на підставі умов вологозабезпеченості (відношення максимальної продуктивності в умовах достатнього зволоження до продуктивності при нестачі вологи), 1000° – сума середньодобових температур вище 10°C на північній межі землеробства.

За існуючим бонітетом співвідношення теплових ресурсів і вологи визначають як середню і підвищену величину БКП (2,04–2,60) на основній території землеробства. Найбільш сприятливими за загальною оцінкою є райони Лісостепу, які характеризуються хорошим співвідношенням теплових ресурсів з достатнім зволоженням, а також тепле і вологе західне Полісся. В міру просування в південному і південно-східному напрямках біокліматичний потенціал місцевості визначається наростаючим дефіцитом опадів, через що він помітно знижується.

Поряд з вологозабезпеченістю, біологічна продуктивність землеробства залежить від ґрунтових умов. Відомо, що в однакових кліматичних умовах бонітет, наприклад, темно-сірих лісових ґрунтів по урожайності рекомендованих культур оцінюється в 70 балів відповідно до 100-ти бальної оцінки типових чорноземів середньосуглинкових.

Таблиця 25.1 – Порівняння показників БКП в зонах України (В.Ф. Сайко та ін., 1993)

Зона, підзона	Опади, мм	$\Sigma T > 10^{\circ}\text{C}$	K_p	БКП	
				у відносних одиницях	в баллах
Полісся	580	2445	0,93	2,24	98,2
у тому числі:					
західне	620	2500	1,00	2,50	109,6
правобережне	560	2520	0,90	2,27	99,6
лівобережне	525	2420	0,85	2,06	90,4
Лісостеп у тому числі зволоження:	560	2680	0,90	2,41	105,7
достатнього	610	2656	0,98	2,60	114,0
нестійкого	510	2800	0,82	2,32	101,8
недостатнього	470	2860	0,76	2,17	95,2
Степ	425	3100	0,68	2,11	92,5
у тому числі:					
північний	450	3000	0,72	2,16	94,7
південний	400	3180	0,64	2,04	89,5
Середнє по зонах	520	2720	0,84	2,28	100,0

Показники БКП – це насамперед оцінка агрокліматичних ресурсів, зв'язок яких з генетично обумовленими властивостями ґрунту, як фактора ґрунтоутворення цілком закономірна, але до просторової мінливості ґрунтів вимагає додаткової характеристики, яка може бути встановлена на підставі ґрунтово-екологічних коефіцієнтів бонітету місцевих ґрунтів. З огляду на їхню строкатість, такий підхід необхідний насамперед при оцінці агроресурсів на господарському рівні. Ступінь використання біокліматичного потенціалу залежить від ґрунтової родючості, рівня агротехнології, спеціалізації і структури сівозміни.

За узагальненими даними тривалих дослідів, продуктивність сівозмін у 20–25 ц/га зернових одиниць на дерново-підзолистому і сірому лісовому ґрунтах забезпечується за рахунок природної родючості ґрунту. На чорноземах природна продуктивність складає 30–35 ц/га.

В міру окультурення і підвищення ефективної родючості ґрунтів, особливо за рахунок усунення факторів які лімітують продуктивність, ступінь використання БКП помітно зростає.

Зональна і регіональна спеціалізація повинні формуватися з врахуванням того, що сприятливі умови вирощування культур входять у суперечність з можливістю правильного розміщення їх у сівозмінах. Відомо, що цілому ряду культур притаманні помітні обмеження до концентрації посівів у сівозміні. Особливо вимогливі в цьому відношенні люпин, льон, соняшник, горох, цукровий буряк, озима пшениця та ін. Ці культури негативно реагують на повторні й дуже зближені посіви в сівозміні. Біологічна збалансованість культур при їхньому послідовному чергуванні забезпечує достатньо високу їхню продуктивність, якісне освоєння сівозміни і функціонування як системи, яка представляє модель стійкої системи землеробства, хоча й в обмежених розмірах.

Аналіз продуктивності сівозмін на підставі багаторічних стаціонарних дослідів свідчить про значну мінливість показників. Наприклад, у Лісостепу коефіцієнт варіації на дослідних станціях склав: Вінницькій (1965–1974 рр.) – 9 %, Чернігівській (1968–1977 рр.) – 9,4 %, Рівненській (1967–1973 р.) – 14,8 %, Полтавській (1967–1976 рр.) – 26,3 %, Драбовській (1963–1972 рр.) – 25 %.

Природно, що найбільш стійкі за продуктивністю сівозміни в районах з достатнім зволоженням, найменш – з недостатнім. Однак у всіх випадках у межах виконаних дослідів сівозмін характерні показники, які вказують на помітне розходження урожайності культур по роках. Тому найбільш вигідні по стійкості сівозміни плодозмінного типу, збалансовані за біологічним складом культур. Важливо дотримуватись припустимих меж їхнього насичення в вузькоспеціалізованих господарствах із залученням додаткових прийомів, які поліпшують чергування. При повному освоєнні сівозміни, коли вона, як біологічна система, впливає на агроценоз, що звичайно спостерігається в період другої ротації, – продуктивність землеробства у всіх зонах зростає на 30–40 % .

Розмаїтість ґрунтово-кліматичних умов України і значна залежність продуктивності землеробства від природних факторів визначає зональний принцип його розвитку, що дозволяє найбільш повно використовувати біокліматичний потенціал місцевості за рахунок спеціалізації структури рослинництва.

У Степу землеробство і в перспективі повинне спеціалізуватися на виробництві товарного зерна озимої пшениці, а також кукурудзи, ячменю, соняшника. В залежності від виробничої спеціалізації господарств оптимально нормативна структура посівних площ ведучих культур, яка забезпечує правильне їхнє розміщення в сівозмінах, складає: зернових 50–75 %, у тому числі озимої пшениці 25–40 %, технічних культур 10–20 % і кормових 20–30 %.

Основним фактором, який обмежує ефективність агротехнологій і сприяє нестійкості урожайності, є дефіцит вологи у ґрунті. Тому система степового богарного землеробства повинна бути спрямована на поліпшення вологозабезпеченості культур за рахунок агротехнічних заходів, що дозволяють ефективно використовувати природні опади. Основним з них є освоєння зерно-паропросапних сівозмін з розміщенням озимої пшениці після кращих попередників, у тому числі по чорних парах. У найбільш екстремальних за зволоженням районах науково-обґрунтовані площі чорних парів (10–15 %) є важливим чинником інтенсифікації землеробства і стійкого виробництва зерна. За даними багаторічних досліджень, біокліматичні ресурси при дотриманні зональних агротехнологій дозволяють у найближчій перспективі довести середню урожайність зернових до 35–40 ц/га, соняшника – 25–26 ц/га, збір зерна з 1 га ріллі в залежності від спеціалізації господарства досягатиме 20–30 ц, а кормових одиниць – 50–70 ц.

У землеробстві на зрошуваних землях, крім раціоналізації поливів з метою збереження родючості ґрунтів, для підвищення їхньої продуктивності й окупності витрат необхідно освоїти трав'яно-просапні сівозміни, де кормові культури склали б 70–80 %. У таких умовах біокліматичний потенціал найбільш повно використовують люцерна, кукурудза, цукровий і кормовий буряк, суданська трава, соя, які по чистому доходу з 1 га зрошеної площі значно перевершують зернові колосові культури.

У Лісостепу сформована спеціалізація рослинництва, яка підпорядкована виробництву зерна озимої пшениці і фуражних культур (кукурудза, ячмінь, горох), а також цукрового буряку і кормів для тваринництва. В перспективі необхідно уточнити посівні площі зернових, особливо озимих, з врахуванням розміщення їх по кращих попередниках і складає приблизно 4,8 млн. га (43,7 %), у тому числі озимих – 2,2 млн. га (19,9 %). Концентрацію просапних, особливо цукрового буряку, в інтенсивних зернопросапних сівозмінах на землях першої технологічної групи необхідно визначати з врахуванням екологічно припустимих меж насичення сівозмін цією культурою. Для районів з нестійким зволоженням питома вага посівів цукрового буряку до загальної площі ріллі першої технологічної групи не повинна перевищувати 15–20 %, а в інших районах – 20–25 %.

Концентрація факторів інтенсифікації землеробства в зернопросапних сівозмінах на кращих землях дозволяє в перспективі довести середню урожайність зернових культур до 40–45 ц/га, цукрового буряку до 380–450 ц/га, (в залежності від внутрішньозональних умов) і забезпечити збір з 1 га ріллі 18–30 ц зерна і 60–100 ц кормових одиниць.

У Поліссі при порівняно достатніх для більшості рекомендованих культур ресурсах вологи і тепла переважають потенційно низькородючі дерново-підзолисті ґрунти, у тому числі піщані. Зерно-картопляно-льонарській спеціалізації землеробства з розвиненим тваринництвом підпорядкована сформована структура посівних площ: зернових 40–45 %, у тому числі озимих 23–25 %, можливе насичення зерновими за рахунок ярих культур до 65–70 %.

В міру інтенсифікації землеробства на основі заходів щодо окультурення ґрунтів ареали високої продуктивності закономірно зміщуються в райони з достатнім зволоженням, де інтенсивні фактори урожайності реалізуються з великим ефектом. Тому на кращих ґрунтах Полісся вже в найближчій перспективі при вирощуванні культур цілком реально довести середню урожайність зернових до 40–45 ц/га, картоплі – до 200–250 ц/га, збір кормових одиниць до 60–80 ц/га за рахунок підвищення родючості ґрунтів і агротехнологічного рівня.

Велика частина запланованих в Україні площ посівів озимого жита 500 тис. га повинні розміщатися у Поліссі, до умов якого воно добре пристосоване і дає зерно кращої якості в порівнянні з іншими зонами. Для цього необхідно ефективніше використовувати піщані ґрунти, площа яких складає до 600–700 тис. га. При виділенні їх у спеціалізовані зерно-картопляні сівозміни, у структурі яких жито може складати до 40–50 % площі, та відповідній системі меліорації можна забезпечити необхідне валове виробництво зерна цієї культури.

Диференційоване використання ріллі в залежності від ґрунтових умов, підвищення продуктивності сінокосів і пасовищ дасть можливість поліпшити структуру і збільшити виробництво фуражного зерна за рахунок деякого скорочення посівних площ озимої пшениці, кормових культур і розширення посівів на кращих ґрунтах більш коштовних зернофуражних культур, у тому числі ранньостиглих гібридів кукурудзи на зерно в західних і південних районах Полісся, ячменю, вівса, зернобобових культур.

Значний вплив на продуктивність землеробства зональних кліматичних факторів, біологічні обмеження багатьох культур за сумісністю свідчать про те, що коефіцієнт використання біокліматичного потенціалу повніше реалізується в умовах визначеної плодозміни, і про недоцільність вузької спеціалізації рослинництва. У районах із сприятливими умовами, а також на зрошених полях важливим фактором використання БКП є повторні посіви.

З врахуванням відзначених концепцій розвитку землеробства розроблені орієнтовані зональні нормативи структури посівних площ основних груп культур (табл. 25.2), які дозволяють освоїти біологічні принципи при організації сівозмін з високою ефективністю використання БКП і реалізувати ідею екологічної раціоналізації землеробства.

Таблиця 25.2 – Оптимальна нормативна структура посівних площ з врахуванням науково-обґрунтованих сівозмін на основі ґрунтово-екологічних принципів ведення землеробства (В.Ф. Сайко та ін.,1993)

Культура	Полісся		Лісостеп		Степ	
	тис. га	%	тис. га	%	тис. га	%
Площа пашні після трансформації угідь	4600	100	11170	100	14900	100
Чисті та сидеральні пари	7	0,1	180	1,6	1150	7,7
Зернові: всього і у тому числі озимі	1850 1060	40,2 23,0	4800 2190	43,0 19,6	6550 3530	43,9 23,7
Технічні: всього і у тому числі:	380	8,3	1550	13,9	1700	11,4
цукровий буряк	230	5,0	1100	9,8	220	1,5
соняшник	–	–	298	2,7	1330	8,9
Картопля, овочі, баштанні	720	15,7	865	7,7	735	4,9
Кормові: всього і у тому числі багаторічні трави	1643 780	35,7 17,0	3775 1600	33,8 14,3	4765 1700	32,1 11,4

25.2. Вплив погодних умов на ефективність внесення органічних та мінеральних добрив

У межах України існують три основні ґрунтово-кліматичні зони – Полісся, Лісостеп, Степ, які, в свою чергу, підрозділяють на підзони, що мають свої особливості погодних і ґрунтових умов. Найчастіше в науковій літературі оперують трьома зонами, які мають, незважаючи на розмаїтість, багато загального в ґрунтово-кліматичних умовах.

Відомо, що ефективність добрив у різних зонах неоднакова, що вона залежить ще від метеорологічних умов вегетаційного періоду, насамперед, кількості опадів, температури повітря, вологості ґрунту, тривалості сонячного сйва та ін.

В роботі В.Ф Сайко та ін. виконано узагальнення метеорологічних та агрометеорологічних даних для окремих зон України: Полісся, західного Лісостепу, центрального Лісостепу, східного Лісостепу і Степу. Ці дані згруповані за найбільш контрастними роками на три типи умов погоди: сприятливі роки за зволоженням і температурним режимом; посушливі; перезволожені та холодні роки. Їх повторюваність наведена в табл. 25.3.

Закономірність дії основних видів добрив у залежності від погодних умов у сприятливі, посушливі, перезволожені і холодні роки встановлена для основних культур – озимої пшениці, ячменю, багаторічних трав, цукрового буряку, картоплі. Встановлені закономірності можуть бути основою розробки заходів щодо стабілізації урожаїв, тому що в залежності від погодних умов розкривається механізм дії гною і мінеральних добрив на формування приросту урожаю, а погоди – на урожай за рахунок природних факторів.

Таблиця 25.3 – Повторюваність сприятливих та екстремальних умов в зонах України за 26 років (1961–1986), %

Зона	Роки		
	Сприятливі	посушливі	перезволожені та холодні
Полісся	52	24	24
Лісостеп	60	25	15
Степ	46	44	10

Озима пшениця. У польових дослідах застосовували наступні одинарні норми добрив: у Поліссі підстилкового гною 20 т/га, мінеральних добрив – $N_{40}P_{40}K_{40}$, у Лісостепу і Степу – до 25 т/га і $N_{30-40}P_{30-40}K_{30-40}$.

За роки досліджень сприятливі умови у формуванні урожаю склалися в Поліссі для 40 % років, Лісостепу – 59 % і Степу – 50% років, посушливі – відповідно 30, 11 і 35%, перезволожені і холодні майже 33 % років. Якщо в Степу для інших сільськогосподарських культур перезволожені і холодні роки відповідали умовам сприятливих років, то на озиму пшеницю вони мали в деякій мірі депресивну дію. Очевидно, це пов'язано зі зниженням температури повітря і ґрунту, зменшенням суми позитивних температур вище 10 °С і кількістю годин сонячного сяйва. Відомо, що зменшення річної кількості опадів на Європейській території на 100 мм знижує приріст урожаю від застосування помірних норм добрив ярих зернових культур на 1,1 і озимих на 1,9 ц/га, зменшення запасів продуктивної вологи на 10 мм – на 0,1–0,2 ц/га (О.П. Федосєєв, 1979). При запасах вологи в орному шарі менше 10 мм створюються умови недостатньої, а більше 60 мм – надлишкової вологості для осіннього розвитку озимих культур. Оптимальне її значення складає 40–45 мм на початку вегетації і 15–25 мм перед припиненням вегетації.

Основа майбутнього урожаю закладається з осені, оскільки кількість зерен у колосі прямо залежить від температурних умов осіннього періоду. Чим більше восени днів з температурою 10–15 °С, тим більше буде утворено зерен у колосі, особливо при оптимальному

фосфорному і калійному живленні, що сприяє кращому розвитку кореневої системи. За даними М.С. Кулика первинна коренева система озимих до настання зими досягає 70–100 см і більше, вторинні корені проникають на глибину 30–60 см, що забезпечує ранньої весни найбільш повне використання рослинами ґрунтової вологи і поживних речовин, проявляючи помітний вплив на формування зерен у колосі.

Індикатором природної ґрунтової родючості є урожай зерна без застосування добрив, що склав за матеріалами узагальнення, у сприятливі роки в Поліссі – 34,4 ц/га; Лісостепу – 39,8 ц/га і Степу – 41,1 ц/га, у посушливі роки – 21,3; 23,7 і 21,6 ц/га відповідно, а в перезволожені і холодні – 22,5; 26,6 і 24,0 ц/га (табл. 25.4).

Таблиця 25.4 – Вплив погодних умов і добрив на формування урожаю зерна озимої пшениці у виробництві та наукових дослідках по зонах України (В.Ф Сайко та ін.,1993)

Варіант	Полісся			Лісостеп			Степ		
	Роки								
	сприятливі	посушливі	перезвожені та холодні	сприятливі	Посушливі	перезвожені та холодні	сприятливі	посушливі	перезвожені та холодні
Кількість років, %	40	30	30	59	11	35	50	35	25
Урожайність, ц/га:									
Без добрив	34,4	21,3	22,5	39,8	23,7	26,6	41,1	21,6	24,0
На виробництві	26,1	21,5	23,4	30,4	24,6	30,1	29,6	21,5	25,4
Приріст урожаю:									
Гній, 20-25 т/га	5,9	3,2	1,9	3,6	1,1	1,7	4,3	3,2	2,0
N ₃₀₋₄₀ P ₃₀₋₄₀ K ₃₀₋₄₀	10,6	9,8	8,0	8,7	4,5	8,0	12,7	5,5	10
N ₆₀₋₈₀ P ₆₀₋₈₀ K ₆₀₋₈₀	13,1	12,6	12,0	8,6	4,9	8,8	15,8	6,1	8,8
Гній + N ₂ P ₂ K ₂	11,6	10,3	4,9	11,3	3,3	2,4	11,5	4,8	10,8
Післядія гною + N ₂ P ₂ K ₂	12,4	15,8	5,7	9,3	8,1	13,1	11,4	8,2	–

У середньому в екстремальні роки урожаї без застосування добрив були на 15–16 ц/га або приблизно на 40 % нижче, ніж у сприятливі. В умовах виробництва навіть у сприятливі роки з використанням усіх

засобів хімізації отримано зерна на 10 ц/га менше, ніж у дослідах без добрив. Внесення їх в одинарній нормі ($N_{40}P_{40}K_{40}$) дозволяє одержати додатковий приріст, що складає стосовно неудареного контролю в сприятливі роки для: Полісся 10,6 ц/га, Лісостепу 8,7 ц/га і Степу 12,7 ц/га, у посушливі роки – відповідно 9,8; 4,5 і 5,5 ц/га, у перезволожені і холодні – 8...10 ц/га зерна повсюдно. Подвоєння норми мінеральних добрив сприяло подальшому підвищенню приросту урожаю в середньому по Україні в сприятливі роки на 20 – 24 %, у посушливі – на 9 – 18 % . У той же час в окремих дослідах Лісостепу і Степу не отримано підвищення урожаю від подвоєння норм мінеральних добрив, особливо в посушливі роки.

Внесення підстилкового гною в середньому 20–30 т/га забезпечило приріст урожаю в сприятливі роки в дослідах на: у Поліссі 5,9 ц/га, у Лісостепу 3,6 ц/га і в Степу 4,3 ц/га, у посушливі він складав 1,1–3,2 ц/га, у перезволожені і холодні – 0,5...2,0 ц/га. Застосування одного підстилкового гною в екстремальні роки не призвело до помітного підвищення урожаю.

У посушливі роки безпосереднє внесення підстилкового гною під озиму пшеницю знижувало приріст урожаю. У той же час внесення його під попередники озимої пшениці, а мінеральних – безпосередньо під неї сприяло одержанню такого ж урожаю зерна в сприятливі роки, як при прямій дії гною, а в посушливі, перезволожені і холодні – приблизно на 2,5 ц/га вище, ніж при прямій його дії. В ланці сівозміни з озимою пшеницею підстилковий гній найкраще вносити під її просапні попередники, що стабілізує урожай зерна і забезпечує більш високу її продуктивність.

Пайова участь факторів попередника, погоди і добрив у формуванні урожаю зерна в умовах Полісся розподіляється так: при використанні оптимальних норм мінеральних добрив урожай змінюється за рахунок попередників на 10,2 %, погодних умов – на 28,8 % і застосування добрив – на 40,6 %. При спільній дії мінеральних добрив і підстилкового гною пайова участь погоди вже складала 74,8 %, а добрив лише 16,4 %, у післядії гною і прямій дії мінеральних відповідно 61,4 і 34,2 % .

Наочним прикладом ефективності добрив є графічне зображення приросту урожаю зерна озимої пшениці при різних умовах (рис. 25.1 та рис. 25.2). З наведених даних видно, що при прямій дії мінеральних добрив і післядії гною формуються високі прирости урожаю при будь-яких погодних умовах.

Судячи з кращих варіантів аналізованих дослідів, можна розраховувати на одержання урожаю зерна озимої пшениці у сприятливі роки в умовах Полісся – 48, Лісостепу – 52 і Степу – 57 ц/га, у посушливі роки в межах 30–37 ц/га, перезволожені і холодні – 34-40 ц/га, що приблизно на 30–33 % нижче, ніж у сприятливі. В умовах виробництва недобір зерна (у порівнянні з урожаєм в дослідах наукових установ), складе приблизно

24 ц/га, найбільше відчутне в сприятливі роки, в екстремальні – 12 ц/га; хоча кількість внесених мінеральних добрив майже однакова в обох випадках.

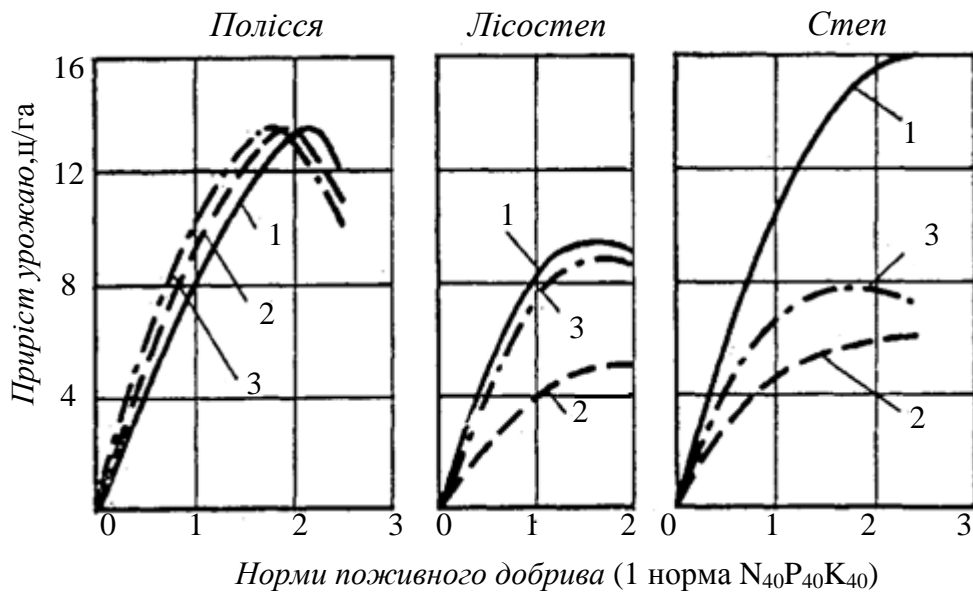


Рис. 25.1 – Формування приросту урожаю зерна озимої пшениці в залежності від погодних умов і внесення мінеральних добрив (В.Ф. Сайко та ін.,1993):
1 – сприятливі; 2 – посушливі; 3 – перезволожені і холодні роки

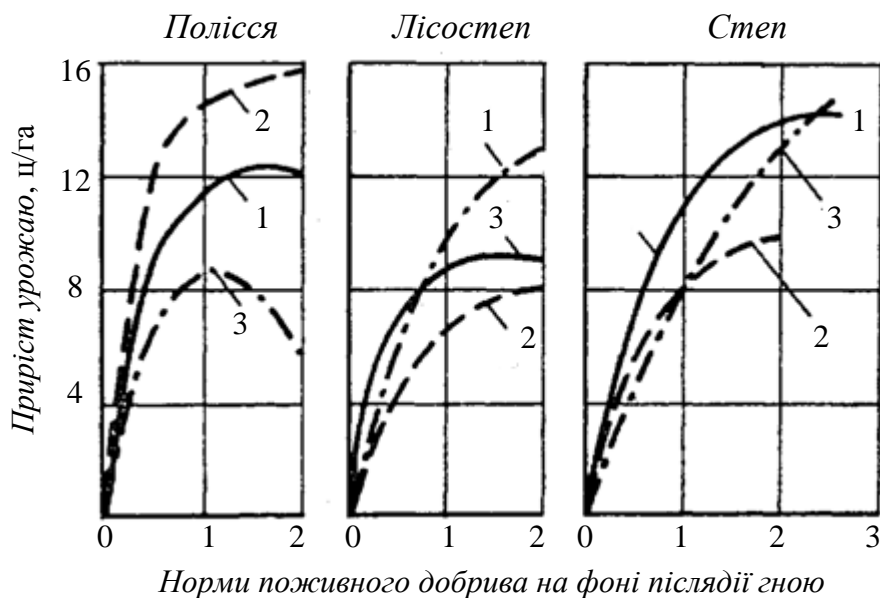


Рис. 25.2 – Формування приросту урожаю зерна озимої пшениці в залежності від погодних умов і внесення мінеральних добрив на фоні післядії гною, внесеного під попередники (В.Ф. Сайко та ін.,1993):
1 – сприятливі; 2 – посушливі; 3 – перезволожені і холодні роки

Ярий ячмінь. Ця культура відноситься до найбільш урожайних і холодостійких зернових культур. Дія добрив на урожай ярих зернових культур, у тому числі і ячменю, в основному залежить від погодних умов, особливо зволоженості ґрунту в критичні періоди вегетації. На початку вегетації ячмінь розвивається дуже повільно і бур'яни значно випереджають його у своєму рості, тому боротьба з ними поліпшує використання рослинами ячменю вологи і добрив, за рахунок чого підвищується урожай.

Ячмінь, як культура з коротким вегетаційним періодом, особливо чутливий до недостачі фосфору в самому ранньому періоді розвитку, і подальше, навіть саме велике постачання цим елементом не може компенсувати недостачу фосфору на початку його розвитку. Внесення добрив помітно підвищує його посухостійкість і на 15–20 % зменшує транспіраційний коефіцієнт. Залежність ефективності дії добрив від погодних умов наведена в табл. 25.5.

Таблиця 25.5 – Вплив погодних умов і добрив на формування урожаю зерна ярого ячменю у виробництві та наукових досліджах по зонах України (В.Ф. Сайко)

Варіант	Полісся			Лісостеп			Степ		
	Роки								
	сприят ливі	посу шли ві	перез- воло- жені та холодні	Спри- ят ливі	посу шли- ві	перез- воло- жені та холодні	сприя- тливі	посуш ливі	перез- воло жені та холодні
Кількість років, %	45	30	25	55	30	15	40	45	15
Урожайність, ц/га									
Без добрив	21,1	10,4	10,4	30,9	17,3	20,6	30,7	12,8	30,7
На вироб ництві	25,7	18,9	24,7	26,5	19,9	25,6	22,7	15,6	21,5
Приріст урожаю									
Післядія 30 т/га гною	9,7	7,1	6,0	3,2	6,6	1,1	0,1	1,0	1,1
теж + N ₂₀₋₄₀ P ₄₀ K ₃₀₋₄₀	18,7	16,4	12,7	12,0	9,9	13,5	4,7	0,3	4,7
теж + N ₄₀₋₈₀ P ₈₀ K ₆₀₋₈₀	26,9	15,0	19,9	12,9	11,7	16,5	4,7	1,2	4,7
N ₂₀₋₄₀ P ₄₀ K ₃₀₋₄₀	16,6	11,0	11,3	6,4	3,4	–	5,3	1,8	5,3
N ₄₀₋₈₀ P ₈₀ K ₆₀₋₈₀	20,0	11,2	12,5	–	–	–	5,7	1,1	3,4

У варіантах без добрив урожайність зерна ячменю в сприятливі роки у Поліссі склала 21,1 ц/га, Лісостепу і Степу – 31 ц/га, в екстремальні роки вона знижувалася повсюдно незалежно від типу погоди на 13–15 ц/га. Застосування добрив стабілізує діяло на формування його урожаю. Особливо ефективним виявилася пряма дія в сівозміні помірних норм мінеральних добрив на фоні післядії гною.

В умовах виробництва в порівнянні з дослідями наукових установ відзначено недобір урожаю у сприятливі роки, що складає в середньому по Україні 18 ц/га, тоді як такий недобір у посушливі роки складає 7 ц/га, у перезволожені і холодні – 5 ц/га.

Кукурудза на зерно і силос. Ця культура широко поширена в районах достатнього і нестійкого зволоження.

Сприятливі умови для формування зерна кукурудзи у Поліссі складають 54 %, у Лісостепу – 64 % і в Степу – 55 % років, а екстремальні відповідно 46, 36 і 45 %, з яких у Поліссі посушливі і перезволожені умови були однаково несприятливими, у Лісостепу і Степу переважали посушливі роки. Майже така ж закономірність зберігається і для кукурудзи, яка вирощувалась на силос.

Погодні умови помітно впливали на формування її урожаю. Без застосування добрив найбільш високі урожаї зерна в дослідях отримані в сприятливі роки: у Поліссі – 30,6 ц/га, Лісостепу – 45,4 ц/га і в Степу – 39,7 ц/га, зеленої маси – відповідно 240, 376 і 214 ц/га. В посушливі роки без добрив урожаї зерна знижувалися у Поліссі на 11 ц/га, у Лісостепу і Степу – на 27 %, а в перезволожені і холодні у Поліссі на 41 %, у Лісостепу на 32 %, у Степу останні умови в дослідях не склалися. Урожаї, зеленої маси, у посушливі роки знижувалися в порівнянні зі сприятливими на 23–26 %, а в перезволожені і холодні – на 32–34 %, що на 8–9 % менше, ніж у посушливі (табл. 25.6, табл. 25.7).

Судячи з даних дослідів, добрива є одним з основних факторів стабілізації урожаїв кукурудзи. При спільному внесенні підстилкового гною і мінеральних добрив у помірних нормах прирости урожаю зерна в Поліссі і Лісостепу в сприятливі роки досягали 29 ц/га стосовно неудобреного контролю, при роздільному внесенні від мінеральних добрив – 22 ц/га, від гною – 18 ц/га, у посушливі роки – відповідно 23, 17 і 16 ц/га, у перезволожені і холодні – 29, 20 і 15 ц/га. Спільне застосування гною і мінеральних добрив забезпечило найвищий урожай зерна в порівнянні з роздільним при будь-яких погодних умовах.

Такі ж закономірності зберігаються і при вирощуванні кукурудзи на силос. Тут також отримані найбільш високі прирости зеленої маси від спільного застосування гною (20 т/га) і мінеральних добрив. Урожаї зеленої маси на фоні застосування гною та внесення мінеральних добрив $N_{140} P_{90} K_{100}$ незначно змінювалися від погодних умов, складаючи у Поліссі 178–214 ц/га, у Лісостепу 122–239 ц/га, і в Степу 145–178 ц/га.

Таблиця 25.6 – Вплив погодних умов і добрив на формування урожаю зерна кукурудзи у виробництві та наукових дослідах по зонах України (В.Ф. Сайко та ін.,1993)

Варіант	Полісся			Лісостеп			Степ		
	Роки								
	сприятливі	посушливі	перезволожені та холодні	Сприятливі	Посушливі	перезволожені та холодні	сприятливі	посушливі	перезволожені та холодні
Кількість років, %	54	28	23	64	23	13	55	35	10
Урожайність, ц/га									
Без добрив	30,6	27,1	18,0	45,4	32,9	30,6	39,7	29,2	39,7
На виробництві	38,4	33,4	32,3	32,4	28,0	29,4	28,9	21,1	28,0
Приріст урожаю:									
Гній, 30 т/га	17,5	16,1	15,5	4,5	—	4,1	3,6	1,8	3,6
N ₆₀ P ₅₀ K ₅₅	19,8	12,0	14,6	9,6	—	1,0	—	—	—
N ₁₂₀ P ₁₀₀ K ₁₁₀	22,7	15,2	20,4	15,8	—	5,7	4,0	—	—
Гній+N ₆₀ P ₅₀ K ₅₅	25,9	19,3	26,3	16,9	17,0	13,5	4,5	3,6	4,5
Гній+N ₁₂₀ P ₁₀₀ K ₁₁₀	29,3	22,8	28,9	22,8	21,9	21,1	—	—	—
Післядія гною + N ₆₀ P ₅₀ K ₅₅	—	—	—	14,1	14,6	16,4	—	—	—
теж+N ₁₂₀ P ₁₀₀ K ₁₁₀	—	—	—	11,4	13,2	16,4	—	—	—

В екстремальні роки за рахунок зниження природної родючості спостерігалось зниження урожаю зерна на 10–12 ц/га, а зеленої маси на 60–120 ц/га, внесення ж добрив помітно стабілізувало урожай.

Вплив погодних умов на формування приростів урожаю зеленої маси кукурудзи представлено на рис. 25.3 та 25.4.

Потенційні урожайні можливості кукурудзи досить високі. В сприятливі роки повсюдно можливий урожай 60–70 ц/га зерна і 400–600 ц/га зеленої маси, у посушливі – 40–50 і 300–400 ц/га, перезволожені і холодні – 40–50 і 400–500 ц/га відповідно.

В умовах виробництва існують великі можливості для підвищення урожаю кукурудзи. Її урожаї в сприятливі роки не перевищують у середньому по Україні 30,5 ц/га зерна і 176 ц/га зеленої маси, у посушливі вони ще нижче – відповідно на 5,5 і 46 ц/га.

Таблиця 25.7 – Вплив погодних умов і добрив на формування урожаю силосної маси кукурудзи у виробництві та наукових дослідях по зонах України (В.Ф Сайко)

Варіант	Полісся			Лісостеп			Степ		
	Роки								
	Сприятливі	посушливі	перезволожені та холодні	сприятливі	посушливі	Перезволожені та холодні	сприятливі	посушливі	перезволожені та холодні
Кількість років, %	50	25	25	67	25	8	50	42	8
Урожайність, ц/га:									
Без добрив	240	180	158	376	276	256	214	165	214
На виробництві	199	185	150	200	166	193	169	116	170
Приріст урожаю									
Гній, 20 т/га	143	130	157	—	—	—	21	16	21
N ₇₀ P ₄₅ K ₅₀	153	105	136	181	136	—	56	30	56
N ₁₄₀ P ₉₀ K ₁₀₀	248	244	182	—	244	—	80	78	80
N ₂₁₀ P ₁₃₅ K ₁₆₀	267	166	216	—	—	—	—	—	—
Гній+N ₇₀ P ₄₅ K ₅₀	301	242	293	—	—	—	72	56	72
Гній+ N ₁₄₀ P ₉₀ K ₁₀₀	214	178	190	164	122	239	174	145	178
Гній+N ₂₁₀ P ₁₈₀ K ₁₀₀	232	197	217	230	133	91	—	—	—

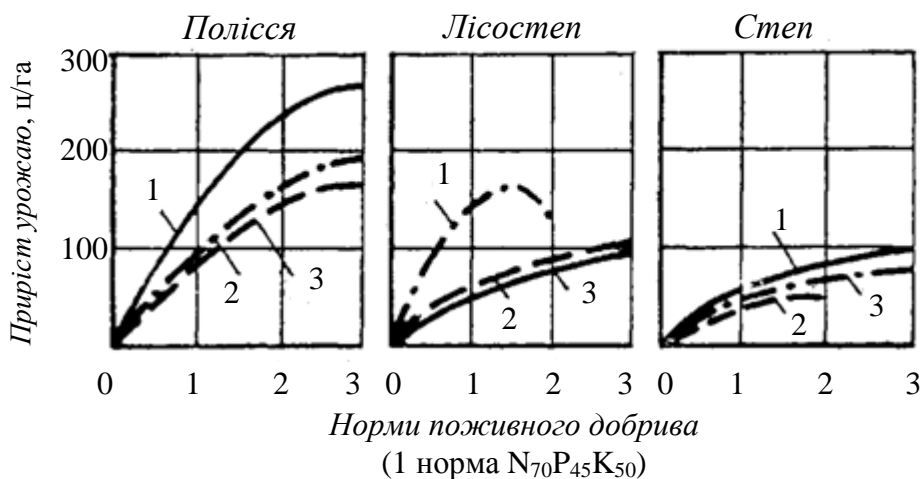


Рис. 25.3 – Формування приросту урожаю зеленої маси кукурудзи в залежності від погодних умов та внесення мінеральних добрив (В.Ф. Сайко та ін.,1993).

1 – сприятливі; 2- посушливі; 3 – перезволожені та холодні роки.

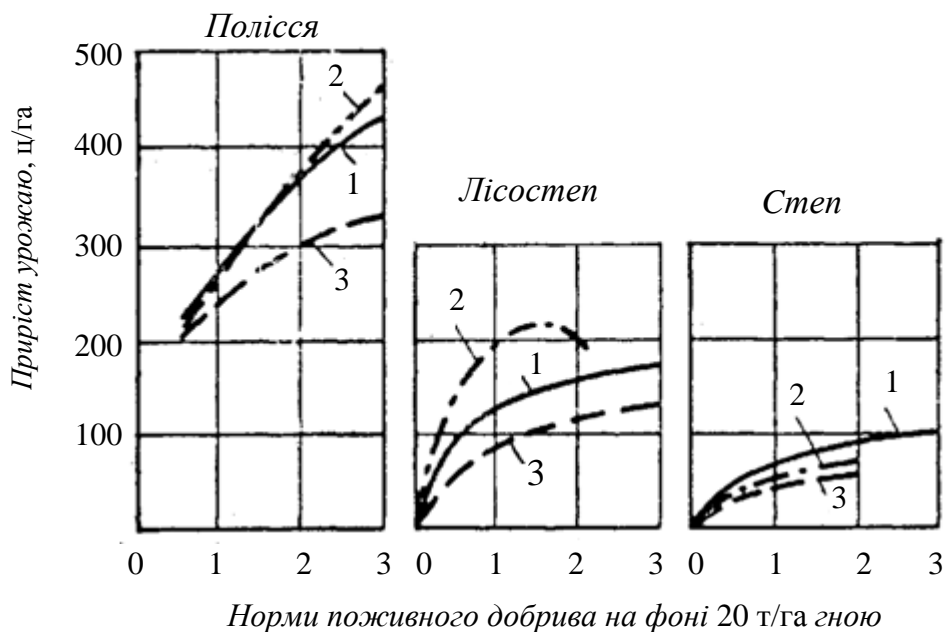


Рис. 25.4 – Формування приросту урожаю зеленої маси кукурудзи в залежності від погодних умов та сумісного внесення органічних та мінеральних добрив (В.Ф. Сайко).
1 – сприятливі; 2- посушливі; 3 – перезволожені та холодні роки.

Недобір урожаю кукурудзи у виробництві найбільший також у сприятливі роки. За умови раціонального використання добрив і вмілого застосування агротехнічних прийомів існує реальна можливість збільшити її урожаї не менш ніж у 2 рази, особливо в умовах Полісся при впровадженні тут скоростиглих гібридів.

Цукровий буряк. У сприятливі роки без застосування добрив отримано 342 ц/га коренеплодів цукрового буряку, у посушливі на 120 ц/га, у перезволожені і холодні – на 71 ц/га нижче, ніж у сприятливі.

Роздільне внесення гною і мінеральних добрив в одинарних нормах забезпечило середній приріст урожаю 69 і 91 ц/га, спільне – 131 ц/га. Найнижчі прирости від одного гною отримані у сприятливі та перезволожені роки, від мінеральних – у перезволожені

На цукрових буряках, як ні на якій іншій культурі, просліджується стабілізуюча дія добрив, особливо при підвищенні норм гною до 60 т/га і внесенні мінеральних добрив у помірних (до 320 кг/га) нормах. Приріст урожаю коренеплодів у цьому випадку складає в середньому 154 ц/га, коливання від впливу погодних факторів – біля ± 15 ц/га (табл. 25.8).

Основою раціонального застосування добрив під цукрові буряки необхідно вважати спільне внесення оптимальних норм підстилкового гною і мінеральних добрив. Під цукрові буряки найефективніше вносити підстилковий гній у нормі 50–60 т/га і мінеральні добрива $N_{120} P_{80} K_{120}$, що по ефективності не уступає внесенню 25–30 т/га гною і подвійній нормі мінеральних добрив. Збільшення норми останніх на фоні гною до 600 –

900 кг/га підвищувало приріст урожаю тільки в західному Лісостепу В умовах недостатнього і нестійкого зволоження внесення таких високих норм добрив не мало переваги перед оптимальними – N₁₈₀ P₁₂₀ K₁₆₀ на фоні післядії гною 25–30 т/га.

Таблиця 25.8 – Вплив погодних умов і добрив на формування урожаю коренеплодів цукрового буряку у виробництві та наукових дослідях в зонах України (В.Ф. Сайко та ін.,1993)

Варіант	Полісся			Лісостеп			Степ		
	Роки								
	сприя- тливі	по- суш- ливі	перез- воло- жені та холодні	сприя- тливі	по- суш- ливі	Перез- воло- жені та Холодні	сприя- тливі	По- суш- ливі	перез- воло- жені та холод- ні
Кількість років, %	53	26	21	58	21	21	47	47	6
Урожайність, ц/га									
Без добрив	—	—	—	342	222	271	—	—	—
На вироб- ництві	318	240	269	295	242	299	241	193	260
Приріст урожаю:									
Гній, 25-30 т/га	—	—	—	60	81	65	—	—	—
Гній, 60т/га	—	—	—	121	112	89	—	—	—
N ₁₂₀ P ₈₀ K ₁₂₀	—	—	—	103	100	69	—	—	—
N ₂₄₀ P ₁₆₀ K ₂₄₀	—	—	—	135	132	98	—	—	—
N ₃₆₀ P ₂₄₀ K ₃₆₀	—	—	—	147	109	198	—	—	—
Гній дві норми + N ₁ P ₁ K ₁	—	—	—	171	151	140	—	—	—
Гній одна норма + N ₁ P ₁ K ₁	—	—	—	130	141	123	—	—	—
Гній одна норма + +N ₂ P ₂ K ₂	—	—	—	149	168	146	—	—	—
Гній одна норма + N ₃ P ₃ K ₃	—	—	—	190	200	172	—	—	—

Закономірності дії добрив у залежності від типу погоди добре просліджуються на рис. 25.5.

Питання про норми мінеральних добрив під цукрові буряки дотепер є актуальним. Проведений аналіз свідчить, що у всіх районах недостатнього і нестійкого зволоження вони не повинні перевищувати

400–410 кг/га, а в районах достатнього зволоження – не більш 600 кг/га з обов'язковим внесенням у всіх випадках підстилкового гною не менш 50–60 т/га. Це може в умовах Лісостепу в сприятливі роки забезпечити одержання до 500–530 ц/га, у посушливі – 320–420 ц/га, перезволожені і холодні – 400–470 ц/га коренеплодів цукрового буряку.

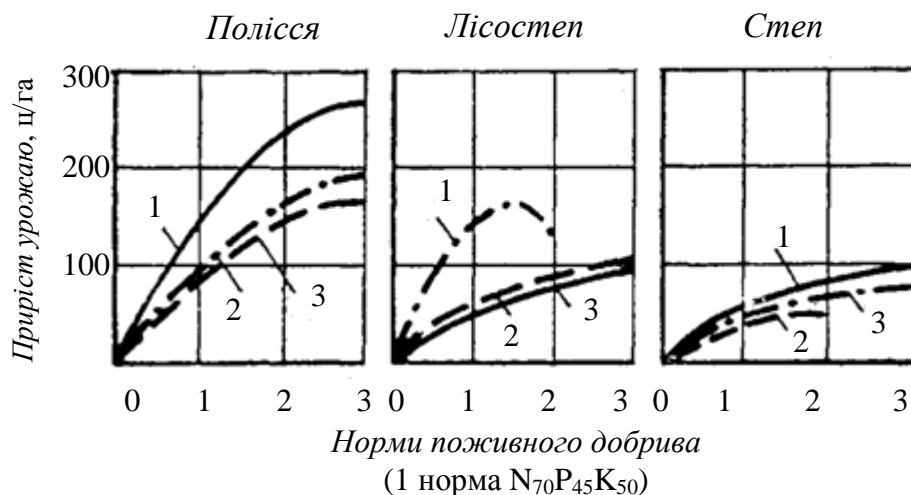


Рис. 25.5 – Формування приросту урожаю коренеплодів цукрового буряку в залежності від погодних умов та сумісного внесення органічних та мінеральних добрив
1 – сприятливі; 2 – посушливі; 3 – перезволожені та холодні роки.

В умовах виробництва в сприятливі роки середній урожай цієї культури в Україні склав 284 ц/га, у тому числі в Лісостепу – 295 ц/га, у посушливі – 225 і 242 ц/га, у перезволожені й холодні – 276 і 290 ц/га. Таким чином, фактичні середні урожаї по Україні нижче максимальних урожаїв у досліді з різними типами погоди на 43, 39 і 41 %. Це свідчить про те, що в умовах виробництва незадовільно реалізуються умови сприятливих років, а в посушливі роки не застосовується маневрування агротехнічними прийомами при вирощуванні цукрового буряку.

Картопля. Установлена помітна стабілізуюча роль добрив при вирощуванні картоплі. Якщо без внесення добрив урожайність у сприятливі роки складала 115 ц/га, знижуючи в посушливі на 40 ц/га і в перезволожені на 53 ц/га, то коливання її при використанні добрив не перевищували відповідно 19 і 32 ц/га. Приріст урожаю бульб при спільному використанні підстилкового гною і мінеральних добрив, що є основою для одержання найбільш високих урожаїв, у середньому складав 136 ц/га, при роздільному внесенні гною – 64 ц/га, мінеральних добрив в одинарній нормі – 85 ц/га (табл. 25.9).

Таблиця 25.9 – Вплив погодних умов і добрив на формування урожаю бульб картоплі у виробництві та наукових досліджах в зонах України (В.Ф. Сайко та ін.,1993)

Варіант	Полісся			Лісостеп			Степ		
	Роки								
	сприят ливі	посуш ливі	перез- воло- жені та холодні	сприят ливі	посуш ливі	перез- воло- жені та холодні	сприят ливі	посуш ливі	перез- воло- жені та холодні
Кількість років, %	60	15	25	55	25	20	40	50	
Урожайність, ц/га									
Без добрив	155	75	62	—	—	—	—	—	—
в умовах виробництва	130	94	111	124	101	104	80	60	80
Приріст урожаю									
гній, 30 т/га	83	59	46	—	—	—	—	—	—
N ₁₀₀ P ₆₀ K ₁₁₀	92	87	76	—	—	—	—	—	—
N ₂₀₀ P ₁₂₀ K ₂₂₀	117	97	78	—	—	—	—	—	—
N ₃₀₀ P ₁₈₀ K ₃₃₀	77	134		—	—	—	—	—	—
гній одна норма + N ₁ P ₁ K ₁	125	108	114	—	—	—	—	—	—
гній одна норма+N ₂ P ₂ K ₂	153	134	121	—	—	—	—	—	—
гній дві норми+N ₁ P ₁ K ₁	168	130	176	—	—	—	—	—	—
гній три норми+N ₁ P ₁ K ₁	116	146	76	—	—	—	—	—	—

Самі сприятливі умови для формування урожаю картоплі складаються у Поліссі (60 % років), у Лісостепу (55 % років). З екстремальних умов найбільш розповсюдженим є для Полісся перезволоження, для Лісостепу – посушливі явища. У Степу тільки 40 % років відповідали сприятливим умовам, інші були посушливими, умови перезволоження для цієї культури тут не склалися.

Урожай бульб картоплі в умовах виробництва в середньому по Україні у сприятливі роки склав 120 ц/га, у посушливі – 98 ц/га, у перезволожені й холодні – 101 ц/га.

Недобір урожаю в посушливі роки склав 22 ц/га, у перезволожені і холодні – 19 ц/га стосовно сприятливого. Найбільш високі урожаї за сприятливих умов формувалися у Поліссі, але тут жорсткіше, ніж у Лісостепу, позначилися посушливі роки. У Степу при будь-яких типах погоди урожаї картоплі не перевищували 60–70 % середніх по Україні.

Стабілізуюча дія спільного внесення гною і мінеральних добрив на урожай бульб картоплі добре просліджується на рис. 25.6.

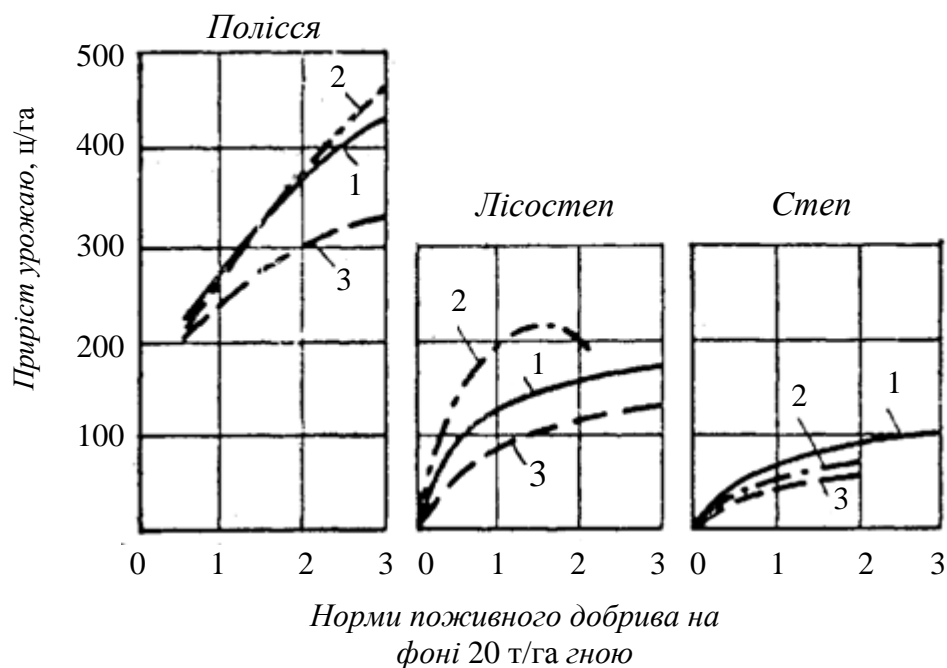


Рис. 25.6 – Формування приросту урожаю картоплі в залежності від погодних умов та сумісного внесення органічних та мінеральних добрив (В.Ф. Сайко та ін.,1993).
1 – сприятливі; 2 – посушливі; 3 – перезволожені та холодні роки

Приріст урожаю у варіантах з оптимальним внесенням добрив стосовно неудобреного контролю в сприятливі роки склав 146 %, посушливі – 173 %, у перезволожені і холодні – 248 %. Оптимальні умови для живлення рослин як у сприятливі, так і в екстремальні роки склалися при використанні 60 т/га підстилкового гною і мінеральних добрив у нормі $N_{100} P_{65} K_{110}$. При правильному використанні добрив на фоні високої агротехніки у Поліссі цілком реальними в сприятливі роки є середні урожаї порядку 280 ц/га, у посушливі – 200 ц/га, перезволожені і холодні – 230 ц/га. В умовах виробництва вони нижче можливих у 2,1 рази при будь-яких погодних умовах, що пов'язано з низькою культурою агротехніки вирощування картоплі.

Конюшина. З усіх багаторічних трав найбільш широке поширення має конюшина червона. Сприятливі умови для вирощування конюшини складаються у Поліссі в 52 %, в Лісостепу – 67 % і Степу – 56 % років, відповідно посушливі 20, 20 і 32 %, перезволожені і холодні – 28, 13 і 12 % років.

В сприятливі роки без застосування добрив урожаї зеленої маси конюшини в Поліссі досягали 250 ц/га, у Лісостепу – 450 ц/га, у

посушливі роки вони знижувалися приблизно на 40 %, у перезволожені і холодні: на 25–30 % (табл. 25.10).

В умовах Полісся в результаті післядії гною отримані середні прирости зеленої маси конюшини, що складають 96 ц/га, післядії мінеральних добрив – 111 ц/га, а від прямої дії останніх – 184 ц/га. У Лісостепу вони не перевищували 77 ц/га, але зате урожаї, отримані за рахунок природної родючості (без добрив), тут були в 1,8 рази вище, ніж у Поліссі.

Таблиця 25.10 – Вплив погодних умов і добрив на формування урожаю зеленої маси конюшини у виробництві та наукових дослідах в зонах України (В.Ф. Сайко та ін., 1993)

Варіант	Полісся			Лісостеп			Степ		
	Роки								
	сприят ливі	посуш ливі	перез- воложе- ні та холодні	сприят ливі	посуш ливі	перез зволож ені та холодні	сприят ливі	посуш ливі	перез- воложе- ні та холодні
Кількість років, %	52	20	28	57	20	13	56	32	12
Урожайність, ц/га:									
Без добрив	248	150	170	427	254	321	—	—	—
В умовах виробництва	166	118	142	151	101	133	176	110	163
Приріст урожаю:									
Післядія гною, 25 т/га	103	90	95	—	—	—	—	—	—
N ₅₀ P ₄₀ K ₆₀	128	86	242	—	77	74	—	—	—
N ₁₀₀ P ₈₀ K ₁₂₀	152	94	305	—	—	—	—	—	—
N ₁₅₀ P ₁₂₀ K ₁₈₀	70	78		—	—	—	—	—	—
Наслідки дії гною (одна норма +пряма дія + N ₁ P ₁ K ₁)	135	112	159	81	—	—	—	—	—
Теж+N ₂ P ₂ K ₂	115	73	89	66	—	—	—	—	—
теж дві норми + N ₁ P ₁ K ₁	41	129	162	48	60	—	—	—	—

У посушливі роки чітко проявилася тенденція підвищення ефективності сполучення подвійної норми гною (у післядії) і одинарної мінеральних добрив (у прямій дії). Приріст урожаю зеленої маси за цих умов склав 129 ц/га, тоді як при використанні одних мінеральних добрив – 86 ц/га. Однак найбільш істотним фактором стабілізації урожаю виявилось безпосереднє внесення під конюшину мінеральних добрив у нормах не вище N₁₀₀ P₈₀ K₁₂₀. При внесенні добрив у нормі N₁₅₀P₁₂₀K₁₈₀

отримані більш низькі прирости урожаю в порівнянні з помірним живленням конюшини.

У багаторічних травах закладені великі потенційні можливості: у сприятливі роки оптимальні норми добрив, внесених у сівозміні і безпосередньо під конюшину, здатні забезпечити урожай у Поліссі 390 ц/га, в екстремальні – 260 – 330 ц/га, у Лісостепу – відповідно 500 і 320 – 380 ц/га. В умовах виробництва одержують урожаї в 2 рази нижче, ніж у дослідах.

25.3. Агрометеорологічне обґрунтування програмування урожаїв

Програмування урожаїв представляє собою розрахунок урожайності по заздалегідь складеній програмі з врахуванням фізико-географічних, економічних, ґрунтово-кліматичних, погодних умов і біологічних особливостей рослин. Кінцевою метою програмування є розробка комплексу агротехнічних прийомів у відповідності з умовами, характерними для кожного конкретного поля (на відміну від узагальнених зональних рекомендацій), що забезпечує з відомою імовірністю одержання заздалегідь розрахованого урожаю при одночасному підвищенні ґрунтової родючості та задоволенні вимог охорони навколишнього середовища..

Розглянемо основні положення врахування агрометеорологічних умов при програмуванні урожаїв, які реалізовані О.П. Федосєєвим на прикладі окремих областей Європейської частини СНД стосовно до культури ярого ячменю.

Спочатку враховувалися потенційні можливості сорту при оптимальних кліматичних умовах. Потім значення розрахункової урожайності обмежувалися несприятливими кліматичними факторами, які знаходяться в мінімумі, нестачею поживних речовин у ґрунті, можливим недотриманням агротехніки, впливом бур'янів, шкідників і хвороб та ін. Такий підхід дозволяє розраховувати запланований урожай на фактичний або заданий рівень факторів для конкретного поля.

При цьому була прийнята наступна класифікація категорій урожаїв, що є розвитком системи, запропонованої Х. Тоомінгом і Є.Є. Жуковським та ін.

Потенційний теоретичний урожай U_n – забезпечений приходом фотосинтетично активної радіації (ФАР), використовуваної на теоретично можливому рівні (5–7 %) при оптимальному режимі інших метеорологічних факторів, оптимальному мінеральному живленні, ідеальному ґрунті, високому рівні агротехніки і максимальному рівні біологічного потенціалу сорту.

Кліматично забезпечений урожай U_k – дійсно можливий урожай відрізняється від потенційного урожаю врахуванням дії різних

метеорологічних факторів, як правило, волого- і теплозабезпеченості у конкретних кліматичних умовах.

Урожай, забезпечений наявною родючістю ґрунту U_{pe} , який може бути отриманий на конкретному полі в реальних кліматичних умовах з урахуванням фактичної родючості ґрунту і досягнутого рівня потенційної продуктивності сучасних сортів і гібридів.

Запланований урожай U_{nn} , на який практично доцільно орієнтуватися при плануванні агротехнічних і меліоративних заходів при заданому рівні культури землеробства, можливого рівні мінерального живлення, досягнутому потенціалі продуктивності сортів і гібридів.

Фактичний урожай у виробництві U_{ϕ} , звичайно трохи занижений у порівнянні з U_n , U_k і U_{nl} внаслідок неоптимальності агротехніки, втрат від шкідників і хвороб і при збиранні.

Визначення потенційного урожаю. Для наближеної оцінки потенційного урожаю використовувалася загальновідома формула

$$U_n = \frac{\eta Q_{\phi}}{q}, \quad (25.2)$$

де Q_{ϕ} – сумарний прихід ФАР за період вегетації;

η – потенціальний коефіцієнт використання ФАР посівів;

q – калорійність одиниці сухої органічної речовини.

Період активної вегетації розглядався з початку червня до кінця липня. У формулі (25.2) коефіцієнт корисної дії ФАР – величина непостійна. Відповідно до класифікації Д.І. Шашко на першому ступені ґрунтової родючості при низькому рівні інтенсивності землеробства рослини утилізують у середньому не більше 1 % ФАР (по наземній рослинній масі), що відповідає урожайності зерна 0,8–2,3 т/га, на другому ступені – 1-2 % (урожайність 2,3–4,6 т/га), на третьому – 2-3 % (урожайність 4,6–6,9 т/га). Можливо і більш високе використання сонячної енергії до 5 % ФАР при урожайності зернових 10 т/га і більш.

Структура формули (25.2) дозволяє зробити розрахунки U_n для будь-якого рівня КПД ФАР в залежності від постановки задачі. Для розрахунку U_n , прийняті високі значення КПД: за червень – 4,5 % і липень – 6,0 %. Калорійність рослин вважалася рівної 4,5 ккал/г або 18,84 кДж/г.

Визначення кліматично забезпеченого урожаю. Однак U_n в дійсності обмежується відхиленням метеорологічних факторів від оптимальних значень, що при визначенні кліматично забезпечених урожаїв U_k , враховується функцією зниження урожаю водним дефіцитом, недоліком теплового або інших метеорологічних факторів, що знаходяться в мінімумі.

Умови теплозабезпеченості вегетаційного періоду оцінювалися за формулою

$$K_T = e^{-a \left(\frac{T - T_{opt}}{10} \right)^2}, \quad (25.3)$$

де T – середньомісячна температура повітря;

T_{opt} – оптимальна температура повітря;

$$a = \begin{cases} 1, & \text{при } T \leq T_{opt}, \\ 2, & \text{при } T > T_{opt}, \end{cases};$$

$T_{opt} = 18 \text{ }^\circ\text{C}$ у червні; $T_{opt} = 19 \text{ }^\circ\text{C}$ у липні;

$K_T = 0,96$ у червні; $K_T = 0,99$ у липні.

Це означає, що температурний фактор у середньому не є лімітуючим. Однак в окремі роки, як, наприклад, у 1962, 1976, 1978, 1982, спостерігався значний недолік тепла навіть для культури ячменю, причому значення K_T знижувалися від 0,79 до 0,86.

Вплив вологозабезпеченості на продуктивність зернових культур враховано за допомогою наступного коефіцієнта

$$K_W = 1 - \left(\frac{W}{HB} - 1 \right)^2, \quad (25.4)$$

де W – середні за вегетаційний період запаси продуктивної вологи в шарі ґрунту 0-100 см;

HB – найменша вологомісткість.

Примітно, що структура формули (25.4) дозволяє оцінювати негативний вплив не тільки недоліку вологи, але і перезволоження ґрунтів.

Кліматично забезпечений урожай при обмеженій вологозабезпеченості розраховується за формулою

$$Y_k = Y_n \cdot K_W \quad (25.5)$$

Територіальний розподіл Y_k більш складний, чим розподіл Y_n . Основним фактором формування територіальних розходжень Y_k є вологозапаси. Кліматичні ресурси дають можливість у межах області одержувати урожай ячменю від 6,5 до 9,5 т/га.

При оцінці максимальної урожайності, забезпечуваної ресурсами клімату, необхідно враховувати біологічний потенціал сорту, що може бути виражено відносним коефіцієнтом біологічної продуктивності, який змінюється від 0 до 1.

В даний час у країні районовані 27 нових сортів ячменю (Донецький 6, Донецький 8, Вінницький 7, Дніпропетровський 425, Носовський 9, Темп, Промінь та ін.) з потенційною урожайністю по озимому

попереднику 7–8 т/га, по ярму – 6-7 т/га. Тим часом U_n за базовий еталон приймається величина близько 10 т/га. Таким чином, потенціал сучасних сортів ячменю складає близько 70 % від можливого по ґрунтово-кліматичних умовах.

Визначення урожаю, забезпеченого ґрунтовою родючістю. Реалізація потенційної продуктивності рослин і кліматичних ресурсів значно коректується рівнем родючості ґрунтів. Останній оцінювався по фактичних запасах рухливих форм фосфору, обмінного калію і показника кислотності ґрунту рН. За допомогою функції зниження продуктивності дефіциту поживних речовин і неоптимальністю кислотності ґрунту розраховується коефіцієнт фактичної родючості ґрунту:

$$K_{zp.} = K_N K_P K_K K_{pH}, \quad (25.6)$$

де

$$K_N = \frac{N}{N_o} e^{\left(1 - \frac{N}{N_o}\right)}; \quad (25.7)$$

$$K_P = \frac{P}{P_o} e^{\left(1 - \frac{P}{P_o}\right)}; \quad (25.8)$$

$$K_K = \frac{K}{K_o} e^{\left(1 - \frac{K}{K_o}\right)}; \quad (25.9)$$

$$K_{pH} = \frac{pH}{pH_o}, \quad (25.10)$$

де N, P, K – фактичні запаси в ґрунті азоту, фосфору і калію;

N_o , P_o , K_o – оптимальні для даної культури і заданої урожайності U_k норми азоту, фосфору і калію, кг/га;

pH і pH_o – фактична й оптимальна для даної культури реакція ґрунтового середовища ($pH_o = 6,5$).

Розрахований по рівнянню (25.6) коефіцієнт фактичної родючості $K_{zp.}$, дозволяє оцінити в єдиній числовій шкалі природні запаси азоту, фосфору і калію у ґрунті.

Кількість доступного азоту із гумусу визначається таким виразом

$$N = \Gamma h Q k, \quad (25.11)$$

де Γ – запаси гумусу в орному шарі ґрунту, %;

h – глибина орного шару, см;

Q – об'ємна маса орного шару ґрунту, г/см³;

k – коефіцієнт засвоєння азоту із гумусу, рівний у середньому 0,08 %.

При оцінці фактичного вмісту доступних форм фосфору і калію в ґрунті враховувалися наступні усереднені коефіцієнти використання поживних речовин із ґрунту: фосфору – 5,2 %, калію – 12,6 %.

Оптимальні для заданої урожайності норми азоту, фосфору і калію розраховуються таким способом:

$$N_o = C_N Y_{nl}; \quad (25.12)$$

$$P_o = C_P Y_{nl}; \quad (25.13)$$

$$K_o = C_K Y_{nl}, \quad (25.14)$$

де C_N , C_P , C_K – вміст поживної речовини (відповідно азоту, фосфору і калію) в одиниці урожаю корисної продукції, кг/ц;

Y_{nl} – запланований урожай, ц/га.

Значення показників середнього виносу поживних речовин приймаються рівними $C_N = 2,9$ кг/ц, $C_P = 1,44$ кг/ц, $C_K = 2,7$ кг/ц.

Так, урожай, забезпечений кліматичними умовами, біологічним потенціалом сорту і наявною родючістю ґрунту без внесення добрив, розраховується за такою формулою

$$Y_{pz} = Y_k \cdot K_b \cdot K_{zp}. \quad (25.15)$$

Визначення запланованого урожаю. В ідеалі технологія землеробства повинна прагнути до одержання кліматично забезпечених урожаїв Y_k , Однак постановка такої задачі зараз не реальна з ряду причин. Насамперед, ще не досягнуто високого потенціалу сортів, здатних цілком реалізувати кліматичні й мінеральні ресурси. Поки не може бути забезпечена ідеальна агротехніка, оскільки практично неможливо мати тільки оптимальні попередники, цілком виключити втрати від шкідників, хвороб, бур'янів і при збиранні урожаю. Крім того, необхідна диференціація технології вирощування сільськогосподарських культур не може впевнено здійснена через недостатню надійність і завчасність прогнозів агрометеорологічних умов.

Тому цілком доречно розрахувати кілька рівнів заданих (запланованих) урожаїв, на які доцільно орієнтуватися поетапно в найближчі роки, виходячи із систематичного росту матеріальних ресурсів сільського господарства, збільшення продуктивності сортів, підвищення агротехніки, зниження всякого роду втрат урожаю.

Розрахунок різних рівнів запланованої урожайності може бути здійснений за такою схемою

$$Y_{\text{пл}} = Y_{\text{к}} K_{\text{б}} K'_{\text{НРК}} K_{\text{р}} K_{\text{А}} K_{\text{внх}} K_{\text{шб}}, \quad (25.16)$$

де $K'_{\text{НРК}}$ – коефіцієнт реальної родючості поля, який розраховується таким способом

$$K'_{\text{НРК}} = \frac{N'}{N_o} e^{(1-\frac{N'}{N_o})} \frac{P}{P_o} e^{(1-\frac{P'}{P_o})} \frac{K}{K_o} e^{(1-\frac{K'}{K_o})}, \quad (25.17)$$

де

$$N' = N + x_N; \quad (25.18)$$

$$P' = P + x_P; \quad (25.19)$$

$$K' = K + x_K, \quad (25.20)$$

де x_N , x_P , x_K – дози внесених відповідно азотних, фосфорних і калійних добрив. Інші позначення ті ж, що й у формулі (25.6);

K_A – коефіцієнт дотримання агротехніки.

За рахунок виконання агротехнічних заходів формується близько 45 % урожаю. Коефіцієнт дотримання агротехніки при відхиленні термінів посіву ярих зернових культур від оптимальних на 10 днів складає 0,75 – 0,92. Для озимих культур він при запізненні з посівом на 10 днів складає 0,90 – 0,92. В залежності від тривалості збирання після настання повної стиглості зерна K_A дорівнює: при 5-ти денному перестої хлібів в середньому 0,93, при 10-ти денному – 0,88; при 15-ти денному – 0,83 і при 20-ти денному – 0,79.

$K_{\text{внх}}$ – коефіцієнт втрат від шкідників і хвороб. Рослинна продукція на всіх етапах технологічного процесу постійно зазнає впливу від фітопатологічних факторів, які призводять до її втрат (20–30 %).

$K_{\text{шб}}$ – коефіцієнт шкідливості бур'янів. На забур'яненних полях недобір зерна може досягати 0,2–0,3 т/га. Бур'яни при середньому ступені розвитку використовують 40–50 кг/га азоту, 15–20 кг/га фосфору і 40–60 кг/га калію, тобто кількість, здатну забезпечити урожай 2,0–2,5 т/га зерна.

Природно, що в залежності від культури землеробства й економічних ресурсів окремих господарств урожайність у них може плануватися диференційовано на будь-якому реальному рівні.

Розрахунок доз добрив на запланований урожай. Необхідним елементом програмування урожаю є правильне визначення доз добрив. Дози повинні бути такими, щоб, з одного боку, цілком задовольнялися потреби рослин і забезпечувалося збереження ґрунтової родючості, а з іншого боку – виключався негативний вплив добрив на урожай і не

відбувалося забруднення ґрунтових вод і водойм. Для виконання цих умов при розрахунку доз добрив враховувався вміст поживних речовин у ґрунті та їхній винос із урожаєм, тобто дози добрив визначалися як різниця між оптимальними для заданої урожайності нормами і фактичними запасами в ґрунті азоту, фосфору і калію.

25.4. Вплив агрометеорологічних умов на роботу сільськогосподарських машин і знарядь

Сільськогосподарські машини і знаряддя працюють при агрометеорологічних умовах, які змінюються та впливають на них, викликаючи нестабільність у роботі, знижуючи продуктивність і якість робіт, збільшуючи витрати пального (М.Г. Лубнін, 1983). Кількість зовнішніх факторів, що впливають на сільськогосподарський агрегат, змінюється в залежності від типу машин.

Сонячна радіація. Оцінити вплив сонячної радіації на сільськогосподарську техніку дуже складно. Встановлено, що металеві конструкції при ясному небі нагріваються до 60 °С при температурі навколишнього повітря не вище 18 °С. Різниця між температурою листового заліза і температурою повітря вдень може досягати 50 °С.

Сонячна радіація, крім теплового, має і фотохімічний вплив на сільськогосподарські машини і знаряддя. Гума камер і покриття тракторів і сільськогосподарських машин і знарядь піддаються впливу ультрафіолетової частини променистої енергії.

Температура, густина і тиск – основні фізичні параметри, що характеризують повітря як середовище, у якому відбувається робота сільськогосподарських машин і знарядь. Температура і густина повітря впливають на силу тяги двигунів, витрати палива і швидкість тракторів і сільськогосподарських машин. При змінах температури навколишнього повітря від 40 до –40 °С витрата бензину знижується на 20–30 %. Однак витрата бензину взимку завжди більше, ніж влітку, через додаткову витрату на прогрів холодного двигуна.

Великий вплив температура навколишнього повітря має на в'язкість мастил. Вона визначає здатність мастила надходити в зони тертя механізмів і зменшувати їхнє тертя. При низькій температурі в'язкість мастил, отже, і змащення працюючих механізмів значно погіршується.

Зниження температури навколишнього середовища від 20 до –35 °С при роботі двигуна на номінальній годинній витраті палива і нормальному тепловому режимі викликає збільшення зносу вкладишів колінчатого вала в 1,8 рази, корінних і шатунних шийок у 1,9 рази, поршневих кілець, втулок верхніх голівок шатунів, поршнів більш ніж у 2 рази. Сумарний знос деталей збільшується в 2,2 рази.

Вологість повітря. Підвищена вологість повітря негативно позначається на збереженні машин і знарядь. Наявність водяної пари в повітрі визначає умови роботи машин, які обробляють надземну частину сільськогосподарських рослин. Внаслідок високої вологості повітря надземна маса рослин просочується вологою. Зволожена маса рослин збільшується у вазі.

Особливо чуттєві до наявності вологи в повітрі косарки, жнивварки і комбайни. Так, наприклад, через підвищену вологість повітря навантаження на зернозбиральний комбайн підвищується, тому що зволожена маса гірше обробляється.

Отримано рівняння для розрахунку продуктивності комбайна

$$\omega = 1,27d + 7,5, \quad (25.21)$$

де ω – продуктивність комбайна, т/день;

d – дефіцит вологості повітря, гПа.

Температура ґрунту також впливає на роботу сільськогосподарських агрегатів. При оранці, культивації, боронуванні або прикочуванні ґрунту змінюється щільність поверхневого шару. Оскільки щільність ґрунту визначає його теплофізичні характеристики, то виходить, що обробіток його впливає на тепловий режим.

Вологість ґрунту. Вологість поверхневих шарів ґрунтів визначає умови перекочування і зчеплення ходової частини машин і знарядь, а вологість більш глибоких орних шарів впливає на питомий тяговий опір при його обробітку.

Коефіцієнти тертя залежать від механічного складу і вологості ґрунту. Встановлено, що зі зміною кількості води у ґрунті змінюється сила зчеплення ґрунтових часток одна з одною.

Текучий стан ґрунту спостерігається при вологості більше максимальної капілярної вологомісткості. При текучому стані ґрунту машини і знаряддя під впливом власної ваги грузнуть, ґрунт запливає: обробіток його практично неможливий. Ґрунт у липкому стані налипає на колеса й інші частини машин та знарядь і вимагає великих стискальних зусиль, оранка виходить нерівна, закладення насіння погане.

Як тільки в капілярних порах ґрунту утворюються вільні від води просвіти, настає дозрівання його для обробітку, тобто ґрунт переходить у м'якопластичний стан, стан, коли при його обробітку спостерігається утворення структурних зерен – зернування ґрунту.

С.А. Веріго і Л.О. Разумова (1963) указують, що "нижня межа м'якопластичного стану ґрунту (нижня межа зернування) зв'язана з максимальною гігроскопічністю таким рівнянням регресії

$$W_{нмм} = 1,28W_{мг} + 9,9 \quad (25.22)$$

де $W_{нмм}$ – нижня межа м'якопластичного стану, %;

$W_{мг}$ – максимальна гігроскопічність ґрунту, % абсолютно сухого ґрунту.

Подальше висихання ґрунту, при якому вода залишається лише в самих тонких капілярах і в стиках ґрунтових часток одна з одною, збільшує зчеплення ґрунтових часток одна з одною, ґрунт переходить у твердопластичний стан. У твердопластичному стані ґрунт ще обробляється відносно добре.

Вологість ґрунту, при якій втрачається пластичність, пов'язана з максимальною його гігроскопічністю

$$W_{нмтс} = 0,72W_{мг} + 2,1, \quad (25.23)$$

де $W_{нмтс}$ – нижня межа слабкозвложеного (твердопластичного) стану, %.

Таким чином, сприятливі умови для хорошої продуктивності машин і знарядь для обробітку ґрунту створюються, як правило, при обмеженому діапазоні вологості ґрунту: від вологості ґрунту, що досягла найменшої вологомісткості, до вологості, близької до максимальної гігроскопічності.

При вологості ґрунту вище вказаних значень якість і продуктивність машин погіршуються в результаті переходу ґрунту в липкий і текучий стан, при вологості ґрунту нижче вказаних значень – внаслідок переходу ґрунту у твердопластичний або твердий стан.

Опади. Робота сільськогосподарських машин і знарядь при випаданні опадів пов'язана зі значними труднощами. Різко погіршується якість роботи. При випаданні опадів звожуються ґрунт, рослини і робочі поверхні машин, внаслідок чого погіршуються умови роботи останніх. Зниження якості і продуктивності або припинення роботи сільськогосподарських машин і знарядь залежить від тривалості й інтенсивності випадання опадів, ступеня зволоження ґрунту і рослинної маси.

Дослідження Н.О. Зубарева показали, що дощі тривалістю 15–45 хв, які дають суму опадів до 5 мм, не мають істотного впливу на роботу сільськогосподарських машин і знарядь. Дощі тривалістю від 1 до 5 год. і сумою опадів 1–5 мм утрудняють роботу сільськогосподарської техніки в полі. При більш інтенсивних і тривалих дощах польові роботи значно ускладнюються, а іноді й припиняються.

Вітер. За допомогою вітру здійснюється вентиляція нагрітих поверхонь сільськогосподарських агрегатів. При швидкості вітру 5–15 м/с тепловіддача в навколишнє середовище зростає в 2–3 рази.

Сільськогосподарські машини і знаряддя в польових умовах в тій чи іншій мірі підпадають під вплив вітру. При цьому змінюється не тільки тепловіддача, але і виникає додаткове вітрове навантаження, в результаті якого спостерігаються додатковий опір, коливання і вібрація.

Розділ 26

ПОГОДА І ТВАРИННИЦТВО

26.1. Тепловий баланс тварин

На сільськогосподарську тварину, що знаходиться на пасовищі без штучного укриття впливають різні фактори навколишнього середовища: потоки сонячної радіації, температура повітря і ґрунту, вітер, вологість повітря, хмарність і т.п. Загальна схема впливу на тварину різних потоків сонячної радіації показана на рис. 26.1.

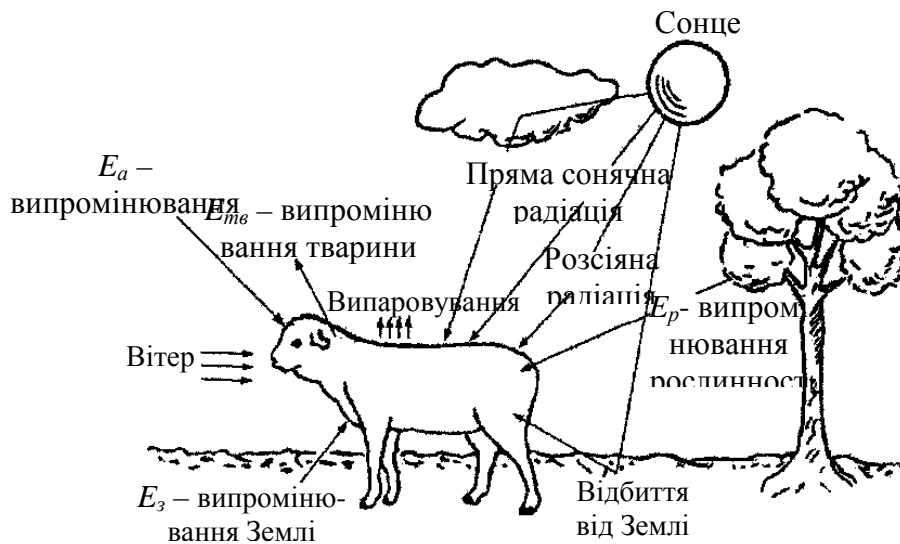


Рис. 26.1 – Енергообмін тварини в природному середовищі (С.V. Smith, 1970)

Необхідною умовою для життєдіяльності теплокровних (гомойотермних) тварин є збереження сталості температури тіла. Існує термін – *гомеостаз* (від гр. *homiois*- подібний і *statis* – стояння), *тобто стан внутрішньої динамічної рівноваги організму тварини за допомогою сукупності складних фізіологічних реакцій, спрямованих на усунення або обмеження впливу факторів зовнішнього середовища, які порушують цю рівновагу*. Підтримка термічного гомеостазу в організмі вищих тварин здійснюється діяльністю фізіологічного механізму, який регулює теплопродукцію і тепловіддачу. Відзначимо, що теплопродукція – процес біохімічний, а тепловіддача – біофізичний.

Температурний діапазон, на фоні якого проходить життя теплокровної тварини в природних умовах існування, визначений фізіологами й екологами приблизно в 100 °С: від –50 до +50 °С (А.Д. Слоним, 1962).

Температурний інтервал, сумісний з життям ссавців, у тому числі і сільськогосподарських тварин, залежить від умов тепловіддачі (вологості й руху повітря, радіаційних тепловтрат), а також від фізіологічного стану тварини – віку, рівня його теплопродукції, що в свою чергу визначається умовами харчування організму, його рухливістю і т.п.

Обмін речовин організму, який лежить в основі всіх життєвих процесів, супроводжується постійним теплообміном з навколишнім середовищем. Теплообмін спрямований на підтримку температури тіла в біологічних межах, які забезпечують стабільність біохімічних реакцій і фізіологічних процесів в організмі.

Відносна сталість температури тіла досягається фізіологічними процесами теплотворення і тепловіддачі. Тепло, яке безупинно продукується у всіх органах і тканинах, виділяється в навколишнє середовище, і лише частина його, залишаючись в організмі, забезпечує його життєдіяльність. Процес теплообміну в системі тварина – навколишнє середовище залежить не тільки від інтенсивності теплотворення і тепловіддачі організму, але й в значній мірі від теплового стану середовища мешкання, тобто від метеорологічних умов кожного конкретного дня і часу доби.

При порушеннях теплової рівноваги організму – перегрів (гіпертермія) і переохолодження (гіпотермія) – вступають у дію механізми терморегуляції, що призводять до посилення або ослаблення обміну речовин, а, отже, – до зміни зв'язаного з ним рівня теплової продукції теплокровної тварини. Остання регулюється на рівні умовних і безумовних рефлексів організму: судинний тонус, інтенсивність дихання, потовиділення, струшування тілом для додання більшої пушистості шерстному покриву, тремтіння м'язів та ін. Ці процеси, відповідно до вчення академіка І.П. Павлова про центральну нервову діяльність, регулюються центром терморегуляції, який знаходиться в гіпоталамусній області головного мозку.

Гіпоталамус (від гр. *hupo* – унизу, знизу, під, *thalamus* – зорові бугри) – це область головного мозку, розташована під зоровими буграми, що представляє собою сукупність вищих центрів, які забезпечують пристосування різноманітних функцій (обмін речовин, гормональної та інших систем) до діяльності організму як цілого. Гіпоталамус є не тільки центром рефлекторних теплових реакцій, але і центром, що реагує на змінення температури крові під впливом температури навколишнього середовища.

О.Д. Слоним (1966), вивчаючи фізіологічні процеси терморегуляції теплокровних тварин, прийшов до висновку: «Терморегуляційний ефект побудований за кібернетичним принципом регулювання зі зворотним зв'язком, включає діяльність багатьох систем організму і спрямований як на збільшення продукції тепла й обмеження тепловіддачі при охолодженні

тіла, так і на обмеження теплопродукції і збільшення тепловіддачі при нагріванні». Таким чином, підтримка температури тіла ссавця на постійному рівні забезпечується процесом зміни теплопродукції.

При охолодженні тіла відбувається зниження потреби організму в кисні і підвищення загального обміну речовин, тобто «включається» хімічна терморегуляція у тварини, що знаходиться в стані повного м'язового спокою. Серед різних видів сільськогосподарських тварин велика рогата худоба і вівці мають найбільшу пристосованість до низьких температур середовища. При цьому відгодовані тварини краще переносять низькі температури, чим виснажені. При підвищенні температури середовища або при нагріванні тварини потреба в кисні підвищується, а загальний обмін речовин знижується, щоб не допустити перегріву організму.

Теплообмін спрямований на збереження температури тіла у визначених, досить обмежених межах, які забезпечують нормальний хід біохімічних реакцій і фізіологічних процесів. Завдяки сталості температури тіла фізіологічні процеси протікають з однаковою активністю, що дозволяє тварині жити і давати продукцію в найрізноманітніших кліматичних умовах. Тут варто мати на увазі, що у сільськогосподарських тварин температура тіла залишається майже незмінною, завдяки здатності до терморегуляції. Температура тіла в деяких теплокровних тварин складає, °С:

Тварина	Середня	Коливання
Кінь	38	37,5–38,5
Корова	39	38,5–39,5
Олень	38	37,5–38,5
Вівця	40	38,0–41,0
Коза	40	37,6–41,0
Свиня	39,5	38,0–40,0

Вважається, що при зниженні температури тіла до значень менше 24 °С або підвищення до рівня більше 44 °С настає загибель тварини.

Для складання рівняння теплового балансу організму необхідно знати кількість тепла, що виробляється в ньому, і підсумувати (додати) усі потоки теплової енергії між організмом і навколишнім середовищем.

Позначимо величину фізіологічної теплопродукції через W , потік тепла проведенням у шерстному покриві через $T_{ш}$, радіаційні втрати тепла (ефективне випромінювання) через E_e , турбулентний потік тепла між поверхнею організму і приземним шаром повітря через Q , витрату тепла на випаровування з поверхні органів дихання через LE_p (L – схована теплота випаровування, E_p – випаровування з поверхні органів дихання), витрату тепла на випаровування з поверхні тіла через LE_d (E_d –

випаровування з поверхні тіла) і витрату тепла на нагрівання видихуваного повітря через C .

Так як всі інші члени теплового балансу організму, звичайно, значно менше перерахованих потоків тепла, то в першому наближенні рівняння теплового балансу тіла тварини, температура якого підтримується на нормальному рівні, можна записати в такому вигляді

$$W = T_{ш} + E_e + Q + LE_p + LE_d + C, \quad (26.1)$$

де величини без індексів характеризують суми тепла за розглянутий період часу. При цьому величина W завжди позитивна, а всі інші величини позитивні за умови, якщо вони характеризують витрату тепла.

Стосовно до сільськогосподарських тварин, і в першу чергу до тонкорунних овець, термін «діяльна поверхня» В.А. Ярошевський розуміє, як «ту динамічну поверхню, що виявляється активною в радіаційному, транспіраційному і теплообмінному відношенні». Перший вид діяльної поверхні – *поверхня руна*, тобто зовнішня поверхня шару шерстного покриву, яка має велику кількість «буферного повітря». Тепловий стан поверхні руна залежить від кількості сонячної енергії, яка надходить на поверхню, величини ефективного випромінювання, інтенсивності турбулентного обміну, витрат тепла на випаровування, якщо поверхня руна волога. Поверхня руна нагрівається від потоку сумарної сонячної радіації, що надходить на її поверхню. Руно охолоджується в період, коли переважним стає випромінювання. При зміні положення тіла по відношенню до потоку сонячної радіації, до ґрунту і навколишніх предметів, до напрямку вітру відбувається зміна теплового стану поверхні руна. Власне кажучи, температура поверхні руна визначається поєднанням різних факторів: інтенсивності сонячної радіації, рівнем температури і вологості повітря, швидкістю вітру, та атмосферних опадів (у випадку їхнього випадання).

Другий вид діяльної поверхні – це *поверхня шкіри*, яка покрита *вовною*. Тепловий стан поверхні шкіри менш мінливий, у порівнянні з поверхнею руна, оскільки шкіра, з одного боку, захищена від зовнішнього впливу шаром шерстного покриву (руна), а з іншого, піддається постійному регулюючому тепловому впливу судинних реакцій живого теплокровного тіла. Тепловий обмін між поверхнею шкіри і поверхнею руна нестриженої тварини відбувається через густий шар вовни, в основному шляхом проведення, оскільки шерстний покрив є перешкодою для променистих потоків ззовні і турбулентного переносу тепла з поверхні шкіри. Інтенсивність і напрямок теплових потоків у шерстному покриві (до тіла тварини і від нього) визначаються різницею температур поверхні руна і шкіри, товщиною шару вовни (руна) і її теплопровідністю.

Третій вид діяльної поверхні – це *поверхня шкіри, яка майже позбавлена вовни* (після стрижки), що має дуже тонкий і відносно рідкий волосяний покрив. Температура такої поверхні дуже мінлива, активна у відношенні теплообміну, оскільки тонкий вовняний покрив майже не перешкоджає надходженню променистої енергії Сонця, регулюється температурними реакціями судин і турбулентним переносом тепла з поверхні шкіри тварини. Цей вид діяльної поверхні постійно присутній на окремих частинах тіла нестрижених тонкорунних овець: вуха, передня частина голови, і частково ніг. Ці ділянки поверхні тіла вівці складають у нестрижених тварин звичайно не більш 5 – 10 % їхньої загальної поверхні. Тим не менше значення їх немаловажне в тепловому балансі теплокровного організму. Теплообмін цієї поверхні тіла з навколишнім середовищем відбувається шляхом випромінювання і турбулентним переносом тепла.

Теплові потоки у шерстному покриві овець визначаються градієнтом температури – поверхня руна й поверхня шкіри тварини і теплопровідністю вовни в її природному стані. Чим більше різниця температури поверхні руна і поверхні шкіри, чим тонше шар шерстного покриву, тим більшу кількість тепла віддає або одержує поверхня шкіри.

Так, у літні ночі температура поверхні руна нестрижених овець майже не відрізняється від температури повітря, що оточує тварину, при цьому вона завжди нижче температури поверхні шкіри. За таких умов потік тепла в шерстному покриві спрямований від поверхні шкіри до поверхні руна, тобто відбувається віддача тепла в зовнішнє середовище.

Влітку в жарку денну погоду промениста енергія, поглинена діяльною поверхнею руна, перетворюється в теплову енергію і підвищує температуру цієї поверхні до 60 – 85 °С. У таких умовах потік тепла в шерстному покриві, спрямований від нагрітої поверхні руна до поверхні шкіри і в сумі утворює екзогенне (тобто зовнішнє) теплове навантаження проведенням.

Розрахунок інтенсивності теплових потоків у шерстному покриві визначається за допомогою залежності В.А. Ярошевського

$$T'_{ш} = \lambda \frac{\Theta_{рун} - \Theta_{ш}}{h}, \quad (26.2)$$

де λ – коефіцієнт теплопровідності вовни;

$\Theta_{рун}$ і $\Theta_{ш}$ – температура поверхні руна і шкіри відповідно;

h – довжина вовни.

Дані про теплопровідність вовни овець асканійської тонкорунної породи в природному стані наведені в табл. 26.1.

Таблиця 26.1 – Теплопровідність шерсті овець асканійської тонкорунної породи в природному стані (середні значення) (В.О. Ярошевський, 1968)

Місце взяття проби шерсті	Характеристика проби	Температура, °С	Коефіцієнт теплопровідності λ , кал/см·сек град.
Спина	Помірно жиропітна, чиста	20	0,00015
Бік	Дуже жиропітна, чиста	20	0,00025
	Дуже жиропітна, забруднена	20	0,00029
Живіт	Помірно жиропітна, чиста	20	0,00017
	Помірно жиропітна, забруднена	20	0,00021

Спрощена схема температурних градієнтів на поверхні тіла тварини при температурі навколишнього середовища, що перевищує температуру тіла, наведена на рис. 26.2.

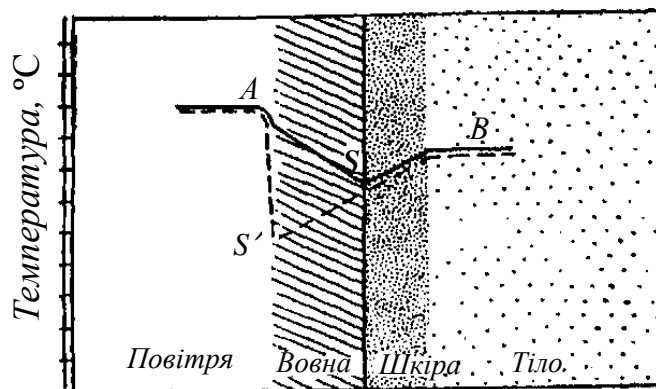


Рис. 26.2 – Схема теплообміну на поверхні тіла вівці (Schmidt, Nielsen, 1954).

Температурні градієнти, показані суцільною лінією ASB і пунктирною AS'B, відповідно, вказують, у якому напрямку піде тепловий потік при різних умовах. Якщо піт випаровується з поверхні шкіри S, не змочуючи вовни, то температурні градієнти будуть відповідати суцільній лінії BSA. Якщо піт випаровується з діяльної з поверхні вовни S', то градієнт температури буде відповідати пунктирній лінії BS'A.

Ефективне випромінювання і турбулентний теплообмін мають самостійне значення для визначеної частини поверхні тіла вівці, на якому шерстний покрив не створює перешкод для променистих і турбулентних

потоків з відкритої поверхні шкіри. Незважаючи на обмеженості цієї поверхні (вуха, щелепи і частково кінцівки), вона відіграє помітну роль у процесі теплового обміну організму з навколишнім середовищем.

Ефективне випромінювання і турбулентний теплообмін є важливими факторами, які беруть участь у формуванні теплового стану діяльної поверхні.

Ефективне випромінювання з поверхні шкіри, позбавленої вовни описується формулою

$$E_e = E_e^0 + (k\sigma\Theta_w^4 - k\sigma\Theta^4), \quad (26.3)$$

де E_e^0 – величина ефективного випромінювання при безхмарному небі без врахування різниці температури діяльної поверхні і повітря;

k – коефіцієнт, який характеризує відхилення випромінювання даної поверхні від випромінювання чорного тіла;

σ – постійна Стефана-Больцмана;

Θ_w – температура поверхні;

Θ – температура повітря.

Розходження температури діяльної поверхні тіла вівці і навколишнього повітря дуже значне, особливо в нічний час. Це дозволяє очікувати над такою поверхнею досить інтенсивного потоку тепла, який залежить від різниці температури діяльної поверхні і повітря та швидкості вітру. Для розрахунку інтенсивності цього потоку використовується рівняння М.І. Будико, яке виражає відомий закон Ньютона про зв'язок теплообміну з різницею температури поверхні нагрітого або охолодженого тіла і повітря

$$Q = \rho c_p D_{0-200} (\Theta_w - \Theta), \quad (26.4)$$

де ρ – щільність повітря біля земної поверхні;

c_p – питома теплоємність повітря;

D_{0-200} – інтегральна характеристика умов вертикального турбулентного переносу між діяльною поверхнею і атмосферою, названа коефіцієнтом зовнішньої дифузії;

Θ_w – температура діяльної поверхні.

Важливими складовими витратної частини рівняння теплового балансу організму є витрати тепла на випаровування з поверхні органів дихання і шкіри.

Кількість води, яка виділяється при диханні (випаровування з поверхні органів дихання), можна розрахувати, помноживши різницю питомої вологості видихуваного і вдихуваного повітря Δq на масу повітря V_m , яке проходить через органи дихання в одиницю часу

$$E_p = \Delta q V_m. \quad (26.5)$$

Швидкість випаровування з поверхні шкіри в овець можна виразити рівнянням

$$E_d = \rho D'(q_d - q_o), \quad (26.6)$$

де D' – коефіцієнт дифузії в шерстному покриві;
 q_d і q_o – питома вологість у поверхні шкіри й у приземному шарі повітря відповідно.

Поряд з виносом з організму тварини тепла, витраченого на випаровування з поверхні органів дихання, видихуване повітря видаляє тепло, затрачене на її нагрівання. Кількість цього тепла C буде пропорційно масі видихуваного повітря V_m і різниці температури зовнішнього повітря і повітря, що пройшло через дихальні шляхи тварини $\Delta\Theta$ за одиницю часу

$$C = c_p \Delta\Theta V_m. \quad (26.7)$$

Розглянемо роль окремих складових рівняння теплового балансу тварини (26.1).

У теплообміні між поверхнями руна і шкіри провідне значення належить проведенню тепла через шерстний покрив. Цілком зрозуміло, що напрямок теплового потоку в розглянутому випадку визначається величиною різниці градієнта температур поверхні руна і шкіри.

Температура поверхні шкіри змінюється в невеликих межах, влітку вона утримується близько 39 °С; температура поверхні шерстного покриву піддається дуже значним коливанням (наприклад, у літній період вночі вона незначно відрізняється від температури повітря, а в ясні сонячні дні досягає 60–73 °С і навіть 78–85 °С). У нічні години і в дні з прохолодною погодою йде витрата тепла проведенням через шерстний покрив. При високій тепловій напрузі навколишнього середовища потоки тепла спрямовані від поверхні руна до тіла тварини. У результаті виникають екзогенні теплові навантаження, величина їх знаходиться в зворотній залежності від хмарності та швидкості вітру.

Тепловіддача з поверхні шкіри, позбавленої шерстного покриву, здійснюється в основному шляхом ефективного випромінювання і турбулентного переносу тепла. Відзначається, що на ефективне випромінювання приходить лише 5–10 % тепла, яке виділяється організмом, тобто в тепловому балансі великої ролі воно не має. Турбулентний теплообмін у залежності від температури повітря складає від 2 до 17 % загальної витрати тепла при вітрі 3 м/сек. Інтенсивність його і значимість у тепловому балансі зростає зі зменшенням температури повітря і збільшенням швидкості вітру.

Незначна кількість тепла (особливо в жаркі дні) витрачається на нагрівання повітря, що видихається твариною.

У тепловому балансі організму овець істотна роль належить витраті тепла на випаровування з поверхні тіла. Вважається, що цей шлях тепловіддачі є провідним в умовах значної теплової напруги навколишнього середовища. Встановлено, що при температурі повітря 33,1 °С випаровування 1 мм води несе 580 калорій. З урахуванням цих передумов і зважувалося рівняння теплового балансу організму в тонкорунних овець (табл. 26.2). Як видно з даних табл. 26.2, складові балансу міняються в залежності від погодних умов.

В.А. Ярошевським досліджена зміна окремих складових тепловіддачі в умовах зростаючої напруги радіаційного балансу і температури.

Розрахунки складових тепловіддачі виконані для нелактуючих овець (жива вага 60 кг, середня довжина вовни 8 см) і ягнят (вік 2 місяці, жива вага 21 кг, середня довжина вовни 2 см) при наступних значеннях основних метеорологічних елементів:

Температура повітря, °С	15	20	25	30	35
Дефіцит насичення повітря, мб	3,1	9,1	19,1	31,7	45,0
Радіаційний баланс кал/см ² хв	-0,07	0,40	0,70	0,85	0,65
Швидкість вітру, м/сек	3	3	3	3	3

Для зручності всі складові витратної частини теплового балансу організму виражаються у відсотках від сумарної тепловіддачі (табл. 26.2).

При температурі повітря 15 °С і відсутності інсоляції найбільше значення в тепловому балансі організму має віддача тепла проведенням (вівці 21 %, ягнята 41 %), а також випаровуванням з поверхні шкіри (вівці 33 %, ягнята 32 %). За цих умов тепловіддача активним шляхом, тобто випаровуванням з поверхні органів дихання і нагріванням видихуваного повітря, складає у овець 20 % і в ягнят 5 %. Це розходження добре узгоджується з частотою дихання: в овець 99, у ягнят 20 дихальних рухів за хвилину.

З підвищенням температури повітря і збільшенням радіаційного балансу відбувається істотна перебудова теплообміну. Тепловіддача проведенням різко скорочується і при температурі повітря вище 25 °С змінюється екзогенним тепловим навантаженням, більш інтенсивним у ягнят. При цьому витрати тепла на випаровування з поверхні шкіри у овець значно збільшуються, вони здобувають роль головного фактора в тепловому балансі організму (до 64 % загальної тепловіддачі). У ягнят при підвищенні температури повітря збільшення частки випаровування із поверхні шкіри в загальному балансі тепла не відбувається.

Таблиця 26.2 – Тепловий баланс організму тонкорунних овець в умовах забезпеченої терморегуляції (В.А. Ярошевський, 1968)

Складові теплового балансу	Ніч		День	
	кал/хв	%	кал/хв	%
Теплове навантаження				
Вимірювальна теплопродукція	1560	100	1560	88
Екзогенне теплове навантаження	-	-	222	12
Загальне теплове навантаження	1560	100	1782	100
Тепловіддача				
Проведення через шерстний покрив	348	22	-	-
Ефективне випромінювання	112	7	99	6
Турбулентна тепловіддача	91	6	42	3
Випаровування з поверхні органа дихання	265	17	394	23
Нагрівання видихуваного повітря	93	6	38	2
Випаровування з поверхні тіла	647	42	1114	66
Метеорологічні умови				
Радіаційний баланс, кал/см ² ·хв.	Ніч		День	
	-0,06		0,74	
Температура повітря, °С	21,2		32,6	
Швидкість вітру, м/сек.	1,2		1,4	

Це можна пояснити меншим вмістом водяної пари у шерстному покриві у молодих тварин. Такий висновок був зроблений на підставі візуальних спостережень за вологістю руна, а також вимірів парціального тиску водяної пари в шерстному покриві у ягнят і овець. Середній парціальний тиск водяної пари в пришкірному шарі повітря складає, мб:

	Ранок	День
Вівці	38,0	40,2
Ягнята	31,0	26,0

З формули (26.6) випливає, що швидкість дифузії водяної пари в шерстному покриві залежить від різниці його концентрації в поверхні шкіри і у навколишньому повітрі. У овець ця різниця з підвищенням температури навколишнього середовища збільшується, у ягнят же такого збільшення не відбувається, руно в них як би висихає.

Більш інтенсивне екзогенне теплове навантаження і знижена тепловіддача випаровуванням з поверхні шкіри в ягнят у деякій мірі компенсуються більш інтенсивним випаровуванням з поверхні органів дихання, на частку якого в ягнят при високій температурі повітря

приходиться 57 %, а в нестрижених овець тільки до 26 % загальної тепловіддачі. Однак ця компенсація досягається ціною крайньої напруги всього організму, зокрема органів дихання, що приводить до ряду шкідливих наслідків – виникненню і розвитку захворювань органів дихання, втраті солей зі слиною і слизом, порушенням травного процесу, великій витраті м'язової енергії й ін.(табл. 26.3).

Таблиця 26.3 – Роль турбулентного теплообміну в загальному балансі тепла у тонкорунних ягнят і овець при різній швидкості вітру в процентах від сумарної тепловіддачі (В.А. Ярошевський, 1968)

Тварина	Швидкість вітру, м/с	Температура повітря, °С				
		15	20	25	30	35
Ягнята	3	13	12	10	4	2
Вівці		17	15	11	6	3
Ягнята	5	20	19	11	6	3
Вівці		26	22	11	10	4
Ягнята	10	39	37	22	13	5
Вівці		51	44	30	20	8

З інших складових тепловіддачі більш докладно варто розглянути турбулентний теплообмін, роль якого в тепловому балансі організму помітно підвищується зі збільшенням швидкості вітру. При слабкому вітрі (випадок, представлений в табл. 26.2) турбулентна тепловіддача змінюється від 13–17 % вночі до 2–3 % в жаркий полудень. Зі збільшенням швидкості вітру роль турбулентної тепловіддачі в загальному балансі тепла помітно зростає. Як видно з табл. 26.2, зі збільшенням швидкості вітру до 10 м/с роль турбулентної тепловіддачі зростає в 3 рази, досягаючи 13–20 % у жаркі денні години і 39–51 % у прохолодні ночі.

Якщо врахувати, що зі збільшенням швидкості вітру значно зростає турбулентний теплообмін, помітно підсилюється випаровування з поверхні шкіри, трохи знижується температура поверхні руна, помітно зменшується частота дихання тварин і знижується температура їхнього тіла, то стане ясно, що вітер варто віднести до факторів, що має великий вплив на процеси теплового обміну і на фізіологічний стан тварин.

Тепловіддача ефективним випромінюванням і витрати тепла на нагрівання видихуваного повітря, що складають у сумі 12-17 % тепла, що розсіюється, відіграють помітну роль у тепловому балансі організму при температурі навколишнього середовища від 15 до 30 °С.

26.2. Енергетичні потреби тварин

Енергетична потреба кожної тварини задовольняється визначеною кількістю і якістю корму. Годівля сільськогосподарських тварин є найважливішим виробничим процесом у тваринництві, при якому корм рослинного і тваринного походження використовують для одержання продукції тваринництва. У кожній галузі тваринництва розроблені наукові (зоотехнічні) основи методів і прийомів раціональної годівлі тварин, які забезпечують їхнє здоров'я, нормальний ріст, розвиток, високу продуктивність, функції відтворювання, племінні і породні якості, які передбачають одночасне зниження витрат кормів і праці на одиницю продукції. В процесі функціонування організм тварини постійно витрачає енергію.

Відновлення енергетичних ресурсів забезпечується надходженням в організм поживних речовин – білків, вуглеводів і жирів, а також води, вітамінів, мінеральних солей та ін. Відомо, що більшість білків, жирів і вуглеводів є високомолекулярні сполуки, які без попередньої підготовки в травному тракті не можуть всмоктуватись в кров і лімфу, засвоюватися клітинами і тканинами організму, в травному каналі вони піддаються фізичним, хімічним, біологічним впливам і перетворюються в низькомолекулярні сполуки, розчинні у воді та легко усмоктувані речовини.

Прийняття їжі, обумовлене особливим почуттям голоду, як фізіологічний стан є вираженням потреби організму в поживних речовинах. Такий стан виникає внаслідок зменшення вмісту поживних речовин у тканинах і циркулюючій крові. При цьому відбувається сильне збудження травного тракту, посилення його секреторної функції (виділення секреції – особливих активних речовин – гормонів, що попадають прямо в кров). Це призводить до збудження різних відділів центральної нервової системи, що визначає весь комплекс складних рефлекторних реакцій, які забезпечують зміну поведінкових реакцій тварини (рухова функція), спрямованих на пошук, добування, випробування і захоплення їжі.

Вода, що надходить в організм, разом з розчиненими в ній мінеральними солями, яка не є енергетичним матеріалом, усмоктується усіма відділами травного тракту: менша частина – у шлунку, де вона майже не затримується, основна частина – в кишечнику. Вода є розчинником майже всіх речовин, які надходять в організм при харчуванні, вона необхідна для нормального проходження процесів життєдіяльності: дихання, кровообігу, травлення та ін. З водою пов'язано не тільки надходження поживних речовин в організм, їхнє усмоктування і розподіл але і виділення кінцевих продуктів обміну речовин, усієї життєдіяльності організму. Від надходження і виділення води залежать процеси розподілу і

віддачі тепла в організмі. Вода входить до складу кожної клітини організму.

Хімічно чистої води в організмі тварини немає, у ній розчинено багато речовин: білки, сахари, вітаміни і, головне, мінеральні солі. Тому вірніше говорити про водно-сольовий обмін у тварини. Саме особливості водно-сольового обміну відіграють основну роль у життєдіяльності тварин, які розводяться у жарких і посушливих регіонах.

У середньому в тілі дорослих тварин міститься 65 % води. На протязі життя тварини кількість води змінюється: у новонародженої – 75 %, у дорослої тварини – 52-55 %. Кількісна потреба у воді в різних тварин не однакова, це пов'язано з їхніми біологічними особливостями. Наприклад, в умовах помірних температур на кожен кілограм сухого корму корови споживають від 4 до 6 л води, коні і вівці – 2-3 л, свині – 7-8 л. При споживанні сухого корму потреба тварини у воді зростає, при природно зволоженому кормі – знижується.

Пережовування корму супроводжується виділенням слини – в'язкої рідини, що складається на 99,0–99,4 % з води, решта – це складні органічні речовини і ферменти. Слина, змочуючи здрібнені частки їжі, полегшує ковтання і забезпечує початковий етап травлення. Особливо багато слини виділяється в процесі поїдання тваринами сухої їжі. Наприклад, протягом доби у овець продукується до 6 – 10 л слини, у свині – до 15 л, у коня – до 40 л. У великої рогатої худоби за добу виділяється до 90 – 190 л слини.

Загальновідоме велике значення води для будь-якого організму. При виключенні води з раціону тварин вони гинуть через кілька діб. Наприклад, кінь, позбавлений води, гине через 17–18 діб, кролики – через 5 діб. При обезводненні організму відбувається отруєння продуктами обміну речовин, особливо азотистого. Виділення води в організмі відбувається декількома шляхами: в основному через нирки із сечею, через легені в пароподібному стані, через шкіру з потом і через кишечник. Затримка води в тканинах залежить від вмісту солей в крові. Тому з водно-сольовим обміном тісно пов'язано почуття спраги. При інтенсивному потовиділенні відбувається значне винесення мінеральних солей з організму, відбувається порушення сольового балансу в крові і клітинах, що підсилює природну потребу у питті. Мінеральні речовини повинні постійно надходити в організм із кормом, тому що вони регулярно виділяються через нирки, кишковий тракт і шкіру. Порушення водно-сольового балансу призводить до визначених функціональних розладів організму. Звідси зрозуміло, наскільки велике фізіологічне значення води і пов'язана з цим висока потреба в ній сільськогосподарських тварин.

Основою життєдіяльності будь-якого живого організму є метаболізм, або обмін речовин. У живому організмі безупинно протікають перетворення хімічних речовин і взаєморегуляція цих процесів. Великий російський фізіолог академік І.П. Павлов розглядав обмін речовин в

організмі як основу всіх його фізіологічних функцій. Обмін речовин у теплокровних тварин складається з єдності і тісної взаємодії двох процесів: асиміляції і дисиміляції.

Поживні речовини асимілюються і стають білками, вуглеводами і жирами, властивими конкретній тварині, її «будівельними» матеріалами й енергетичними ресурсами. Ці складні біохімічні перетворення відбуваються при участі численних і різноманітних ферментів. Процеси асиміляції і дисиміляції, тісно переплітаючись один з одним, забезпечують постійне відновлення організму, що вимагає енергетичного супроводу.

Взаємодія особи з навколишнім середовищем визначається, головним чином, необхідністю задоволення визначених потреб тварини. Дисбаланс потреб у їжі й кількості їжі, що реально добувається, визначає значною мірою динаміку зміни численності популяції.

Потреби організму в їжі обумовлені, головним чином, наступними основними факторами:

1) енергетичними потребами, зумовленими тепловіддачею в навколишнє середовище;

2) енергетичними потребами, зв'язаними зі здійсненням механічної роботи;

3) енергетичними потребами, зв'язаними зі збереженням мінімальної функціональної активності найважливіших органів і систем у стані спокою;

4) потребами в речовині, зв'язаними з ростом організму і вигодовуванням потомства;

5) потребами в речовині, зв'язаними з підтримкою цілісності тканин.

Розглянемо енергетичні потреби, зумовлені тепловіддачею в навколишнє середовище. Енергетичні потреби гомойотермної тварини, яка знаходиться у стані спокою і натошак, у деякій визначеній області температур зовнішнього середовища, що не включає так названу термонеутральну зону (рис. 26.3), визначаються в основному необхідністю підтримки постійної температури тіла і пов'язаною з цим тепловіддачею організму в навколишнє середовище

$$W = K_o S(T_s - T_e), \quad (26.8)$$

де W – теплова потужність організму;

S – площа поверхні тіла тварини;

T_s – середня температура поверхні тіла тварини;

T_e – температура навколишнього середовища;

K_o – коефіцієнт тепловіддачі.

Коефіцієнт тепловіддачі враховує конвективний, променевий і кондуктивний механізми тепловіддачі. При збільшенні температури середовища і її наближенні до температури тіла зростає роль тепловіддачі,

обумовленої випаровуванням із зовнішньої поверхні тіла і поверхні легень, а також періодичним виносом нагрітої маси повітря при диханні.

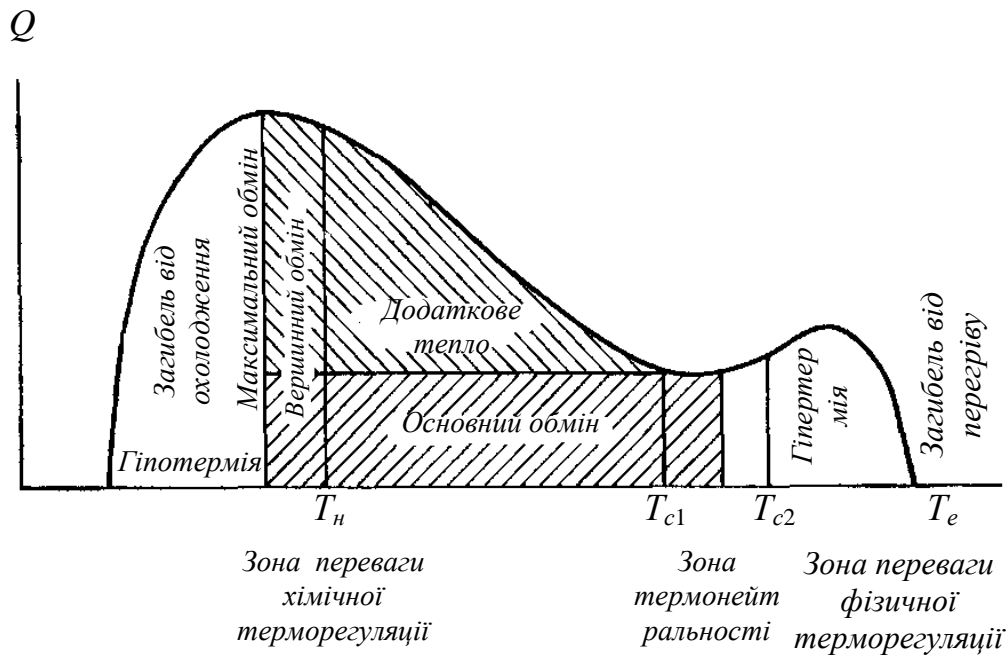


Рис. 26.3 – Кількісна залежність інтенсивності метаболізму гомойотермних тварин від температури навколишнього середовища. (М.А. Ханін, І.Л. Дорфман, 1978).
 Q – величина, яка характеризує інтенсивність метаболізму (телопродукція, швидкість споживання кисню);
 T_e – температура навколишнього середовища.

При експериментальних дослідженнях залежності теплової потужності (газообміну, споживання кисню) від температури навколишнього середовища (рис. 26.3) встановлено, що лінійна залежність теплової потужності від температури середовища, що описується виразом (26.8), спостерігається тільки в деякій області температур, обумовленої умовою $T_n < T_e \leq T_{c1}$, де T_n – температура середовища, нижче якої тривале існування гомойотермної тварини неможливо; T_{c1} – нижня межа термонейтральної зони.

Температури T_n і T_{c1} є видоспецифічними величинами, які змінюються в широких межах. Наприклад, у блакитного песця $T_{c1} = -40$ °С, а в миші $+33$ °С. При температурах навколишнього середовища, які знаходяться в межах $T_{c1} \leq T_e \leq T_{c2}$, тепла потужність організму слабо залежить від температури середовища і приблизно її можна вважати постійною. Інтервал температур T_{c1} і T_{c2} називається *термонейтральною зоною*. Для тварин даного виду і віку тепла потужність у зазначеному інтервалі температур мінімальна і називається *основним обміном*.

Екстраполюючи лінійну залежність (26.8) на область температур $T_e > T_{c1}$, легко бачити, що теплова потужність основного обміну W істотно перевищує потреби організму, пов'язані з підтримкою постійної температури тіла. Це означає, що основний обмін, тобто теплова потужність у термонеутральній зоні, визначається не тепловіддачею, а ендogenous факторами. Таким чином, терморегуляція в термонеутральній зоні запобігає підвищенню температури тіла зверх норми і здійснюється видаленням надлишкового тепла $W_o - K_o S(T_s - T_e)$, яке виділяється в організмі. В області температур $T_e < T_{c1}$ терморегуляція запобігає зменшенню температури тіла нижче норми і здійснюється виділенням в організмі додаткової теплової потужності $K_o S(T_s - T_e) - W_o$ за рахунок посилення метаболізму.

У термонеутральній зоні скидання надлишкового тепла фізіологічно здійснюється збільшенням коефіцієнта тепловіддачі при підвищенні температури середовища (за рахунок вазомоторного розширення кровоносних судин поблизу поверхні тіла, зміни геометрії елементів зовнішніх покривів та ін.), а також посиленням потовиділення.

Варто відмітити, що збільшення коефіцієнта тепловіддачі зверх значення K_o , яке спостерігається при $T_e < T_{c1}$ (не залежного від T_e), має визначену межу. Крім того, поряд з ефективним видаленням надлишкового тепла, посилення потовиділення супроводжується додатковим виділенням тепла в організмі. В результаті, починаючи з деякої температури середовища, а саме при $T_e > T_{c2}$, система терморегуляції перестає справлятися з задачею тепловіддачі і температура тіла починає підвищуватися, що в свою чергу призводить до посилення метаболізму і відповідному додатковому тепловиділенню. Внаслідок додаткового виділення тепла за рахунок потовиділення і підвищення температури тіла при температурах середовища, які перевищують верхню межу термонеутральної зони T_{c2} , теплова потужність організму з ростом температури середовища зростає (рис. 26.3).

Таким чином, підвищення температури навколишнього середовища T_e вище T_{c2} веде до керованої, а потім і до некерованої гіпертермії і, нарешті, до смерті від перегріву. Надалі будемо розглядати лише діапазон температур середовища, за яких виконується умова $T_e < T_{c2}$.

Розглядаючи область температур середовища, що задовольняє умові $T_e < T_{c1}$, тобто поза термонеутральною зоною, теплову потужність гоміотермної тварини в стані спокою (натошак) можна представити у вигляді

$$W = W_o + W_t, \quad (26.9)$$

де W_t – додаткова теплова потужність, необхідна для збереження постійної температури тіла поза термонеутральною зоною.

При $T_e = T_{c1}$ згідно (26.8) і визначенню основного обміну, можна записати

$$W = W_o = K_o S (T_s - T_{c1}). \quad (26.10)$$

Підставляючи $K_o S = W_o / (T_s - T_{c1})$ у (26.8), знаходимо теплову потужність при $T_e < T_{c1}$ у вигляді

$$W = W_o \frac{T_s - T_e}{T_s - T_{c1}} = W_o + W_o \frac{T_{c1} - T_e}{T_s - T_{c1}}. \quad (26.11)$$

Таким чином

$$W_t = \begin{cases} W_o \frac{T_{c1} - T_e}{T_s - T_{c1}}, & T_e < T_{c1} \\ 0, & T_e \geq T_{c1} \end{cases}. \quad (26.12)$$

26.3. Моделювання впливу факторів навколишнього середовища на продуктивність тварин

Розглянемо моделювання впливу погодних умов літнього періоду на продуктивність овець. В основу динамічної моделі продуктивності вівці (Й.Г. Грінгоф, С.О. Даниєлов, 1988) покладено рівняння енергетичного балансу біологічної особи, яка виражає процес динаміки сумарних енергетичних потреб тварини протягом його індивідуального розвитку за рахунок споживаної їжі

$$P C_{\Pi} \varphi_{\Pi} = W_o + W_1 + W_2 + W_3 + W_4 = \sum_{i=0}^4 W_i, \quad (26.13)$$

де Π – маса споживаної їжі;

C_n – середня питома калорійність їжі;

φ_{Π} – коефіцієнт засвоєння їжі;

W_o – основний обмін особи;

W_1 – енергетичні витрати на підтримку постійної температури тіла;

W_2 – витрати потужності, яка розвивається особою при пересуванні і виконанні механічної роботи при добуванні їжі;

W_3 – енергетичні витрати на калоригенічний ефект;

W_4 – витрати потужності, пов'язані з процесом росту особи.

У процесі росту і розвитку тварині властиві й інші види енергетичних витрат (наприклад, ріст вовни), однак у порівнянні з перерахованим вище вони невеликі й у першому наближенні в розрахунок не приймаються. Витрати потужності, пов'язані з ростом особи розраховуються за формулою

$$W_4 = \frac{C_0}{\eta} \cdot \frac{dP}{d\tau}, \quad (26.14)$$

де $dP/d\tau$ – зміни маси особи P за час τ ;
 C_0 – середня питома калорійність тіла особини;
 η – енергетичний КПД у процесі росту.

Приймається, що середня питома калорійність тіла особини не залежить від віку ($C_0 = \text{const}$). Величина η виражає частку енергетичних витрат у процесі росту тканин тварини. У загальному вигляді вона є функцією швидкості росту і повинна визначатися за допомогою експериментальних даних.

Представимо рівняння (26.13) з врахуванням (26.14) у вигляді

$$\frac{C_0}{\eta} \frac{dP}{d\tau} = PC_{II}\varphi_{II} - (W_o + W_1 + W_2 + W_3). \quad (26.15)$$

Поділивши обидві частини рівняння на C_0/η одержимо

$$\frac{dP}{d\tau} = \frac{\eta}{C_0} [PC_{II}\varphi_{II} - (W_o + W_1 + W_2 + W_3)]. \quad (26.16)$$

Рівняння (26.16) дозволяє на основі розрахунку його складових (окремих енергетичних витрат) визначити динаміку зміни маси тіла тварини (вівці) в процесі її життєдіяльності.

Визначимо складові (26.16). Основний обмін W_o представляє собою витрати енергії вівці, що знаходиться в стані повного спокою за одиницю часу, віднесені до маси тіла тварини. Отже, основним обміном вівці є теплова потужність, вироблювана твариною в стані спокою в умовах, коли відсутні калоригенічний вплив їжі і зовнішні (екзогенні) перевантаження. Він описується рівнянням

$$W_o = \chi(P)^{0,75}, \quad (26.17)$$

де χ – константа, властива виду тварини;

P – маса тварини.

Величина W_1 виражає кількість енергії, яку витрачає тварина на терморегуляцію. Механізми терморегуляції спрямовані на підтримку постійної температури тіла і забезпечують виділення тепла з організму шляхом випаровування через органи дихання і потовиділення з поверхні тіла, проведення тепла в шерстному покриві, ефективного випромінювання, турбулентного теплообміну між шкірою, шерстним покривом і повітрям.

У роботах В.А. Ярошевського запропоновані методи оцінки впливу метеорологічних умов на тепловий обмін тварин на основі використання рівнянь радіаційного і теплового балансу.

Розрахунок складових рівняння теплового балансу тварини розглядається в підрозд. 26.1.

Крім забезпечення основного обміну і теплової потужності, необхідної для збереження сталості температури тіла, тварина витрачає енергію на пересування і добування їжі.

В основу розрахунку потужності, що розвивається вівцею при пересуванні і годівлі W_2 , покладена модифікована формула розрахунку механічної роботи тварини (М.Т. Гермогенов, А.М. Польовий, Й.Г. Грінгоф, 1987)

$$W_2 = \frac{d_v \Psi_w P l K_p}{l_n} \eta, \quad (26.18)$$

де d_v – величина вертикального зсуву центра ваги тіла при одному кроці;

Ψ_w – параметр, який характеризує опірність середовища пересуванню;

l – відстань, яку проходить вівця за добу;

K_p – коефіцієнт, який характеризує рельєф місцевості;

l_n – довжина кроку;

η – коефіцієнт корисної дії м'язів, який враховує неминучі втрати.

Відстань, яку проходить вівця за добу, є функцією стану кормової бази і погодних факторів. Позначимо через v'_{\max} максимальну швидкість пересування вівці за сприятливих погодних умов при середній щільності кормів. Тоді в будь-який i -й день середня швидкість пересування v_i буде визначатися як

$$v_i = k_1 v'_{\max}, \quad (26.19)$$

де k_1 – коефіцієнт, який характеризує вплив погодних умов на швидкість пересування.

Оскільки швидкість пересування вівці щогодини при максимальній тривалості випасу буде відрізнятися від середньої швидкості в день з меншою тривалістю випасу, визначимо k як деяку функцію від $t_{\text{вип}}$, де $t_{\text{вип}}$ – тривалість денного випасу. В свою чергу $t_{\text{вип}}$ є деякою характеристикою погоди даного дня, оскільки під впливом жарких умов тварини вдень пасуться більш короткий період часу чи переводяться на нічний випас.

Величина v_{\max} може бути виражена як

$$v'_{\max} = k_2 v_{\max}, \quad (26.20)$$

де v'_{\max} – максимальна швидкість пересування вівці при сприятливих погодних умовах і достатній кількості корму;

k_2 – коефіцієнт, який залежить від щільності корму.

Функції $k_1(t_{\text{вип}})$ і $k_2(y)$ визначаються експериментально. Припускаючи, що $k_1 \cdot k_2 = k_v$, запишемо (26.19) у вигляді

$$v_i = k_v \cdot v'_{\text{max}} \cdot \quad (26.21)$$

При зроблених припущеннях кількість споживаної їжі за добу буде складати

$$P = v' y k_v v'_{\text{max}} t_{\text{вип}}, \quad (26.22)$$

де v' – коефіцієнт використання кормової бази;

y – щільність кормів.

Розглядаючи енергетичні витрати тварин на калоригенічний ефект, приймаємо

$$W_3 = K_w \cdot W_0, \quad (26.23)$$

де K_w – параметр, який характеризує частку основного обміну, що приходить на калоригенічну діяльність.

Прямий вплив погоди і клімату на сільськогосподарських тварин цілком закономірно вивчається з позиції двох наук – метеорології і фізіології тварин. В процесі синтезу цих наук створюється самостійна галузь сільськогосподарської метеорології – зоометеорологія. При цьому виникають нові завдання, вирішення яких багато в чому залежить від використання і правильного об'єднання теоретичних і практичних досягнень кожної з них. Тому не випадково відправним пунктом зоометеорологічних досліджень є розширене поняття про тепловий режим організму і середовища, яке дає пояснення багатьох особливостей гомеостазису у сільськогосподарських тварин і дозволяє виявити причини порушення сталості фізіологічних функцій і регуляцій.

Розширене поняття теплового режиму організму і середовища, окрім температурних показників, включає цілий комплекс біохімічних і фізико-термічних характеристик. В цей комплекс входить теплопродукція організму як результат біохімічних процесів, що відбуваються в ньому, і тепловіддача, яка складається з теплових потоків проведенням, ефективного випромінювання, турбулентного обміну, витрат тепла на випаровування і нагрівання видихуваного повітря. Експериментальний і теоретичний аналіз складових цього комплексу з широким застосуванням методів біометрії дає необхідні для практичних цілей кількісні характеристики біологічно значимих факторів середовища і дозволяє з нових позицій підійти до вирішення проблеми оцінки впливу факторів довкілля на функціонування організму сільськогосподарських тварин.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Агрометеорология. – Сборник материалов Международных учебных курсов. – Л.: Гидрометеоздат, 1986. – 351 с.
2. Алпатьев А.М. Влагооборот культурных растений. – Л.: Гидрометеоздат, 1954. – 247 с.
3. Алпатьев А.М. Влагообороты в природе и их преобразования. – Л.: Гидрометеоздат, 1969. – 322 с.
4. Антоненко В.С. Агрометеорологический мониторинг посевов сельскохозяйственных культур в Украине с применением аэрокосмических методов. – Киев: АртЭк, 2002. – 307 с.
5. Белобородова Г.Г. Агрометеорологические основы повышения продуктивности плодоводства. – Л.: Гидрометеоздат, 1982. – 164 с.
6. Берлянд М. Е., Красиков П. Н. Борьба с заморозками и их предсказание. – Л.: Гидрометеоздат, 1960. – 147 с.
7. Бихеле З.Н., Молдау Х.А., Росс Ю.К. Математическое моделирование транспирации и фотосинтеза растений при недостатке почвенной влаги. – Л.: Гидрометеоздат, 1980. – 223 с.
8. Бихеле И.Г., Молдау Х.А., Росс Ю.К. Субмодель распределения ассимилятов и роста растения при водном дефиците.– Тарту 1980. – 23 с.
9. Бойко А.П. Исследование гидрометеорологического режима среды обитания растений численными методами.–С.-Пб.: Гидрометеоздат, 1993. – 215 с.
- 10.Божко Л.Ю. Клімат і продуктивність овочевих культур в Україні. – Одеса: Екологія, 2010. – 364 с.
- 11.Бондаренко Н.Ф. Физические основы мелиорации почв. – Л.: Колос, 1975. – 257 с.
- 12.Будаговский А.И. Испарение почвенной влаги. – М.: Наука, 1964. – 242 с.
- 13.Венцкевич Г.З. Агрометеорология. – Л.: Гидрометеоздат, 1958. – 376 с.
- 14.Вериго С.А., Разумова Л.А. Почвенная влага и ее значение в сельскохозяйственном производстве. – Л.: Гидрометеоздат, 1963. – 288 с.
- 15.Винтер А.К. Заморозки и их последствия на растения. – Новосибирск: Наука, 1981. – 150 с.
- 16.Вольвач В.В. Моделирование влияния агрометеорологических условий на развитие колорадского жука. – Л.: Гидрометеоздат, 1987. – 239 с.
- 17.Вопросы агрометеорологии. /Сб. кратких сообщений под ред. Ф.Ф. Давитая, М.С. Кулика. – М.: Гидрометеоздат, 1958. – 90 с.

18. Воронин А.Д. Основы физики почв. – М.: Издательство МГУ, 1986. – 244 с.
19. Галямин Е.П. Оптимизация оперативного распределения водных ресурсов в орошении. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 272 с.
20. Генкель П.А., Кушниренко С.В. Холодостойкость растений 1ей термические способы ее повышения. – М.: Наука, 1966. – 222 с.
21. Гильманов Т.Г. Математическое моделирование биогеохимических циклов в травяных экосистемах. – М.: Изд-во МГУ, 1978. – 167 с.
22. Гойса Н.И., Олейник Р.Н., Рогаченко А.Д. Гидрометеорологический режим и продуктивность орошаемой кукурузы. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 230 с.
23. Горбачев В.А. Математическое моделирование водно-теплового режима корнеобитаемого слоя почвы. – Обзорная информация ВНИИГМИ - МЦД. Серия “Гидрология суши”, 1982. – Вып. 1. – 47 с.
24. Горбачев В.А. Математическое моделирование углекислотного режима сельскохозяйственных посевов. – Обзорная информация ВНИИГМИ - МЦД. Серия “Метеорология”, 1983. – Вып. 10 – 44 с.
25. Григорюк І.П., Жук О.І. Ріст пшениці і кукурудзи в умовах посухи та його регуляція. – Київ: Видавництво «Науковий світ», 2002. – 118 с.
26. Грингоф И.Г., Попова В.В., Страшный В.Н. Агрометеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 310 с.
27. Грингоф И.Г. Бабушкин О.Л. Климат, погода и пастбищное животноводство. – Обнинск: 2010. – 352 с.
28. Гудзон Н. Охрана почвы и борьба с эрозией. – М.: Колос, 1974. – 304 с.
29. Давид Р.Э. Сельскохозяйственная метеорология. – М.: Сельхозгиз, 1936. – 406 с.
30. Дмитренко В.П. Погода, клімат і урожай польових культур. – Київ: Ніка-Центр, 2010. – 618 с.
31. Дубов А.С., Быкова Л.П., Маруніч С.В. Турбулентность в растительном покрове. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 180 с.
32. Дьяченко А.Е., Брысова Л.П., Голубев И.Ф., Чечаев А.Е. Агролесомелиорация. – М.: Колос, 1979. – 205 с.
33. Ефимов М.В. Физиология растений в криоаридном климате. – Новосибирск: Наука, 1988. – 160 с.
34. Ефимова Н.А. Радиационные факторы продуктивности растительного покрова. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 215 с.
35. Зайдельман Ф.Р. Режим и условия мелиорации заболоченных почв. – М.: Колос, 1975. – 319 с.
36. Зайдельман Ф.Р. Гидрологический режим почв Нечерноземной зоны. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 328 с.
37. Засухи в СССР, их происхождение, повторяемость и влияние на урожай /Под ред. А.И. Руденко. – Л.: Гидрометеиздат, 1958. – 206 с.
38. Зоидзе Е.К. Погода, климат и эффективность труда в земледелии. –

- Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 224 с.
- 39.Зубенок Л.И. Испарение на континентах. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 263 с.
- 40.Кирюшин В.И. Экологические основы земледелия. – М.: Колос, 1996. – 366 с.
- 41.Клещенко А.Д. Оценка состояния зерновых культур с применением дистанционных методов. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 190 с.
- 42.Ковтун И.И., Гойса Н.И., Митрофанов Б.А. Оптимизация условий выращивания озимой пшеницы по интенсивной технологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 288 с.
- 43.Колпаков В.В., Сухарев И.П. Сельскохозяйственные мелиорации. – М.: Колос, 1981. – 327 с.
- 44.Константинов А.Р. Испарение в природе. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 532 с.
- 45.Константинов А.Р., Астахова Н.И., Левенко А.А. Методы расчета испарения с сельскохозяйственных полей. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 126 с.
- 46.Константинов А.Р., Струзер Л.Р. Лесные полосы и урожай. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 212 с.
- 47.Константинов А.Р., Зоидзе Е.К., Смирнова С.И. Погода, почва и урожай озимой пшеницы. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 263 с.
- 48.Константинов Л. К. Защита сада от резких колебаний температуры и заморозков. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 112 с.
- 49.Кондратьев К.Я., Федченко П.П. Спектральная отражательная способность и распознавание растительности.– Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 215 с.
- 50.Коровин А.И. Роль температуры в минеральном питании растений. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 281 с.
- 51.Коровин А.И. Растения и экстремальные температуры. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 271 с.
- 52.Кошкин Е.И., Гатаулина Г.Г., Дьяков А.Б. и др. Частная физиология полевых культур. – М.: Колос, 2005. – 343 с.
- 53.Кошкин Е.И. Физиология устойчивости сельскохозяйственных культур. – М.: Дрофа, 2010. – 639 с.
- 54.Кулик М.С. Погода и минеральные удобрения.–Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 138 с.
- 55.Культиасов И. М. Экология растений.– М.: Изд-во МГУ, 1982.–381 с.
- 56.Куперман Ф.М., Ржанова Е.И. Биология развития растений. – М.: Высшая школа, 1963. – 423 с.
- 57.Куперман Ф.М., Чирков Ю.И. Биологический контроль за развитием растений на метеорологических станциях. – Л.: Гидрометеиздат, 1970.– 144 с.
- 58.Курсанов А.Л. Транспорт ассимилятов в растении. – М.: Наука, 1976.

- 646 с.
59. Куртнер Д.А., Чудновский А.Ф. Агрометеорологические основы тепловой мелиорации почв. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – 230 с.
60. Куртнер Д.А., Усков И.В. Климатические факторы и тепловой режим в открытом и защищенном грунте. – Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 230 с.
61. Куртнер Д.А., Усков И.В. Управление микроклиматом сельскохозяйственных полей. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 263 с.
62. Лархер В. Экология растений. – М.: Мир, 1978. – 384 с.
63. Лекции по сельскохозяйственной метеорологии. /Под ред. М.С. Кулика и В.В. Синельщикова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1966. – 340 с.
64. Литвинов И. В. Формирование и преобразование атмосферных осадков на подстилающей поверхности. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 231 с.
65. Личикаки В. М. Перезимовка озимых культур. – М.: Колос, 1974. – 205 с.
66. Лубнин М.Г. Влияние агрометеорологических условий на работу сельскохозяйственных машин и орудий. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 117 с.
67. Макарова Л.А., Минкевич И.И. Погода и болезни культурных растений. – Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – 142 с.
68. Макарова Л.А., Доронина Г.М. Агрометеорологическое обоснование оптимизации и защиты зерновых культур от вредной черепашки. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 144 с.
69. Макарова Л.А., Доронина Г.М. Агрометеорологические предикторы прогноза размножения вредителей сельскохозяйственных культур. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 212 с.
70. Максимов Н.А. Избранные работы по засухоустойчивости и зимостойкости растений. – М.: Изд-во АН СССР, 1952. – Том 1. – 575 с.
71. Мельник Ю.С. Климат и произрастание подсолнечника. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – 143 с.
72. Методы проектирования водного режима осушаемых земель в Нечерноземной зоне. /Под ред. С.И. Харченко, А.И. Климко. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 75 с.
73. Мичурин Б. Н. Энергетика почвенной влаги. – Л.: Гидрометеоиздат, 1975. – 139 с.
74. Мищенко З.А. Биоклимат дня и ночи. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 279 с.
75. Моделирование продуктивности агроэкосистем //Н.Ф. Бондаренко, Е.Е. Жуковский, И.Г. Мушкин, С.В. Нерпин, Р.А. Полуэктов, И.Б. Усков – Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 264 с.

76. Моделирование роста и продуктивности сельскохозяйственных культур. /Под ред. Ф. В. Пеннинга де Фриза и Х. Х. ван Лаара. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 320 с.
77. Моисейчик В.А. Агрометеорологические условия и перезимовка озимых культур. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 295 с.
78. Моисейчик В.А., Шавкунова В.А. Агрометеорологические условия перезимовки и формирования урожая озимой ржи. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 164 с.
79. Муминов Ф.А. Тепловой баланс и метеорологический режим картофельного поля. – Л.: Гидрометеиздат, 1963. – 150 с.
80. Мусієнко М.М. Фізіологія рослин. – Київ: Вид-во Українського фітосоціологічного центру, 2001. – 392 с.
81. Мусієнко М.М. Екологія рослин. – Київ: Либідь, 2006. – 431 с.
82. Най П. Х., Тинкер П. Б. Движение растворов в системе почва – растение. – М.: Колос, 1980. – 366 с.
83. Наукові основи агропромислового виробництва в зоні Полісся і Західного регіону Укоаїни. – Київ: Урожай, 2004. – 558 с.
84. Наукові основи агропромислового виробництва в зоні Лісостепу Укоаїни. – Київ: Урожай, 2004. – 775 с.
85. Наукові основи агропромислового виробництва в зоні Степу Укоаїни. – Київ: Урожай, 2004. – 840 с.
86. Нерпин С.В., Чудновский А.Ф. Энерго- и массообмен в системе растение – почва – воздух. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 357 с.
87. Ничипорович А.А., Строганова Л.Е., Чмора С.Н., Власова М.П. Фотосинтетическая деятельность растений в посевах. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 135 с.
88. Одум Ю. Экология. – М.: Мир, 1986. – Т. 1. – 328 с.
89. Одум Ю. Экология. – М.: Мир, 1986. – Т. 2. – 376 с.
90. Орлюк А.П., Гончарова К.В. Адаптивний і продуктивний потенціал пшениці. – Херсон, 2002. – 275 с.
91. Палагин Э.Г. Математическое моделирование агрометеорологических условий перезимовки озимых культур. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 190 с.
92. Пасечнюк Л.Е., Сенников В.А. Агроклиматическая оценка суховея и продуктивность яровой пшеницы. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 128 с.
93. Пасов В.М. Изменчивость урожаев и оценка ожидаемой продуктивности зерновых культур. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 152 с.
94. Платонов В.А., Чудновский А.Ф. Моделирование агрометеорологических условий и оптимизация агротехники. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 279 с.
95. Плюснин И.И. Мелиоративное почвоведение. – М.: Колос, 1971. – 413 с.
96. Полевой А.Н. Агрометеорологические условия и продуктивность

- картофеля в Нечерноземье. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 117 с.
97. Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 175 с.
98. Полевой А.Н. Прикладное моделирование и прогнозирование продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 318 с.
99. Полевой А.Н. Сельскохозяйственная метеорология. С.-Пб.: Гидрометеиздат, 1992. – 424 с.
100. Полуэктов Р.А., Пых Ю.А., Швытов И.А. Динамические модели экологических систем. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 169 с.
101. Полуэктов Р.А. Динамические модели агроэкосистемы. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 312 с.
102. Полуэктов Р.А., Смоляр Э.И., Терлеев В.В., Топаж А.Г. Модели продукционного процесса сельскохозяйственных культур. – Изд-во С.-Пб.: университета, 2006. – 393 с.
103. Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. VII. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 304 с.
104. Просвиркина А.Г. Агрометеорологические условия и продуктивность проса. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 160 с.
105. Раунер Ю.Л. Тепловой баланс растительного покрова. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 209 с.
106. Рачкулик В.И., Ситникова М.В. Отражательные свойства и состояние растительного покрова. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 287 с.
107. Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге. – Л.: Гидрометеиздат, 1965. – Т. 1. – 663 с.
108. Романова Е.Н., Мосолова Г.Н., Вереснева И.А. Микроклиматология и ее значение для сельского хозяйства. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 244 с.
109. Росс Ю.К. Радиационный режим и архитектура растительного покрова. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 341 с.
110. Руднев Г.В. Агрометеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1964. – 277 с.
111. Сабинин Д.А. Физиология развития растений. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 195 с.
112. Саноян М.Г. Агрометеорологические и агрофизические принципы и методы управления влагообеспеченностью посева. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 296 с.
113. Сайко В.Ф., Лобас М.Г., Яшовський І.В. та ін. Наукові основи ведення зернового господарства. – Київ, Урожай, 1994. – 334 с.
114. Свисюк И.В. Погода и урожайность озимой пшеницы на Северном Кавказе и в Нижнем Поволжье. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 207 с.
115. Свисюк И.В. Погода, интенсивная технология и урожай озимой пшеницы. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 226 с.
116. Світличний О.О., Чорний С.Г. Основи ерозієзнавства. – Суми: Українська книга, 2007. – 265 с.

117. Серякова Л. П. Агрометеорология. – Учебное пособие. Ленинградский ордена Ленина Политехнический институт им. М. И. Калинина, 1978. – 158 с.
118. Сельскохозяйственная гидрометеорология (агрогидрометеорология). /Под ред. А.В. Федорова. – Л.: Гидрометеиздат, 1938. – 233 с.
119. Сепп Ю.В., Тооминг Х.Г. Ресурсы продуктивности картофеля. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 261 с.
120. Слейчер Р. Водный режим растений. – М.: Мир, 1970. – 365 с.
121. Синицина Н.И., Гольцберг И.А., Струнников Э.А. Агроклиматология. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 344 с.
122. Сиротенко О.Д. Математическое моделирование водно-теплового режима и продуктивности агроэкосистемы. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 167 с.
123. Смирнов В.А., Корнейчук В.А. Гречиха и климат. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 68 с.
124. Страшная А.И. Агрометеорологические условия перезимовки и формирования урожая семян многолетних сеяных трав на Европейской части СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 156 с.
125. Строганова М.А. Математическое моделирование формирования качества урожая. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 151 с.
126. Судницын И.И. Движение почвенной влаги и водопотребление растений. – М.: Изд-во МГУ, 1979. – 252 с.
127. Суховети, их происхождение и борьба с ними. – М.: Изд-во АН СССР, 1957. – 367 с.
128. Сытник К.М., Брайон А.В., Гордецкий А.В. Биосфера. Экология. Охрана природы (справочное пособие). – Киев: Наукова думка, 1987. – 523 с.
129. Троян П. Факториальная экология. – Киев: Вища школа, 1989. – 232 с.
130. Тооминг Х.Г. Солнечная радиация и формирование урожая. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 200 с.
131. Тооминг Х. Г. Экологические принципы максимальной продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 264 с.
132. Торнли Дж. Г. М. Математические модели в физиологии растений. – Киев: Наукова Думка, 1982. – 310 с.
133. Троян П. Факториальная экология. – Киев: "Вища школа", 1989. – 232 с.
134. Уланова Е.С. Методы агрометеорологических прогнозов. – Л.: Гидрометеиздат, 1959. – 280 с.
135. Уланова Е.С. Агрометеорологические условия и урожайность озимой пшеницы. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 302 с.
136. Уланова Е.С. Методы оценки агрометеорологических условий и прогнозов урожайности зерновых культур. – Л.: Гидрометеиздат,

1988. – 53 с.
137. Уразаев Н.А., Вакулин А.А., Никитин А.В. Сельскохозяйственная экология. – М.: Колос, 2000. – 304 с.
138. Устойчивость земледелия: Проблемы и пути решения. /Сайко В.Ф., Малиенко А.М., Мазур Г.А. и др.– Киев: Урожай, 1993. – 320 с.
139. Устойчивость зерновых культур к факторам среды. /Под ред. В.С. Шевелухи. – Минск: Ураджай, 1978. – 191 с.
140. Федоров В.Д., Гильманов Т.Г. Экология. – М.: Изд-во МГУ, 1980. – 462 с.
141. Федосеев А.П. Агротехника и погода. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 239 с.
142. Федосеев А. П. Погода и эффективность удобрений. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 144 с.
143. Федченко П. П., Кондратьев К. Я. Спектральная отражательная способность некоторых почв. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 230 с.
144. Феоктістов П.О., Гаврилов С.В. Ляшок А.К. Методологічні принципи оцінки озимої пшениці на терморезистентність в умовах Півдня України (методичні рекомендації). – Київ, 2006. – 34 с.
145. Физика почвенных вод. – М.: Наука, 1981. – 208 с.
146. Физика среды обитания растений. /Под ред. А.М. Глобуса. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 303 с.
147. Фізіологія рослин в Україні на межі тисячоліть. Т. I. /Гол. ред.. В.В. Моргун. Київ, 2001. – 435 с.
148. Фізіологія рослин в Україні на межі тисячоліть. Т. II. /Гол. ред.. В.В. Моргун. Київ, 2001. – 339 с.
149. Физиология сельскохозяйственных растений. Т. IV./Отв. ред. П. А. Генке ль. – М.: Изд-во МГУ, 1969. – 554 с.
150. Физиология приспособления растений к почвенным условиям. /Отв. ред. В. Ф. Альтергот. — Новосибирск: Наука, 1973. – 203 с.
151. Франс Дж., Торнли Дж. Х. М. Математические модели в сельском хозяйстве. – М.: Агропромиздат, 1987. – 309 с.
152. Ханин М.А., Дорфман Н.Л., Бухаров И.В. и др. Экстремальные принципы в биологии и физиологии. – М.: Наука, 1978. – 256 с.
153. Харченко С.И. Гидрология орошаемых земель. – Л.: Гидрометеиздат, 1975.– 372 с.
154. Хэнке Р.Дж., Ашкрофт Дж.Л. Прикладная физика почв.– Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 150 с.
155. Цубербиллер Е.А. Суховеи, их агрометеорологическая сущность и пути борьбы с ними. – М.: Колос, 1966. – 110 с.
156. Чекерес А.И. Погода, климат и отгонно-пастбищное животноводство. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 174 с.
157. Чирков Ю.И. Агрометеорологические условия и продуктивность кукурузы. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 251 с.

158. Чирков Ю.И. Агрометеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 293 с.
159. Чудновский А.Ф. Теплофизика почв.– М.: Наука, 1976. – 351 с.
160. Шатилов И.С, Чудновский А.Ф. Агрофизические, агрометеорологические и агротехнические основы программирования урожая. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 318 с.
161. Шевелуха В.С. Периодичность роста сельскохозяйственных растений и пути ее регулирования. – Минск: Ураджай, 1977. – 423 с.
162. Шульгин А.М. Агрометеорология. – М.: Изд-во МГУ, 1961. – 131 с.
163. Шульгин А.М. Климат почвы и его регулирование. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 340 с.
164. Шульгин И.А. Растение и солнце.– Л.: Гидрометеиздат, 1973.–251 с.
165. Шульгин А.М. Агрометеорология и агроклиматология. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 200 с.
166. Ярошевский В.А. Погода и тонкорунное овцеводство. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 202 с.
167. Baldy, C., Stigter C.J. Agrometeorology of multiple cropping in warm climates. Oxford & IBM Publ. Comp., 1997. – 237 pp.
168. Benuncasa, F., Moracchi, Rossi, P. Agrometeorologia. Patron (Bologna), 1991. – 246 pp.
169. Griffiths, J. F. (ed.) Handbook agricultural meteorology. Oxford University Press, U.K., 1994. – 320 pp.
170. Lowry, W.P., Lowry P.P.. Fundamentals of biometeorology. Vol.1: The physical environment. Peavine Publ., Oregon, USA, 1989. 310 pp.
171. Perarnaud, V., Raynal, N.. Agrometeorologie. Meteor. Nation. Cours et Manuals, 1991. – 183 pp.
172. Wieringa, J., Lomas, J. Lecture notes for training agricultural meteorological personnel. (2nd Ed.), WMO-No. 551, Geneva, Switzerland, 2001. – 196 pp.

ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК

А

агрогідрологічні властивості ґрунту 139
агрокліматологія 8
агрометеорологічні умови 5, 15, 522
агротехніка 568
адсорбція 337
аерація ґрунту 225
альbedo 65
асиміляція 293
атмосферні опади 183, 408

Б

баланс водний 147
баланс CO₂ 325
баланс радіаційний баланс 73, 76
баланс тепловий 78, 107, 598
біокліматичний потенціал 532, 568

В

відновлення вегетації 228, 522
відтавання ґрунту 152
випаровуваність 165, 175
випаровування 165
випрівання 490
вимокання 492
випирання 495
водний баланс рослин 274, 275
водний режим ґрунту 139
водоспоживання 283
вологість в'янення 139
вологість ґрунту 113, 139, 262
вологозабезпеченість 462
вологомісткість ґрунту 139
вологомісткість капілярна 139
вологомісткість найменша 140
вологомісткість повна 140
вузол кушіння 228, 525

Г

генеративні органи 230, 233
гідротермічний коефіцієнт 384
глибина промерзання 152, 473,
град 470
густина стояння рослин 475, 522

Ґ

ґрунт 113, 139, 165
ґрунтова волога 122, 130
ґрунтове повітря 137, 138
ґрунтові води 139, 165

Д

денітрифікація 328

дефіцит вологи у ґрунті 378, 572
дефіцит насичення 395
дефляція 456

діяльна поверхня 78, 174

Е

екологічна система 25
екологія 25
енерго- і масообмін 8, 13, 24
ерозія ґрунту 449, 456
ефективна температур 251

Ж

жарка погода 376
життєвий простір 25
життєвий цикл 228, 502

З

закон мінімуму 244
закон оптимуму 244
закон толерантності 246
заморозок 432, 445
запаси продуктивної вологи у ґрунті 144
зернівка 233
зимостійкість рослин 473, 475
зоометеорологія 616
зрошення 262, 550

І

ізоплети 144
індекс листкової поверхні 364
інфільтрація 147

К

кліматичні ресурси 16
коефіцієнт корисної дії ФАР 350, 589
коефіцієнт морозонебезпечності 485
колос 233, 354, 408
конденсація 162
корінь 228, 262, 328, 339
крижана кірка 494
кушіння 230

Л

листяний індекс 1, 47
листок 230

М

максимальна гігроскопічність 139
математичні моделі 24, 350, 502, 614
межа толерантності 242

метеорологія 8, 10, 19
мікрокліматологія 14
молочна стиглість 230
морозостійкість рослин 473,479

Н

навколишнє середовище 242, 402, 598
недобір урожаю 574
норма поливу 550

О

обробіток ґрунту 568
овочеві культури 550
озимі культури 228, 473, 492, 522
олійні культури 542
опади 183, 259, 408
орний шар ґрунту 568
освітленість 257

П

Пар 122, 161
параметр шорсткості 197
парціальний тиск водяної пари 384
період спокою 230, 410
пилова буря 456
питома теплоємність ґрунту 84
підстильна поверхня 196, 430
плодові культури 560
повітряний режим ґрунту 225
полягання посівів 462, 466
посуха загальна 376
посуха ґрунтова 384
посуха атмосферна 376
припинення вегетації 230, 473
програмування урожаїв 589, 590, 593
продуктивність 6, 350

Р

радіаційний баланс 73
режим вологості ґрунту 262, 399
репродуктивний період 233
рівняння водного балансу рослин 274
ріст рослин 228, 538
родючість ґрунту 328, 331
розвиток рослин 19, 230

С

світловий день 257
середовище мешкання 26, 242, 610
сільське господарство. 19
сільськогосподарська метеорологія 10
сніговий покрив 473
сонячна радіація 29, 51, 257, 598
сонячна радіація пряма 38, 51

сонячна радіація розсіяна 38, 55
сонячна радіація сумарна 38, 59
стиглість 230
стік 147, 159

сума активних температур 252
сума ефективних температур 532, 252
сумарне випаровування 172, 185, 367
суховій 376, 388
схожість насіння 236, 251

Т

тваринництво 7, 598
температура ґрунту на глибині
залягання вузла куштиння 475, 485
температура повітря 78, 97, 415, 432
теплоємність ґрунту 85, 86
теплообмін 78, 97, 281, 378
теплообмін у ґрунті 80
теплопровідність ґрунту 85
транспірація 262, 267, 278, 378
тривалість дня 257,
тривалість сонячного саява 42
тургор 41, 262, 302, 423

У

умови існування 242, 262, 293, 328,350
урожай 17
урожай дійсно можливий 364,
урожай потенційний 364, 590
урожай господарський 364
урожай кліматично забезпечений 590

Ф

фази розвитку 4, 68, 230, 250
фізика атмосфери 3
фільтрація 130, 150
фітомаса 274, 284, 308, 350
фітоценоз 26
фотосинтез 5, 6, 293, 350
фотосинтетично активна радіація 38,
313
фотосинтетичний потенціал 350

Х

хвороби рослин 507
хлоропласти 293, 423
хлорофіл 293
хмарність 595

Ц

цвітіння 229, 230
ценоз 25

Ч

чисельність популяції 502

череззерниця 525

Ш

шар шорсткості 196, 197

шорсткість 199

щкідники рослин 502

Щ

щільність ґрунту 113, 595

щуплість зерна 392

Ю

ювенільний період 232

Я

ярусність 51

ягідні культури

Навчальне видання

Польовий Анатолій Миколайович

**СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКА
МЕТЕОРОЛОГІЯ**

Підручник

Надруковано в авторській редакції

Підписано до друку	Формат 60×84/16.	Папір офсетний.	Гарнітура
Друк офсетний.	Обл. друк. арк.	Ум. друк. арк.	
Тираж	прим. Вид. №	. Зам. №	

Одеський державний екологічний університет
65016, м. Одеса, вул. Львівська, 15