

**ЛЯШЕНКО Г.В.  
ДАНІЛОВА Н.В.**

**ПРАКТИКУМ З МІКРОКЛІМАТОЛОГІЇ**

**Навчальний посібник**

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ**

**ЛЯШЕНКО Г.В.  
ДАНІЛОВА Н.В.**

**ПРАКТИКУМ З МІКРОКЛІМАТОЛОГІЇ**

**Затверджено вченою радою Одеського державного  
екологічного університету Міністерства освіти і науки України як  
навчальний посібник для здобувачів вищої освіти за спеціальністю  
«Науки про землю» (протокол №8 від 24.09.2015р.)**

**ТЕС  
Одеса, 2016**

ББК 42:65.9(2) 325.1

Л 99

УДК 635:551.582.3

Друкується за рішенням вченої ради Одеського державного екологічного університету Міністерства освіти і науки України (протокол № 9 від 29.10.2015р.)

Ляшенко Г.В., Данілова Н.В. Практикум з мікрокліматології : Навчальний посібник. – Одеса:ТЕС, 2016. - 220 с.

У навчальному посібнику розглядаються фізичні механізми формування мікроклімату під впливом підстильної поверхні, програми спеціалізованих мікрокліматичних спостережень та методи обробки матеріалів мікрокліматичних спостережень і кліматичної інформації зі стандартної мережі актинометричних, метеорологічних і агрометеорологічних спостережень. Викладаються методи оцінки мікрокліматичної мінливості основних елементів клімату; обґрунтовуються показники клімату, яким притаманна значна мінливість під впливом неоднорідностей підстильної поверхні, визначаються основні типи і елементи підстильної поверхні. Висвітлюються питання агрокліматичного районування територій з неоднорідною підстильною поверхнею та великомасштабного картографування мікроклімату і наводяться приклади виконання практичних робіт з дисципліни «Мікрокліматологія».

#### **Рецензенти:**

Михайлюк В.І., доктор географічних наук, завідувач кафедри земельного кадастру ОДАУ, професор

Івус Г.П., завідувач кафедри теоретичної метеорології і метпрогнозів ОДЕКУ, кандидат географічних наук, професор

© Одеський державний  
екологічний університет, 2016

ТЕС  
Одеса 2016

## ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА.....	5
ВСТУП.....	6
1 МЕХАНІЗМИ ФОРМУВАННЯ МІКРОКЛІМАТУ .....	9
1.1 Енергетичний і термодинамічний механізми формування мікроклімату.....	9
1.2 Вітровий режим як динамічний фактор формування мікроклімату.....	16
2 МЕТОДИ МІКРОКЛІМАТИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ.....	29
2.1 Методика проведення мікрокліматичних спостережень та обробки матеріалів.....	29
2.2 Принципи кліматологічної обробки матеріалів метеорологічних, агрометеорологічних і мікрокліматичних спостережень.....	32
2.2.1 Первинна обробка матеріалів мікрокліматичних спостережень .....	33
2.2.2 Приведення результатів ультракоротких мікрокліматичних спостережень до довгого ряду.....	34
2.2.2 Використання режимної кліматологічної інформації в мікрокліматології.....	36
3 ПРОСТОРОВА МІНЛИВІСТЬ РАДІАЦІЙНО-ТЕПЛОВИХ РЕСУРСІВ ПІД ВПЛИВОМ НЕОДНОРІДНОСТЕЙ ПІДСТИЛЬНОЇ ПОВЕРХНІ.....	38
3.1 Оцінка мікрокліматичної мінливості показників радіаційно- світлових ресурсів.....	39
3.2 Мікрокліматична мінливість теплових ресурсів дня та ночі на територіях зі складним рельєфом.....	44
4 МІКРОКЛІМАТИЧНА МІНЛИВІСТЬ ПОКАЗНИКІВ РЕСУРСІВ ВОЛОГИ.....	63
4.1 Просторовий перерозподіл кількості опадів.....	64
4.2 Мікрокліматична мінливість показників вологозабезпеченості.....	69
4.3 Визначення зволоження ґрунту в умовах пагорбкуватого і горбистого рельєфу.....	82
4.4 Визначення запасів продуктивної вологи в різних місцезонах рельєфу.....	88
5 МІКРОКЛІМАТИЧНА МІНЛИВІСТЬ ПОКАЗНИКІВ ЗАМОРОЗКОНЕБЕЗПЕЧНОСТІ В УМОВАХ СКЛАДНОГО РЕЛЬЄФУ.....	99
5.1 Загальна характеристика показників заморозконебезпечності.....	99
5.2 Географічна мінливість умов заморозконебезпечності.....	100
5.3 Особливості просторової мінливості заморозконебезпечності під впливом неоднорідностей підстильної поверхні.....	102
5.4 Рекомендації щодо диференційованих методів захисту рослин від заморозків в складному рельєфі.....	115

6	МІКРОКЛІМАТИЧНА МІНЛИВІСТЬ УМОВ МОРОЗОНЕБЕЗПЕЧНОСТІ.....	120
6.1	Характеристика показників морозонебезпечності територій.....	120
6.2	Географічний розподіл умов морозонебезпечності.....	124
6.3	Особливості мікрокліматичної мінливості умов морозонебезпечності в різних природних зонах.....	138
7	АГРОКЛІМАТИЧНЕ РАЙОНУВАННЯ ТЕРИТОРІЙ З ВРАХУВАННЯМ МІКРОКЛІМАТУ.....	146
8	ПРАКТИЧНІ РОБІТИ.....	156
	СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ.....	191
	ТЕСТИ ДО ІСПИТУ З ДИСЦИПЛІНИ.....	198
	Предметний покажчик.....	211
	Авторський покажчик.....	217

## ПЕРЕДМОВА

Цей навчальний посібник складено відповідно до затвердженої програми теоретичного та практичного курсу “Агрокліматологія, змістовний модуль Мікрокліматологія”, який викладається в гідрометеорологічному інституті Одеського державного екологічного університету студентам, майбутнім агрометеорологам. Він також може бути корисним агроекологам, спеціалістам – агрометеорологам, діяльність яких пов’язана з агрометеорологічним забезпеченням сільськогосподарської галузі, а також спеціалістам-землевпорядникам і спеціалістам із земельного кадастру.

Значення агрокліматичної інформації для сільськогосподарської галузі важко переоцінити. В теперішній час жодне рішення стосовно розміщення сільськогосподарських галузей, окремих сільськогосподарських культур, систем агротехнічних заходів, в т.ч. запобіжних або профілактичних заходів боротьби із хворобами і шкідниками культур, не повинно прийматися без врахування цієї інформації. Проте для територій, яким притаманна неоднорідна підстильна поверхня, насамперед, розчленований рельєф і строкатість ґрунтового покриву, такої інформації вже недостатньо, оскільки тут на близьких ділянках може спостерігатися значна відмінність агрокліматичних умов. Це стосується ресурсів світла, тепла і вологи, а також лімітуючих агрокліматичних умов – заморозко- і морозозабезпеченості. Як наслідок, відзначається різниця у темпах розвитку культур, формуванні рівнів врожайності і ступеня пошкодження рослин несприятливими агрометеорологічними явищами.

Важливе практичне значення може мати мікрокліматична інформація в кадастрових та землевпорядних організаціях, як основа для прийняття рішень на локальному рівні – оцінки земель і землевпорядного проектування в окремих фермерських господарствах або на землях сільських і селищних рад.

В цьому посібнику, поряд з викладенням теоретичних питань формування мікроклімату, методів оцінки мікрокліматичної мінливості показників основних складових агрокліматичних ресурсів умов та лімітуючих агрокліматичних факторів, методів агрокліматичного районування територій з врахуванням мікроклімату наведено приклади вирішення практичних завдань.

Навчальний посібник “Практикум з мікрокліматології” складається з 8 розділів. Теоретичні розділи опрацювала Г.В.Ляшенко, а Н.В.Данілова приймала участь у розробці практичних завдань.

Автори висловлюють вдячність рецензентам: д.геогр.н., проф. Михайлюку В.І. і к.геогр.н., проф. Івус Г.П.

## ВСТУП

Мікрокліматологія – це наука про мікроклімат. Вона спирається на знання законів фізики приземного шару повітря, вищої математики, геоморфології, ґрунтознавства, кліматології, агрометеорології, агрокліматології. Формування і мінливість мікроклімату на незначних за площею територіях визначається впливом географічних факторів і природних та антропогенних неоднорідностей підстильної поверхні. Якщо перші чинники при оцінці агрокліматичних ресурсів територій враховуються завжди, то врахування елементів неоднорідних поверхонь в сучасному агрометеорологічному забезпеченні відсутнє. Між тим на землях, на перший погляд, з вирівняним рельєфом і однорідним ґрунтовим покривом, в реальності відзначається велика різниця в реакції агроценозів – в темпах розвитку, величині врожаю, якості продукції, яка важко пояснюється. Більш детальний аналіз геоморфологічної ситуації або ландшафтів на рівні урочищ і фацій дозволяє виявити відмінність в елементах рельєфу і гранулометричному складі ґрунту, яка цілком здатна прояснити такі явища.

Особливості клімату, які формуються на невеликих площах під впливом неоднорідної підстильної поверхні - типів і форм рельєфу, експозиції і крутості схилів, типу і гранулометричного складу ґрунтів, видів рослинних спільнот тощо, називаються мікрокліматом. Він впливає як на темпи розвитку рослин та їх пошкодження заморозками і морозами, так і на рівень врожайності та якості продукції. Як правило, особливості мікроклімату конкретних сільськогосподарських полів і окремих господарств неможливо визначати за даними спостережень мережі гідрометеорологічних станцій.

Мікрокліматологія як наука сформувалася, насамперед, на запит практики, що зумовило своєрідність підходів до вирішення цілої низки завдань, пов'язаних з вивченням мікроклімату та використанням відомостей про нього в практиці окремих галузей господарства. Надалі зусилля науковців були спрямовані на дослідження закономірностей формування мікроклімату і отримання узагальнених кількісних показників просторової мінливості клімату стосовно до елементів підстильної поверхні. Важливим етапом мікрокліматичних досліджень стало обґрунтування і розробка кліматичних та агрокліматичних показників, які тісно пов'язані зі станом рослин і характеризуються значною мінливістю під впливом елементів неоднорідної підстильної поверхні.

Різниця між величинами агрокліматичних показників на рівнинних землях і в місцезоположеннях, які відрізняються за елементами рельєфу та характеристиками ґрунтового покриву, розглядається як параметр мікрокліматичної мінливості показника. Тому наступне завдання полягало

у встановленні таких параметрів мікрокліматичної мінливості для усіх показників і визначення їх мінливості по природних зонах.

Метою мікрокліматології є кількісна оцінка мезо- і мікрокліматичної мінливості основних показників клімату під впливом неоднорідностей підстильної або діяльної поверхні для деталізації кліматичних і агрокліматичних ресурсів, агрокліматичне районування територій з врахуванням мікроклімату та картографування показників агрокліматичних ресурсів на обмежених територіях.

До головних завдань дисципліни відносяться:

- розробка нових показників, які найбільшою мірою відбивають мінливість елементів клімату під впливом неоднорідностей підстильної поверхні і зумовлюють різну адаптивну реакцію рослин;
- удосконалення методики експериментальних і розрахункових досліджень для кількісної оцінки агрокліматичних ресурсів з врахуванням мікроклімату на обмежених територіях;
- кількісна оцінка впливу мікроклімату на темпи росту і розвитку культурних рослин, врожайність і якість продукції з метою наукового обґрунтування мікрорайонування сільськогосподарських культур в конкретній місцевості;
- розвиток методів спеціалізованого картування показників мікроклімату в різному масштабі для деталізації агрокліматичних ресурсів в межах адміністративних областей, районів, окремих господарств.

Принципова відмінність мікрокліматології від кліматології і агрокліматології полягає в різних просторових масштабах оцінки кліматотвірних факторів, а також у близькості шару повітря, який вивчається, до діяльної поверхні. Масштаби явищ і були покладені в основу виділення макро-, мезо – і мікроклімату.

Під макрокліматом розуміють кліматичні явища, які визначаються чинниками значного масштабу – загальноциркуляційними процесами, географічною широтою і довготою, гірськими системами, відстанню до океанів. Згідно із визначенням Хромова С.П., «макрокліматом можна назвати кліматичні області або зони, які характеризуються багаторічними спостереженнями значної кількості метеорологічних станцій. Мезоклімат або місцевий клімат характеризує кліматичні умови, перехідні за масштабом між макрокліматом і мікрокліматом. Це клімат урочищ, тобто клімат значної складової частини географічного ландшафту, який характеризується спостереженнями однієї метеорологічної станції, розташованої в даному урочищі. Особливості місцевого клімату проявляються у шарі повітря товщиною декілька сотень метрів по вертикалі. Горизонтальний масштаб збурення може проявитися до 100 км».

Впродовж розвитку мікрокліматології як науки її поняття змінювалося. Наприклад, Р.Гейгер та С.А.Сапожнікова дали визначення



мікроклімату як клімату нижнього двометрового шару повітря. Пізніше І.А.Гольцберг дає таке визначення: - «під мікрокліматом треба розуміти клімат незначної території, який формується під впливом неоднорідності рельєфу, рослинності, стану ґрунтів, наявності водойм та інших особливостей підстильної поверхні на суші; це - клімат поля, схилу, пагорба, осушеного болота, міста тощо». Близьке визначення мікроклімату дає й С.П.Хромов: «Мікроклімат – це клімат невеличкої території усередині географічного ландшафту (фації), наприклад, поля, схилу, пагорба, лісосмуг, берега озера». Якщо розглядати мікроклімат з ландшафтних позицій, то він найближче до визначення ландшафту як типологічної категорії, тобто це мікроклімат горбистого рельєфу, а не окремого схилу; мікроклімат окремого господарства, а не окремого поля тощо. Діапазон горизонтальних масштабів збурення, характерних для мікроклімату, коливається в межах від декількох метрів до 10 км, а вертикальних – від 2-5 до 100-150 м.

Фізичні закони, згідно із якими відбувається мінливість метеорологічних величин у приземному шарі повітря і ґрунту, однакові повсюдно, проте, кількісний прояв цих законів у різних фізико-географічних і кліматичних умовах може відрізнятися. Виконані мікрокліматичні дослідження за останні 30-35 років показали, що мінливість агрокліматичних ресурсів під впливом неоднорідностей діяльної поверхні на близьких відстанях може перевищувати їх зональну мінливість. Наприклад, широтні градієнти радіаційних характеристик приблизно в 5-10 разів менші, ніж їх мікрокліматична різниця між північними і південними схилами крутістю 10-20<sup>0</sup>. Приблизно такі ж співвідношення спостерігаються для показників теплових ресурсів, умов заморозко- і морозонебезпечності та ресурсів вологи.

Одержані параметри мезо- і мікрокліматичної мінливості показників агрокліматичних ресурсів дозволяють, після детального аналізу геоморфологічної ситуації і особливостей ґрунтового покриття, виконувати розрахунки і надавати оцінку агрокліматичних ресурсів в конкретній місцевості. Розроблені методи середньо- і великомасштабного тематичного та комплексного картування показників агрокліматичних ресурсів дозволяють наочно представити цю інформацію на картах та обґрунтувати шляхи її кращого використання.

# **1 МЕХАНІЗМИ ФОРМУВАННЯ МІКРОКЛІМАТУ**

Основними факторами формування клімату є режим надходження сонячного тепла на земну поверхню, загальна циркуляція атмосфери і тип підстильної поверхні. Таким чином формування клімату Землі зумовлене особливостями вказаних факторів в залежності від загальногеографічних чинників, великомасштабних циркуляційних процесів і таких типів підстильної поверхні як суша та вода.

В мікрокліматології розглядаються особливості надходження радіаційного тепла на схили різної експозиції й крутості, регіональні і локальні циркуляційні процеси та процеси трансформації повітряних мас в приземному шарі. Саме вони визначають енергетичний і термодинамічний механізми формування мікроклімату. Внаслідок прояву цих механізмів відзначаються особливості формування та структура радіаційного і теплового балансів в умовах неоднорідної підстильної поверхні, тобто мезо- і мікрокліматичні особливості структури радіаційного, теплового і водного балансів в умовах неоднорідної підстильної поверхні.

## **1.1 Енергетичний і термодинамічний механізми формування мікроклімату**

В залежності від типу діяльної поверхні конкретної місцевості, особливостей в надходженні радіаційного тепла вдень та випромінювання вночі, висотних градієнтів температури і вологості повітря, інтенсивності прогрівання й охолодження ґрунтів різного типу і гранулометричного складу, перерозподілу вологи на різних типах і формах та елементах рельєфу формуються мезо- і мікроклімати.

В місцевій адвекції повітряних мас проявляється термодинамічний механізм формування мікроклімату. Річний і добовий хід швидкості вітру та його висотний градієнт визначають мезо- і мікромасштабні циркуляційні процеси, що спостерігаються в умовах різних підстильних поверхонь. Треба звернути увагу на особливості добового режиму вітру в умовах розчленованого рельєфу і в прибережних місцевостях, які зумовлюють особливості турбулентних і стокових процесів, яскравим прикладом яких є утворення вітрів схилів, фену, бори, бризів.

Поверхня ґрунту і рослин, а також будь-який тип поверхні, яка поглинає та віддає тепло шляхом радіації випромінювання, регулюючи термічний режим прилеглих шарів повітря і ґрунту, називається діяльною поверхнею (ДП). Неоднорідність будови і стану ДП відбивається, насамперед, в просторових контрастах радіаційного балансу, оскільки

поглинена різними видами підстильної поверхні (вершина пагорба, схил, дно долини, різні агроценози тощо) сонячна радіація буде неоднаковою.

Радіаційний баланс діяльної поверхні розраховується за формулою

$$R = (S' + D) \cdot (1 - A) - E_{ef} , \quad (1.1)$$

де  $R$  - радіаційний баланс,  $\text{Дж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв}^{-1}$ ;

$S'$  - пряма сонячна радіація,  $\text{Дж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв}^{-1}$ ;

$D$  - розсіяна радіація, яка надходить від усього небосхилу,  $\text{Дж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв}^{-1}$ ;

$A$  - альbedo, відн.од.;

$E_{ef}$  – ефективне випромінювання,  $\text{Дж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв}^{-1}$ .

Потік  $(S' + D)$  становить сумарну сонячну радіацію. Частина сонячної енергії відбивається діяльною поверхнею: вираз  $(1-A)$  вказує саме на цю частину. Земна поверхня, як будь-яке нагріте тіло, випромінює довгохвильову радіацію ( $E_z$ ). Цей потік направлений від поверхні землі в атмосферу. Земна поверхня отримує значну кількість тепла, яке випромінюється атмосферою у спектрі довгих хвиль. Частина атмосферного випромінювання, яка надходить на земну поверхню, називається зустрічним випромінюванням атмосфери ( $E_a$ ). Різниця між випромінюванням землі ( $E_z$ ) і поглиненою частиною зустрічного випромінювання ( $E_a$ ) називається ефективним випромінюванням  $E_{ef}$ .

Першу частину радіаційного балансу можна назвати інсоляційним фактором, а другу – фактором випромінювання. Співвідношення цих факторів змінюється впродовж доби та року для різних неоднорідностей діяльної поверхні. Вдень і влітку в структурі радіаційного балансу переважає фактор інсоляції, а вночі та взимку – фактор випромінювання. Під впливом неоднорідностей діяльної поверхні в природних зонах на незначній відстані спостерігається істотна зміна складових радіаційного балансу. Наприклад, альbedo влітку (червень-серпень) у тундрі становить 16%, лісовій зоні – 13-18%, степу (луговий степ, заплавні луки) – 16-23%, пустелі – 28-38%. Відрізняється також величина альbedo на сільськогосподарських полях з різними культурами в залежності від типу ґрунту: яра і озима пшениця – 10-25 і 13-21%, озиме жито – 18-23%, кукурудза – 16-23%, бавовник – 17-22%.

В денні години величина сонячної радіації найчастіше перевищує ефективне випромінювання, а отриманий при цьому поверхнею ґрунту та рослинним покривом надлишок тепла йде на безпосереднє прогрівання рослин, ґрунту та прилеглих шарів повітря, а також на біологічні процеси (фотосинтез і дихання). За відсутності сонячної радіації вночі радіаційні витрати тепла перевищують його надходження, внаслідок чого ДП втрачає тепло, яке компенсується віддачею тепла із повітря та ґрунту.

Надходження-витрати радіаційного тепла (радіаційний баланс), тепло, яке надходить від діяльної поверхні безпосередньо у повітря або, навпаки, яке надходить від повітря; теплообмін у ґрунті та тепло, яке витрачається на випаровування або яке виділяється при конденсації, в сукупності складають тепловий баланс. Тепловий баланс діяльної поверхні записується у вигляді рівняння, яке є окремим випадком закону збереження енергії:

$$R - P - LE - B = 0, \quad (1.2)$$

де  $R$  – радіаційний баланс,  $\text{Дж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв}^{-1}$ ;

$P$  – турбулентний потік тепла,  $\text{Дж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв}^{-1}$ ;

$L$  – випаровування або конденсація водяної пари,  $\text{Дж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв}^{-1}$ ;

$E$  – прихована теплота пароутворення,  $\text{Дж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв}^{-1}$ ;

$B$  – потік тепла в ґрунт,  $\text{Дж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв}^{-1}$ .

Тепловий баланс об'єднує у єдиний комплекс не тільки процеси нагрівання та охолодження повітря і ґрунту, але й дві важливі статті вологообміну – випаровування та конденсацію.

Фізичне обґрунтування особливостей мікроклімату і місцевого клімату в більшості випадків зводиться до розкриття особливостей теплового і водного балансів діяльної поверхні і виявлення внеску окремих їхніх компонентів. Мікрокліматичні контрасти температури повітря і ґрунту та вологості повітря на будь-якій ділянці земної поверхні формуються як результат зміни співвідношення складових теплового балансу, тобто його структури.

Турбулентний потік тепла ( $P$ ) характеризує теплообмін між діяльною поверхнею і приземним шаром атмосфери. Атмосферна турбулентність впливає на розподіл по висоті таких метеовеличин як швидкість вітру, температура і вологість повітря у приземному шарі та їх добовий хід. Вона впливає також на концентрацію різних домішок у повітрі, швидкість випаровування та інтенсивність теплообміну між підстильною поверхнею і приземним шаром повітря.

Показником інтенсивності турбулентного обміну є коефіцієнт турбулентності ( $K_R$ ), який характеризує кінетичну властивість турбулентної течії. За його допомогою можна ув'язати турбулентний потік тепла з вертикальним градієнтом повітря, яке переноситься. Рівняння для турбулентного потоку тепла має вигляд

$$P = -\rho \cdot C_p \cdot K_R \cdot \frac{d\theta}{dz} \quad (1.3)$$

$\rho$  – густина повітря,  $\text{г} \cdot \text{м}^{-3}$ ;

$C_p$  - питома теплоємність повітря за постійного тиску,  $\text{кДж} \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$  ;

$K_R$  – коефіцієнт турбулентного обміну;

$\frac{d\theta}{dz}$  - вертикальний градієнт температури,  $\text{К} \cdot \text{м}^{-1}$ ;

$z$  - висота вимірювання, м.

Турбулентний потік водяної пари визначається за рівнянням

$$LE = -\rho \cdot K_R \cdot \frac{dq}{dz}, \quad (1.4)$$

де  $q$  - масова частка водяної пари;

$\frac{dq}{dz}$  -вертикальний градієнт питомої вологості повітря,  $\text{кДж} \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$ ;

Важливими тепловими характеристиками є об'ємна теплоємність ( $C_{\Pi}$ ), коефіцієнт теплопровідності ( $\lambda$ ) і коефіцієнт температуропровідності ( $\alpha$ ). Ці величини пов'язані поміж собою рівнянням

$$\alpha = \frac{\lambda}{C_{\Pi}}. \quad (1.5)$$

Точність вимірювання теплообміну в природних умовах невелика. Але кількісне вимірювання потоків тепла у шарі ґрунту є важливим завданням, оскільки за такими даними можна розробляти методи регулювання запасів тепла у ґрунті.

Потік тепла від поверхні ґрунту в нижні приземні шари визначається рівнянням молекулярної теплопровідності :

$$\frac{d\theta_{\Pi}}{dt} = \alpha \frac{d^2\theta_{\Pi}}{dz^2}, \quad (1.6)$$

де  $\theta_{\Pi}$  - температура ґрунту,  $^{\circ}\text{C}$ ;

$z$  - глибина вимірювання, м;

$t$  - час вимірювання, хв;

$\alpha$  коефіцієнт температуропровідності,  $\text{см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ .

При цьому припускається, що тепло в глибину ґрунту передається шляхом молекулярної теплопровідності, ґрунт однорідний і ізотропний, температура ґрунту змінюється тільки по вертикалі, а температура

поверхні ґрунту - за простим періодичним законом. Амплітуда температури затухає з глибиною.

Розробка методів розрахунку потоків тепла у ґрунт спрямована на підвищення точності визначення градієнтів температури у ґрунті і його теплофізичних властивостей. У зв'язку із труднощами визначення цього градієнта температури потік тепла розглядають як суму потоків тепла на тій глибині, де температурний режим близький до квазістаціонарного. При цьому вертикальний градієнт температури замінюється різницею температури на двох глибинах (замість  $d\theta/dz$  беруть  $(\theta_1 - \theta_2)/(z_1 - z_2)$ ). Таким чином потік тепла у ґрунт можна представити у вигляді

$$\frac{B}{c_p} = -\alpha \cdot \frac{\theta(t, z_2) - \theta(t, z_1)}{z_2 - z_1}, \quad (1.7)$$

де  $B$  – потік тепла у ґрунт, кДж см·гр<sup>-1</sup>;

$c_p$  – питома теплоємність повітря за постійного тиску, Дж·кг<sup>-1</sup>·К<sup>-1</sup>;

$\theta$  – температура ґрунту, °С;

$z_1$  і  $z_2$  – глибини вимірювання, м;

$t$  – час вимірювання, хв;

$\alpha$  – коефіцієнт температуропровідності, см<sup>2</sup>·с<sup>-1</sup>.

Відомі інші методи визначення потоків тепла у ґрунт, які дозволяють з більшою точністю виконувати розрахунки його величин в окремі години доби. Таким узагальнюючим є метод, запропонований Г.Х. Цейтіним, за допомогою якого виконують розрахунки потоків тепла у ґрунт за добу. В “Руководстве по теплобалансовым наблюдениям” представлена відповідна формула у спрощеному вигляді:

$$B = \frac{c_p}{t} \cdot S_1, \quad (1.8)$$

де  $S_1$  – зміна міна температури у шарі ґрунту 20 см за інтервал часу  $t$ .

В різних ландшафтних зонах складові теплового балансу значно змінюються. Т.О. Огнева співставила відношення складових теплового балансу до складових радіаційного балансу. В табл. 1.1 наведено відношення  $P/R$  та  $LE/R$  за теплий період року за даними спостережень на мережі теплобалансових станцій у середньому за 4 роки. За одержаними результатами можна зробити такий висновок: структура теплового балансу змінюється по зонах і по сезонах року з півночі на південь і південний схід. В середньому за теплий період у лісовій зоні  $P$  і  $LE$  дорівнює відповідно 15-25 і 75-85 % від  $R$ . У степовій зоні це співвідношення вже становить відповідно 40-50 і 50-60 %; в пустелі зі зростанням сухості клімату

турбулентний потік  $P$  збільшується до 70-90, а витрати тепла на випаровування  $LE$  зменшуються до 10-30 % від  $R$ .

Таблиця 1.1 – Відношення (у %) місячних сум турбулентного потоку тепла ( $P$ ) і витрат тепла на випаровування ( $LE$ ) до сум радіаційного балансу ( $R$ ) в різних природних зонах

Метеостанції	$P/R$					$LE/R$				
	V	VI	VII	VIII	IX	V	VI	VII	VIII	IX
Хібіни	27	30	33	28	29	70	66	62	64	68
Смоленськ	18	15	23	16	13	80	84	75	83	81
Куйбишев	16	24	18	24	16	78	73	79	74	82
Бориспіль	27	28	24	31	29	67	69	63	73	65
Полтава	15	28	28	36	33	80	70	74	62	64
Асканія-Нова	44	41	51	60	53	54	54	46	35	32
Ціліноград	52	43	46	46	45	57	50	52	46	50
Айдарли	60	65	80	77	76	39	33	17	21	22
Беки-Бент	71	93	91	90	78	25	6	6	7	18

Під впливом елементів неоднорідної підстильної поверхні на незначних відстанях зміна складових теплового балансу близька до їх зональної мінливості на значній території. Л.Е.Інт досліджував на різних за гранулометричним складом ґрунтах Естонії в зонах надмірного і достатнього зволоження Естонії, де переважають витрати тепла на випаровування, денний хід складових теплового балансу. Ним виявлено, що на супіщаному і піщаному ґрунтах у травні до 60% радіаційного балансу витрачається тепла на випаровування, а на турбулентний теплообмін - тільки 23 %; в червні різниця між цими величинами зростає і вони відповідно складають 93 і 5%. На суглинистому ґрунті на випаровування йде 60-80% радіаційного балансу, а на турбулентний обмін – 12-24%. На глинистих ґрунтах на випаровування витрачається до 90 % радіаційного балансу, а на осушеному суглинку у травні й червні – відповідно до 50 і 80%. За вегетаційний період на досліджуваних полях найбільшою мікрокліматичною мінливістю характеризувався турбулентний потік тепла в атмосферу (більш ніж в 5 разів), потік тепла у ґрунт змінювався в 4 рази, а витрати тепла на випаровування – лише в 2 рази.

У степовій зоні тільки на зрошуваних полях витрати тепла на випаровування близькі до витрат радіаційного тепла в умовах достатнього зволоження. Згідно із дослідженнями З.А.Міщенко, проведених на зрошувальних полях в Молдові, витрати тепла на випаровування і турбулентний теплообмін вдень дорівнювали відповідно 83 і 3 % від радіаційного балансу.

Особливо великий контраст співвідношення денних сум складових теплового балансу на зрошувальному полі і на богарі у напівпустелі. Як показали дослідження М.Жапбасбаєва, проведені у районі Кзил-Орди, на зрошувальному полі у фазу кушіння рису на випаровування і турбулентний потік, який направлений до ґрунту, витрачається відповідно 95 і 8% радіаційного тепла, а на незрошувальному полі на випаровування і турбулентний потік витрачається 50 і 35% радіаційного балансу, причому турбулентний потік направлений від ґрунту.

Істотно змінюється співвідношення складових теплового балансу на зрошувальному і незрошувальному полях впродовж вегетаційного періоду. Наприклад, на рисовому полі у фазу молочної стиглості турбулентний потік тепла змінювався майже в 3 рази, порівняно з фазою кушіння, був направлений до ґрунту і склав 22% від радіаційного балансу, а витрати тепла на випаровування - 111% від  $R$ . На незрошувальному полі витрати радіаційного тепла на випаровування зменшилися від 50 до 9 %, а турбулентний потік тепла збільшився від 38 до 80% від  $R$ . У напівпустині вже на початку літа (у риса спостерігалася фаза виходу у трубку) турбулентний потік тепла дорівнював 82%, а витрати тепла на випаровування – тільки 18% від  $R$ .

Співвідношення складових теплового балансу істотно змінюються під впливом форм рельєфу, експозиції і крутості схилів. Витрати тепла на випаровування у різних формах рельєфу у значній мірі визначаються запасами продуктивної вологи у ґрунті. Тому найбільші значення вони мають на рівнині, на підніжжі схилів та на дні долин із незначним нахилом вздовж лінії стоку, а найменші – на стрімких схилах південної експозиції, вододільних плато і на відкритих верховинах. Найвищі ж значення турбулентного потоку тепла характерні для опуклих форм рельєфу (стрімкі схили, вододільні плато, верховини пагорбів), а найменші – для увігнутих форм рельєфу (підніжжя схилів, дно вузьких долин й улоговини).

Досить детальні дослідження за мікрокліматичною мінливістю складових теплового балансу під впливом розчленованого рельєфу виконані З.А.Міщенко в різних природних зонах. Наприклад, нею встановлено, що в умовах Казахського Мілкосопочника (Кокчетавська область, Цуріковка) влітку витрати тепла на випаровування на рівному місці і в підніжжі схилів були на 10-15 % більше ніж на схилах і верховинах горбів, а турбулентний потік тепла на південному схилі і на вершині пагорба був на 10% більше ніж на рівному місці і в підніжжі схилів. Причому, така ж різниця спостерігалася як у сухі, так і у вологі роки.

В умовах оптимального зволоження (Новгородська область, липень 1958 року) діапазон мікрокліматичної різниці по елементам слабкопагорбистого рельєфу складає для витрат тепла на випаровування, турбулентного теплообміну, потоку тепла у ґрунт відповідно 15, 16 і 6%



від радіаційного балансу (табл. 1.2). В умовах достатнього зволоження з горбистим типом рельєфу (Московська область) на верховині і на поймі витрати тепла на випаровування, турбулентний теплообмін і потік тепла у ґрунт дорівнювали відповідно 34 і 69, 54 і 25, 12 і 6% від  $R$ .

Таблиця 1.2 – Денні суми тепла і співвідношення складових теплового балансу в різних місцезонах складного рельєфу

Місцеположення	$R$	$LE$	$P$	$B$	$LE$	$P$	$B$
	МДж·м <sup>-2</sup>				% від $R$		
Новгородська область, Яжелбиці, липень 1958 р.							
Південний схил	15,8	10,9	1,7	3,2	69	11	20
Долина	15,4	10,8	2,5	2,2	70	16	14
Північний схил	15,4	12,6	0	2,4	84	0	16
Московська область, Узуново, червень 1961 р.							
Вершина	16,8	5,8	9,0	2,0	34	54	12
Пойма	16,6	11,1	4,3	1,3	69	25	6
Алма-Атинська область, липень 1962 р.							
Південний схил	18,0	13,6	2,3	2,1	75	13	12
Північний схил	18,4	16,8	0,5	1,2	91	3	6
Рівне місце	18,2	14,2	1,9	2,3	77	10	13

В посушливих умовах гірського рельєфу (Алмату) на висотах 1300-1400 м над рівнем моря діапазон мікрокліматичної різниці на південних і північних схилах складав за витратами тепла на випаровування 16%, потоком тепла у ґрунт – 10% і турбулентним теплообміном – 6%.

Численні дослідження вітчизняних і зарубіжних вчених показують, що від співвідношення складових теплового балансу залежить формування особливостей мікроклімату. Це стосується, насамперед, характеристик метеорологічного режиму у приземному шарі повітря. До їх числа відносяться особливості формування добового ходу температури і вологості повітря, а також температури ґрунту, які істотно змінюються на обмежених площах під впливом форм діяльної поверхні або її фізичних властивостей. Під впливом інсоляційного фактора вдень і фактора випромінювання вночі змінюється вертикальний профіль вищевказаних характеристик у приземному шарі повітря (0-14 м).

## 1.2 Вітровий режим як динамічний фактор формування мікроклімату

Вітер – це рух повітря в певному напрямку вздовж діяльної поверхні. У приземному шарі спостерігаються значні коливання як його напрямку,

так й швидкості. З наближенням до діяльної поверхні зростання сили тертя зумовлює зменшення швидкості вітру, а утворення вихорів впливає на мінливість напрямку. Безпосередньо на підстильній поверхні повітря знаходиться у стані спокою або майже спокою. Інтенсивність послаблення вітру з наближенням до діяльної поверхні залежить від нерівностей ґрунту або рослинного покриву – тобто від її шершавості. Різні види неоднорідної діяльної поверхні (форма рельєфу, експозиція та крутість схилів, водоймища, дерева) змінюють швидкість і напрямок вітру на малих відстанях.

У приземному шарі повітря жоден із метеорологічних елементів не характеризується такою значною мінливістю у часі та просторі як швидкість й напрямок вітру. В усі сезони року швидкість вітру зростає з висотою, в середньому, в 1,5 рази, а взимку – майже в 2 рази. В табл. 1.3 наведено величини швидкості вітру в різні сезони року на деякій висоті  $z$  -  $V_z$ . Для оцінки вертикального профілю вітру розраховано відношення швидкості вітру на цих висотах до величини  $V$  на стандартній висоті  $z$ , на якій розміщують анемоморфграф на метеорологічному майданчику, тобто на висоті 10 м від підстильної поверхні  $V_z/V$ . Наочно видно, що у шарі повітря від 2 до 100 м весною та восени швидкості вітру мінімальні, а взимку – максимальні. Відношення  $V_z/V$  найменше влітку і не перевищує на висотах 2 і 100 м відповідно 0,84 і 1,33, а взимку найбільше і складає для висот 25 і 100 м 1,34 і 1,70.

Таблиця 1.3– Величини  $V_z$  і  $V_z/V$  по сезонах року. Воєйково (Ленінградська область)

Сезон	Параметр	Висота, м			
		2	25	50	100
Весна	$V$	4,1	5,7	6,2	6,8
Літо		4,5	5,6	6,1	6,4
Осінь		4,0	5,2	5,6	6,1
Зима		4,9	6,6	7,5	8,4
Весна	$V_z/V$	0,86	1,21	1,31	1,45
Літо		0,84	1,16	1,27	1,33
Осінь		0,91	1,18	1,27	1,39
Зима		0,94	1,34	1,53	1,70

Безперечно важливе значення мають результати аналізу добового ходу швидкості вітру (табл.1.4). Наочно видно, що найбільша мінливість швидкості вітру влітку спостерігається на висоті 2 м від земної поверхні в денні години – на 1,5- 2 м·с<sup>-1</sup> більше, ніж вночі та вранці. На значній висоті (100-300 м) відзначається зворотній добовий хід швидкості вітру – максимум вночі й мінімум вдень.

Таблиця 1.4 – Добовий хід швидкості вітру ( $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$ ) влітку

Н, м	Години доби									
	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19
Воєйкове										
2	-	2,8	3,0	3,2	3,4	3,5	3,8	4,3	3,2	-
25	-	4,4	4,6	4,5	4,8	4,9	4,9	5,1	4,8	-
50	-	4,9	4,9	4,8	5,0	5,2	5,2	5,3	5,0	-
100	-	5,5	5,7	4,9	5,1	5,3	5,3	5,5	5,3	-
Махтали										
2	2,4	1,8	1,4	1,5	1,8	3,8	4,3	3,2	4,0	2,7
25	5,3	4,8	4,3	4,0	3,0	4,6	4,4	4,7	4,7	5,37
50	6,0	5,8	6,5	4,2	3,0	4,8	4,4	4,1	5,1	6,2
100	7,1	6,5	5,0	4,3	3,1	4,9	4,5	4,2	5,2	7,4

Для сільськогосподарської оцінки вітрового режиму найбільш важлива його характеристика в приземному шарі повітря – в межах 0,2-2,0 м від поверхні ґрунту або рослинного покриву. Оскільки на метеорологічних станціях спостереження за показниками вітрового режиму проводяться на висоті 10 м, то для оцінки їх мікрокліматичної мінливості необхідно виконувати розрахунки цих показників на висоті  $z$ . Для цієї мети можна використовувати запропоновані С.А.Сапожниковою [93] формули розрахунку швидкості вітру вгору або вниз від 10 м:

$$V_z = V_{10} (v + 0,6), \quad (1.9)$$

$$V_z = V_{10} (c + 0,8), \quad (1.10)$$

де  $V_z$  – швидкість вітру на висоті  $z$ ,  $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$ ;

$V_{10}$  – швидкість вітру за флюгером на висоті 10 м,  $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$ ;

$v$  і  $c$  – змінні величини, значення яких залежить від висоти  $z$ , відповідно вище і нижче 10 м, безр.вел.

Відомо, що мікрокліматичні процеси у приземному шарі повітря значною мірою визначаються вертикальним турбулентним обміном, інтенсивність якого тісно пов'язана із швидкістю вітру. При деформації повітряного потоку, який долає певну перепону, нерідко порушується зв'язок швидкості вітру з турбулентним обміном. Різні типи неоднорідної діяльної поверхні змінюють швидкість та напрямок вітру і, взагалі, структуру вітряного потоку. Тому саме приземний шар повітря характеризується інтенсивною дрібномасштабною турбулентністю, зумовленою шорсткістю земної поверхні і дрібномасштабною конвекцією,

яка визначається нерівномірним нагрівом поверхні по горизонталі. В денні години товща приземного шару може досягати декількох десятків метрів (іноді сотень метрів), а вночі вона зменшується до декількох метрів.

У зв'язку із близькістю до підстильної поверхні турбулентність у найнижчих шарах атмосфери відрізняється відомою своєрідністю [17, 78, 113]. В середині ламінарного шару діють сили молекулярної дифузії, а на його верхній межі усі потоки нестійкі за величиною і напрямком – тут розвинені неупорядковані дрібномасштабні завихрення. Нижче, біля самої поверхні, потік ламінарний і повторює усі нерівності земної поверхні.

Мірилом інтенсивності передачі кількості руху в атмосфері є коефіцієнт турбулентності  $K_T$ . Величина  $K_T$  у приземному шарі в десятки тисяч разів перевищує величину молекулярної теплопровідності повітря. Питання про вплив температурної стратифікації атмосфери на інтенсивність турбулентного обміну є одним із найбільш складних питань теорії турбулентності. Тому в розрахунках  $K_T$  пропонуються поправки для умов стратифікації, які відрізняються від рівноважної. В залежності від того, який закон обрано для апроксимації вертикального профілю коефіцієнта турбулентності, можна використовувати різні розрахункові схеми [16, 17, 78, 113].

В практиці мікрокліматичних досліджень набули поширення методи розрахунку коефіцієнта турбулентності, які базуються на матеріалах градієнтних вимірювань температури й вологості повітря та швидкості вітру. Використовуються також дані радіаційного і теплового балансів. Для обчислення  $K_T$  запропоновано декілька формул. Практичне використання цих формул показало, що найбільш точні характеристики турбулентності у приземному шарі отримують при використанні складових теплового балансу. Формула розрахунку має вигляд

$$K_T = 0,8 \frac{R - B_p}{\Delta T + 0,56 \Delta e}, \quad (1.11)$$

де  $R$  - радіаційний баланс підстильної поверхні,  $\text{кДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв.}^{-1}$

$B_p$  – теплообмін у ґрунті,  $\text{кДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв.}^{-1}$

$\Delta T$  і  $\Delta e$  – різниця температури і абсолютної вологості повітря на рівні 0,5 і 2 м або 0,2 й 1,5 м від діяльної поверхні.

За наявності додаткових відомостей про швидкість вітру на рівнях 1 і 2 м розрахунок  $K_T$  виконують за формулою

$$K_T = 0,104 \Delta V \left( 1 + 1,38 \frac{\Delta T}{(\Delta V)^2} \right), \quad (1.12)$$

де  $\Delta V$  – різниця швидкості вітру на рівні 2 й 1 м;  
 $K_T$  – коефіцієнт турбулентності ( $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$ ).

Відомо, що турбулентність у приземному шарі різко змінюється впродовж доби: вона велика при значних сухоадіабатичних градієнтах і мала при сильних температурних інверсіях. В умовах суцільної щільної хмарності, коли вітер сильний або помірний, градієнт температури залишається незначним і стійким. В таких умовах ступінь турбулентності мало змінюється впродовж доби. В інших випадках значні добові зміни температури діяльної поверхні, зумовлені поглинанням короткохвильової сонячної радіації вдень і випромінюванням довгохвильової радіації вночі, мають значний вплив на повітряний потік. Таким чином турбулентність повітряного потоку в приземному шарі атмосфери є результатом сумісної або окремої дії динамічного і термодинамічного факторів. У чистому вигляді динамічний фактор може проявлятися за ізотермії. За інших температурних градієнтів термічна стратифікація може або посилювати динамічні переміщення, зокрема за вертикальної нестійкості, на адіабатичні градієнти, або ж гальмувати переміщення, що спостерігається за стійкої рівноваги – інверсії.

Основні закономірності мінливості вітрового режиму у приземному шарі повітря встановлено на основі узагальнених експедиційних досліджень і кліматологічних розрахунків за даними спостережень тепловобалансових і метеорологічних станцій. Перша розрахункова схема мікрокліматичної мінливості швидкості і напрямку вітру в горбистому рельєфі була розроблена в 50-і роки минулого сторіччя С.А. Сапожніковою [93]. Пізніше дослідження по вивченню мезо- і мікрокліматичної мінливості вітрового режиму під впливом неоднорідностей діяльної поверхні виконані Е.О.Бурманом [19], П.А. Воронцовим [60], О.Н. Романовою [60, 87] та ін.

Повітряний потік в місцевості з розчленованим рельєфом, в тому числі, в горбистому рельєфі, зазнає динамічної і термодинамічної дії. Перша виражена у зміні швидкості і напрямку вітру в різних формах рельєфу під дією механічних чинників, а друга – у виниканні місцевих циркуляцій. Динамічна дія рельєфу на вітер проявляється в його посиленні в місцях зближення ліній току і послаблення в місцях їх розходження. Тобто посилення вітру спостерігається на вершинах горбів, на навітряних схилах, на схилах, паралельних основному потоку. Послаблення вітру відзначається за перепорою, на підвітряних схилах і увігнутих формах рельєфу. Зміна напрямку вітру внаслідок відхилення повітряного потоку від основного визначається особливостями розподілу перепон. У верхній частині підвітряних схилів через обрив струменя при перевалюванні

поток через перепону утворюється зона вихору. Напрямок вітру нестійкий і можливі вітри з напрямком, протилежним основному потоку.

Термодинамічна дія горбистого рельєфу на вітер проявляється вночі у вигляді нисхідних течій, які досить чітко можна простежити за стійкої антициклонічної погоди із незначною швидкістю повітряного потоку. Наявність таких вітрів призводить до утворення зон застою в увігнутих формах рельєфу і зумовлює значну різницю між температурою повітря на понижених і підвищених ділянках. Вдень внаслідок інтенсивного турбулентного переміщування, яке згладжує кліматичну різницю, і порівняно значну швидкість вітру в основному повітряному потоці термодинамічні висхідні течії по схилу відсутні.

В горбистому рельєфі спостерігаються вітри схилів, механізм утворення яких полягає в такому. При стійкому стані атмосфери повітря охолоджується біля земної поверхні на верховинах і під дією сили тяжіння починає стікати вниз по схилу. Частинки, які починають рухатися, набувають прискорення  $A$ :

$$A = g \cdot \sin \alpha \cdot \frac{T_1 - T_2}{T}, \quad (1.13)$$

де  $g$  - прискорення вільного падіння,  $\text{м} \cdot \text{с}^{-2}$ ;

$\alpha$  - крутість схилу,  $^\circ$ ;

$T_1$ ,  $T_2$  і  $T$  – температура на рівні 1 і 2 м та всередині шару,  $^\circ\text{C}$ .

На зміну охолоджену повітря із атмосфери надходить більш тепле. Як прямий наслідок такого процесу, спостерігається утворення або посилення термічної неоднорідності вздовж схилу. Із зменшенням крутості схилу умови для стоку охолодженого повітря погіршуються, а в пониженнях рельєфу (підніжжя схилу і дно долини), де стоку немає, спостерігається накопичення охолодженого повітря і утворення “озер холоду”.

Для розвитку місцевих циркуляцій має значення напрямок основного повітряного потоку. За результатами експедиційних матеріалів [60] отримано дані, які свідчать, що в залежності від напрямку основного потоку на схилах різних експозицій створюються умови, які сприяють або перешкоджають стоку. Так, стоковий вітер завжди напрямлений перпендикулярно до ізогіпсів внаслідок дії сили тяжіння. Якщо швидкість основного потоку більше  $0 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ , але його напрямок співпадає з напрямком стоку або близький до нього, то треба очікувати збільшення швидкості потоку без зміни його напрямку. Якщо ж напрямок основного потоку протилежний напрямку стоку, простежується зменшення швидкості і, навіть, зміна напрямку.

Вітри схилів називають “регуляторами тепла”. В умовах розчленованого рельєфу термічна неоднорідність, наприклад, в горбистому рельєфі між вершиною і підніжжям схилу вночі може досягати 10-12 °С і утворюється вона в основному, завдяки місцевій циркуляції. Оскільки стокові явища в розчленованому рельєфі спостерігаються в тихі ясні ночі, то й повторюваність їх також характеризує повторюваність вітрів схилів. Виявлено, що для утворення таких вітрів має значення тривалість ночі: завдяки більш тривалим ночам збільшується період вихолоджування і складаються сприятливі умови для утворення вітрів схилів. Тому в межах помірного клімату відзначається зростання їх повторюваності у напрямку з півночі на південь (рис. 1.1). На самому півдні, де різниця між тривалістю дня і ночі весною та восени незначна, повторюваність та інтенсивність стокових вітрів по сезонах змінюється менше, ніж на півночі.

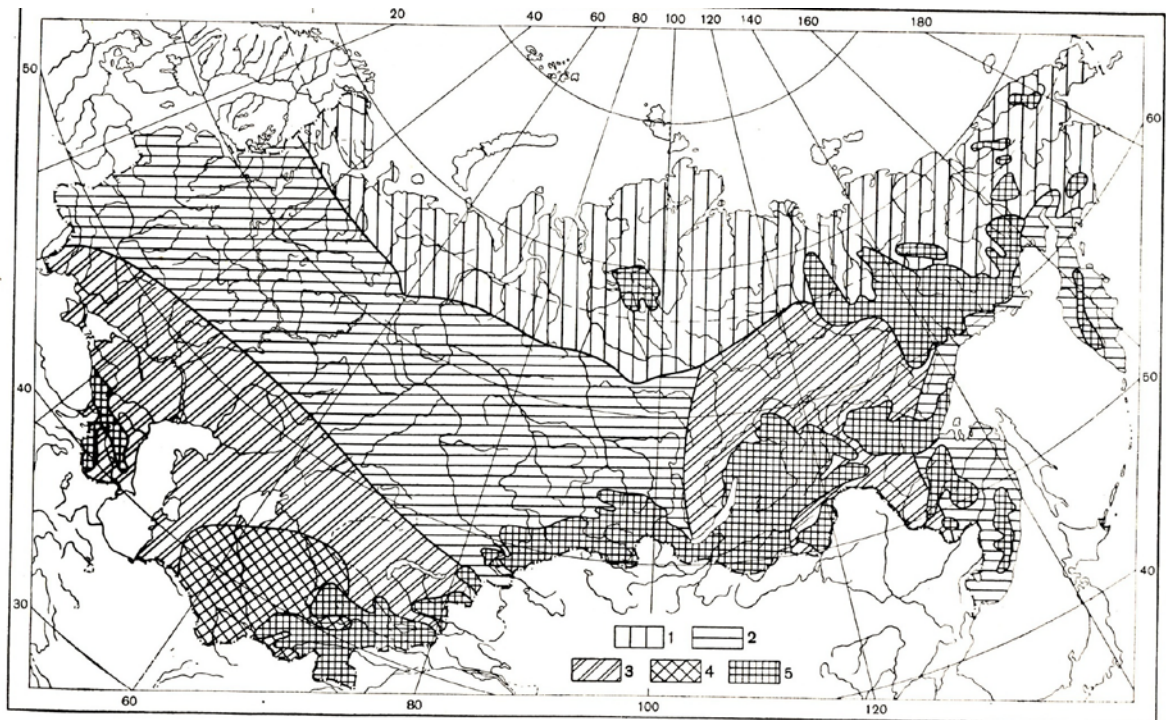


Рисунок 1.1 – Повторюваність вітрів схилів на території СНД.  
Схилі вітри: 1 – відсутні; 2 – 30-40%; 3 – більше 50 %; 4 – більше 70 %; 5 – гірські райони

Мінливість швидкості вітру зумовлює мікрокліматичну мінливість показників температурно-вологісного режиму на незначних відстанях. Наприклад, при переході від дня до ночі термічна різниця вершина – підніжжя схилу змінює свій знак, що зумовлює більш інтенсивне вихолоджування приземного шару повітря на підніжжі схилу порівняно з

вершиною. Причиною цього явища може бути більше радіаційне вихолоджування та інтенсивність турбулентного перемішування. Інтенсивність турбулентного обміну ввечері визначається швидкістю вітру. На навітряному схилі швидкість вітру в цей час менша на підніжжі схилу, ніж на самому схилі. На підвітряному схилі, внаслідок обтікання його повітряним потоком, швидкість вітру на підніжжі більша, ніж на схилі, в тому числі в верхній його частині. Тому турбулентний обмін на підніжжі навітряного схилу ввечері слабший, ніж на схилі, а на підніжжі підвітряного схилу – навпаки. Показником інтенсивності вихолоджування приземного шару повітря ввечері може бути час встановлення інверсії і різниця температури по вертикалі. Інверсії температури на підніжжі навітряного схилу встановлюються раніше, ніж на вершині і на схилі, а на підніжжі підвітряного схилу – одночасно або раніше.

Під впливом особливостей вітрового режиму в рельєфі рослини, розміщені на схилах, знаходяться в гірших, ніж на рівнині, умовах зволоження. Послаблення швидкості вітру і зменшення випаровування відносяться до позитивних чинників, а посилення вітру – до негативних. В зв'язку з цим на навітряних схилах створюються гірші умови зволоження, порівняно з підвітряними схилами. Тому при мікрокліматичній оцінці територій важливо враховувати переважний напрямок вітрового потоку.

Для оцінки перерозподілу опадів важливе значення має врахування орієнтації схилів відносно вологоносних вітрів. Згідно із дослідженнями Н.С.Темнікової навітряні до вологоносних вітрів схили Відземської височини в Латвії одержують опадів на 20-30 % більше, ніж підвітряні. Аналогічні результати одержані Л.П.Кузнецовою по перерозподілу опадів на навітряних і підвітряних схилах Валдайської височини в Росії. Вітри схилів в умовах горбистого рельєфу можна назвати регуляторами тепла, через те, що саме вони зумовлюють повітрообмін між різними ділянками. Швидкість вітрів схилів значною мірою залежить від площі повітрозбору. Треба також відзначити, що вітри схилів можуть бути як корисними, так і шкідливими, в залежності від сезону року і типу рельєфу.

Романова О.Н. [87, 88], на основі аналізу матеріалів експедиційних мікрокліматичних спостережень, розробила методику детальної оцінки мікрокліматичної мінливості швидкості вітру вдень і вночі під впливом горбистого рельєфу стосовно до території СНД. Найважливіше завдання полягало в обґрунтуванні та визначенні параметрів мікрокліматичної мінливості швидкості вітру для різних місцеположень в рельєфі які запропоновано нею представляти у вигляді коефіцієнтів для двох градацій швидкості вітру ( $3-5$  і  $6-10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ ) на висоті  $2 \text{ м}$  в умовах відкритого рівного місця (табл.1.5). Ці коефіцієнти розраховані для основних елементів рельєфу з урахуванням базисів ерозії ( $\Delta H$ , м). Значення коефіцієнтів  $K'_d$  і  $K'_n$  вищі за одиницю вказують на збільшення швидкості вітру на опуклих формах рельєфу порівняно з рівним місцем. Зменшення ж цього



коефіцієнта нижче одиниці свідчить про послаблення вітру порівняно з рівним місцем.

Таблиця 1.5 – Параметри мікрокліматичної мінливості швидкості вітру на висоті 2 м

Елементи рельєфу	За швидкості вітру на рівному місці, м·с <sup>-1</sup>			
	3-5		6-10	
	вдень	вночі	вдень	вночі
1	2	3	4	5
Відкрите рівне місце	1.0	1.0	1.0	1.0
Відкриті підвищення (пагорби)				
Вершина				
Δh > 50 м	1,4-1,5	1,8-1,7	1,2-1,1	1,5-1,4
Δh < 50 м	1,3-1,4	1,7-1,6	1,1	1,3-1,4
Навітряні схили 3-10°, частина				
верхня	1,2-1,3	1,4-1,6	1,0-1,1	1,2-1,3
середня	1,0-1,1	1,0-1,1	1,0	1,1
нижня	1,0	0,8-0,9	0,9-1,0	1,0
Паралельні вітру схили крутістю 3-10°, частина				
верхня	1,2-1,1	1,4-1,3	0,9-1,0	1,0-1,1
середня	0,9-1,0	1,1-1,0	0,9-0,8	1,0
нижня	0,9-0,8	1,0-0,9	0,8-0,7	0,8-0,7
Підвітряні схили крутістю 3-10°, частина				
верхня	0,9-0,8	0,9-1,0	0,8-0,9	0,9-1,0
середня	0,9-0,8	1,0-1,1	0,8-0,9	0,9-1,0
нижня	0,8-0,7	0,9-1,1	0,7-0,6	0,7-0,6
Навітряні схили 3-10°, вершини, верхні частини навітряних і підвітряних схилів крутістю 1-3°	1,2-1,4	1,4-1,6	1,1-1,3	1,4-1,5
Середні й нижні частини навітряних і паралельних вітру схилів крутістю 4-10 °	1,1-1,2	1,1-1,2	1,1-1,2	1,2-1,3
Середні і нижні частини підвітряних схилів крутістю 4-10 °	1,1-1,2	0,9-1,0	0,8-0,9	0,9-1,0

Продовження табл. 1.5

1	2	3	4	5
Дно і нижні частини схилів	1,1-1,2	1,3-1,5	1,2-1,3	1,4-1,5
Дно долин, лощин і ярів, які				
- продуваються вітром	0,7-0,8	0,7-0,8	0,7-0,8	0,7-0,8
- не продуваються вітром	0,6 і менше	0,6 і менше	0,6 і менше	0,6 і менше
Середні і верхні частини схилів	1,2-1,3	1,4-1,5	1,1-1,2	1,3-1,5
Середні частини долин, лощин, ярів, які	0,8-0,9	0,6-0,7	0,8-0,9	0,6-0,7
- продуваються вітром	0,6 і	0,6 і	0,6 і	0,6 і
- не продуваються вітром	менше	менше	менше	менше

## 2 МЕТОДИ МІКРОКЛІМАТИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Успішність розвитку мікрокліматології, як і будь-якої науки, значною мірою визначається досконалістю методів та методик, які використовуються при проведенні досліджень. Задачею мікрокліматології є детальна оцінка клімату регіонів, яка так необхідна на сучасному етапі для економіки, в тому числі для сільського господарства країни. Проте відсутність регулярних мікрокліматичних спостережень на мережі метеорологічних станцій унеможливило виконання мікрокліматичних досліджень за прийнятою в загальній кліматології методикою, тобто шляхом накопичення матеріалів метеорологічних спостережень за довготривалі періоди та їх статистичної обробки.

У зв'язку із відсутністю масових спостережень задача мікрокліматології полягає в установленні закономірностей формування мікроклімату і методів поширення їх на неохоплені спостереженнями території. Тому дуже відповідальною задачею вважається вибір системи пунктів або ключових ділянок для організації мікрокліматичних спостережень: ключові ділянки повинні охоплювати усі типові місцеположення в межах регіону, який досліджується. Але методи мікрокліматичних досліджень не обмежуються тільки проведенням епізодичних спостережень, їх обробкою і виявленням закономірностей формування мікроклімату під впливом різних типів підстильної поверхні. З метою безпосереднього впровадження результатів мікрокліматичних досліджень у господарства необхідно перейти до оцінки мікрокліматичних ресурсів. Тому повстає задача розробки методів використання режимної інформації про клімат для потреб мікрокліматології і прив'язка даних епізодичних спостережень до багаторічних.

У мікрокліматології можуть застосовуватися розрахункові напівемпіричні методи: при обробці результатів мікрокліматичних спостережень, в першу чергу, при оцінці мікрокліматичної мінливості складових теплового балансу, при визначенні радіаційного балансу та його складових на схилах різної експозиції й крутості, при вивченні мікрокліматичної мінливості температури діяльної поверхні тощо. Проте треба пам'ятати, що далеко не всі розрахункові методи, розроблені для визначення мікрометеорологічних характеристик приземного шару повітря, можуть застосовуватися в умовах неоднорідної підстильної поверхні, яка є об'єктом дослідження в мікрокліматології. Вважається дуже перспективним у мікрокліматичних дослідженнях метод фізичного моделювання, але на сучасному етапі він ще не набув значного поширення. Експериментально-лабораторний метод може застосовуватися при визначенні мінливості поля вітру під впливом будь-яких неоднорідностей підстильної поверхні (рельєфу, забудов тощо).

## **2.1 Методика проведення мікрокліматичних спостережень**

Перші прості мікрокліматичні спостереження були проведені П.І.Колосковим і Г.Т.Селяниновим в першій половині минулого століття на Далекому Сході Росії і на Чорноморському узбережжі Кавказу з метою оцінки умов заморозко- і морозонебезпечності для розміщення цінних теплолюбних культур [94, 96]. Саме їх дослідженнями закладено основи методики проведення експедиційних мікрокліматичних спостережень. В 50-60-ті роки минулого століття під керівництвом І.А. Гольцберг в різних регіонах країни з горбистим і гірським рельєфом виконані комплексні метеорологічні, актинометричні, теплобалансові, градієнтні спостереження із застосуванням дистанційних приладів. Паралельно проводилися агрометеорологічні спостереження з метою визначення просторової мінливості темпів розвитку, врожаю та якості культурних рослин [54, 58, 60, 91]. На основі аналізу одержаних результатів була розроблена методика експериментальних мікрокліматичних досліджень. Ця методика надалі уточнювалася шляхом проведення аналогічних досліджень в різних регіонах країни з особливостями підстильної поверхні - Естонії, Литві, Україні, Вірменії [37, 39, 41 та ін.]. Встановлювалися домінуючі елементи підстильної поверхні, які визначали закономірності просторової мінливості показників складових агрокліматичних ресурсів.

Особливо треба відзначити розвиток експериментальних мікрокліматичних досліджень на території Молдови під керівництвом З.А.Міщенко [5, 41]. Поряд з використанням методики ГГО, для умов Молдови з метою вирішення ресурсних задач щодо оптимізації розміщення однорічних та багаторічних культур і, особливо, цінних теплолюбних культур, вперше була розроблена методика проведення мікрокліматичного експерименту в географічному розрізі з системою полігонів, які охоплюють основні типи неоднорідної діяльної поверхні (форма рельєфу, експозиція і крутість схилів, типи ґрунтів, близькість водойм тощо). Експеримент мав комплексний напрям і охоплював паралельні мікрокліматичні і біоекологічні спостереження щоденно і цілорічно одночасно на 5-6 полігонах в різних кліматичних зонах Молдови [46, 67].

Повнота врахування особливостей просторового перерозподілу величин показників агрокліматичних ресурсів безперечно визначається вибором пунктів спостережень, їх оснащення необхідними метеорологічними приладами (стандартними і спеціальними), а також необхідним обсягом мікрокліматичних спостережень. В усіх випадках мікрокліматичні дослідження треба починати з візуальної зйомки території, маючи план господарства і великомасштабну гіпсометричну карту. Спостереження бажано проводити в теплу пору року, коли відзначається найбільша різниця у стані рослинності. При візуальній

мікрокліматичній зйомці оцінюються основні типи та форми рельєфу, відносне перевищення висот, види, форми, замкненість та звивистість долин, відкритість місцевості холодним вітрам, лісонасадження тощо.

Результати візуальної зйомки та картографічний аналіз території є підставою для відбору місць під стаціонарні мікрокліматичні майданчики (СМП), стаціонарні мікрокліматичні точки (СМТ) та маршрутні мікрокліматичні точки (ММТ). Загальна кількість пунктів спостережень залежить від неоднорідності підстильної поверхні. Типова схема пунктів спостереження в складному рельєфі на прикладі одного мікрокліматичного полігона площею 10 км<sup>2</sup> в Центральній Кодровій зоні Молдови представлена на рис.2.1. На стаціонарних мікрокліматичних майданчиках (СМП) спостереження проводять за розширеною програмою, на стаціонарних мікроточках (СМТ) – за спрощеною програмою, а на маршрутних мікрокліматичних точках (ММТ) – у більшості випадків, виконуються термометрична та анеометрична мікрозйомки для оцінки умов заморозко- і морозонебезпечності. На ММТ також проводять агрометеорологічні спостереження за фазами розвитку, врожайністю і якістю продукції сільськогосподарських культур.

Для визначення характерних типових мікрокліматичних точок доцільно використовувати синтетичну карту природних неоднорідностей діяльної поверхні (ПНДП), яка є комплексом таких аналітичних карт як гіпсометрична, карти глибини вертикального та горизонтального розчленування рельєфу, експозиції (за 8-ма румбами) і крутості схилів, карта ґрунтів і схема землекористування. Приклад таких карт з нанесенням мікрокліматичних точок для території НПО "Вієрул" (Молдова) представлено на рис. 2.2.

Стаціонарні майданчики (СМП), які проводять спостереження за розширеною програмою, закладаються на основних формах рельєфу: ВП – вододільне плато, СПнС – середина північного схилу, СПдС – середина південного схилу, ДД – дно долини. Стаціонарні мікроточки (СМТ) розміщують на верхніх та нижніх частинах схилів різної експозиції, а також на ґрунтах різного гранулометричного складу.

Програма мікрокліматичних досліджень спрямована на вивчення таких питань:

- радіаційний і тепловий баланс;
- вітровий режим (швидкість та напрям вітру);
- термічний режим у біологічно активному шарі повітря і ґрунту та самих рослин;
- теплові ресурси територій і теплозабезпеченість сільськогосподарських культур за показниками, які враховують добову ритміку температур;
- режим заморозків та заморозконебезпечність культур весною і восени;
- морозонебезпечність для зимуючих культур;

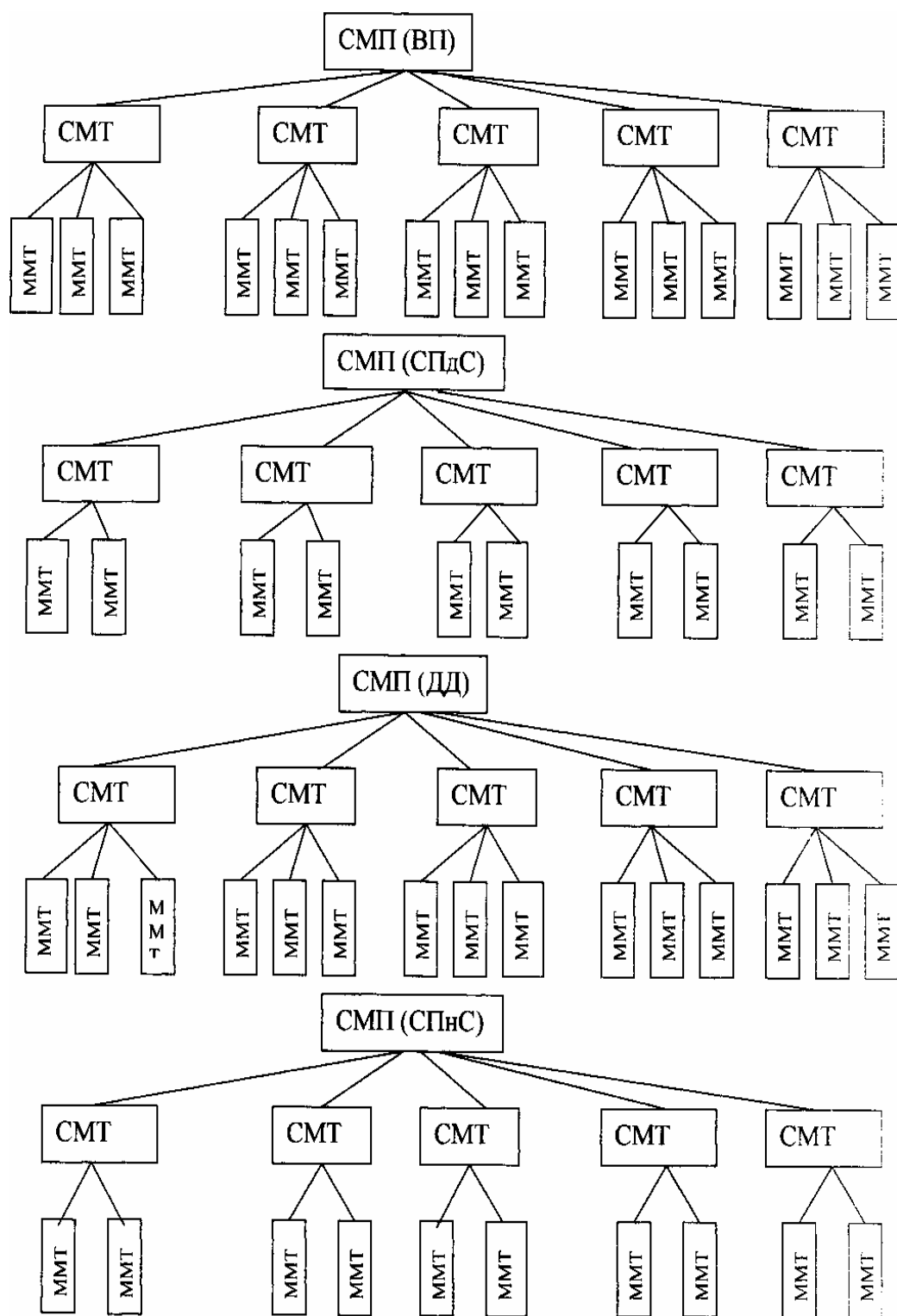


Рисунок 2.1– Типова схема мікрокліматичного експерименту у складному рельєфі.

СМП і СМТ - відповідно стаціонарні мікрокліматичні майданчики і точки, ММТ – маршрутні мікрокліматичні точки.

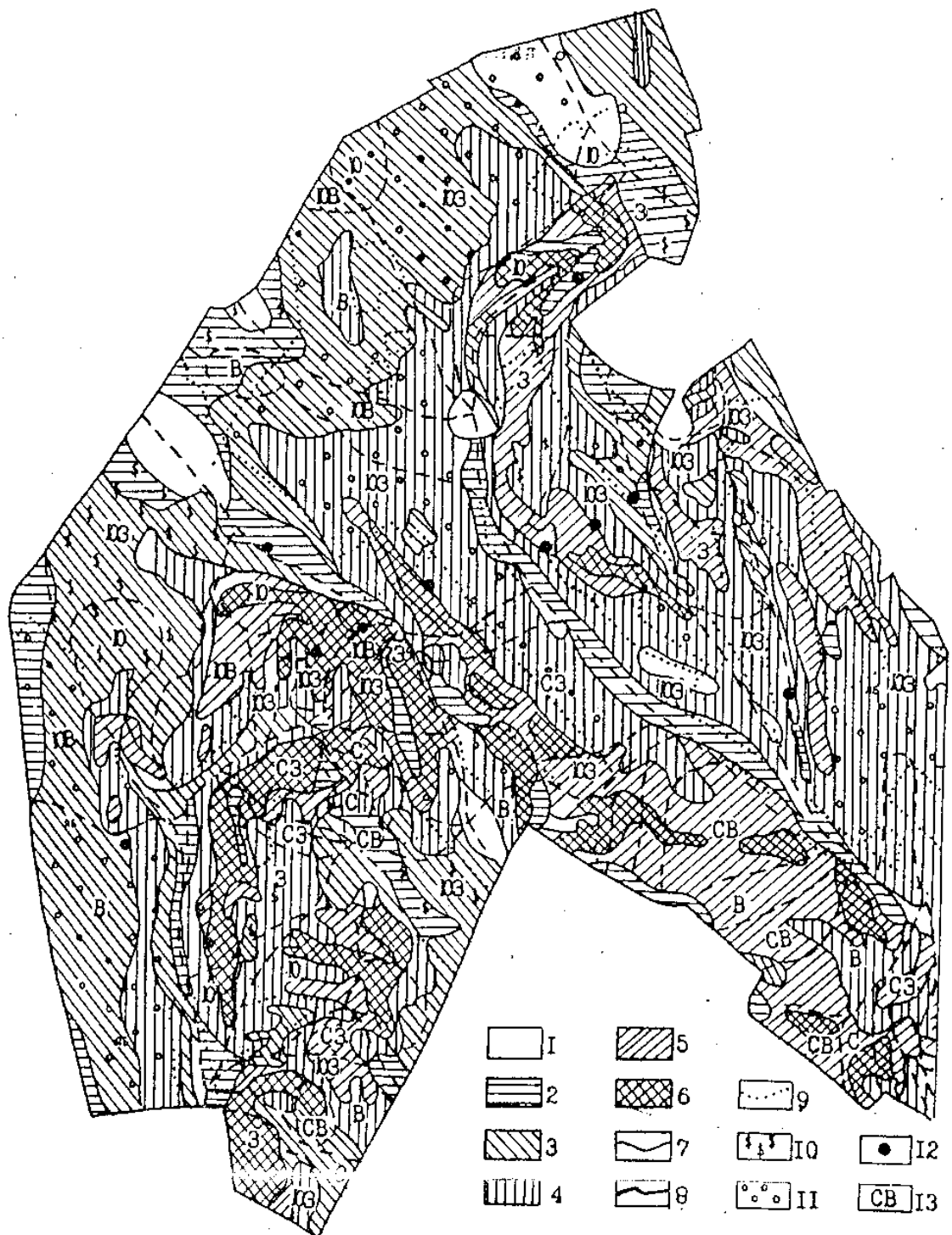


Рисунок 2.2– Схема розміщення мікрокліматичного полігону на синтетичній карті природних неоднорідностей діяльної поверхні (ПНДП). Територія НПО “Віерул” (Центральна зона Молдови).

1-вододільне плато крутістю 0-3°; 2- дно долин і балок крутістю 0-3°; схили крутістю: 3- крутістю 3-6°; 4- 6-9°; 5- 9-12°; 6- 12-15°; 7- межа ділянок з різною експозицією схилів; 8- межа ділянок з різною крутістю; 9- межа сільськогосподарських угідь; 10 – виноградники; 11- сади; 12- стаціонарні мікро точки; 13-позначення експозиції.

- зволоження повітря і ґрунту, вологозабезпеченість;
- опади, сніговий покрив, глибина промерзання і відтанення ґрунту;
- фенологічні та біометричні спостереження і вимірювання;
- врожайність і якість продукції сільськогосподарських культур.

Для вивчення фізичних закономірностей формування мікроклімату з подальшою деталізацією агрокліматичних ресурсів на обмеженій території необхідно виконувати довготермінові мікрокліматичні спостереження на експериментальному полігоні за розширеною програмою в усі сезони року впродовж 3-5 років. Спостереження за скороченою програмою проводяться для вирішення окремих задач, наприклад, уточнення розрахункових схем мікрокліматичної мінливості характеристик заморозконебезпечності, вітрового режиму, вологості і температури ґрунту тощо. Тривалість таких спостережень 2-3 роки в окремі сезони. Їх метою є “прив’язка” вже відомих закономірностей формування мікроклімату в конкретній місцевості.

Специфіка мікрокліматичних спостережень визначається характером і фізичними властивостями неоднорідностей діяльної поверхні, які зумовлюють формування мікроклімату: розчленованого рельєфу, різних типів ґрунтів на рівнинних землях, прибережних районів морів та значних водоймищ, різних агроценозів, меліорованих земель (теплова та водна меліорація). При вивченні горбистого і гірського рельєфу стаціонарні мікроточки закладаються на вододільних плато або вершинах пагорбів, в середніх частинах схилів (наприклад, північної і південної експозицій однакової крутості) і на дні широкої долини (якщо її ширина в поперечнику більше за 2 км, то вона може бути контрольною мікроточкою). Маршрутні мікроточки закладаються на верхніх і нижніх частинах схилів основних експозицій, а також на підніжжі та на дні вузької замкненої долини або улоговини. В гірському рельєфі при виборі мікроточок враховується абсолютна висота місцевості.

На схилових землях треба застосовувати стрічковий спосіб розміщення приладів для виконання метеорологічних спостережень, а також для визначення вологості ґрунту, висоти снігового покриву, глибини промерзання та відтанення ґрунту. Закладання біоекологічних точок для визначення фаз розвитку рослин, біометричних показників, врожайності та якості культур в умовах розчленованого рельєфу також виконується стрічковим способом, тобто вздовж ключової ділянки. При вивченні мікроклімату ґрунтів різного механічного складу і родючості на рівнинних землях стаціонарний мікрокліматичний майданчик закладають на рівнинній ділянці з середньосуглинистим ґрунтом, а стаціонарні мікроточки – на ділянках з глинистим, важкосуглинистим, легкосуглинистим, піщаним ґрунтами. На землях, де проводиться меліорація, мікроточки розміщують на торф’яних, мінеральних, неосушуваних ділянках і суходолі. Остання розглядається як контрольна.



При вивченні впливу морів і значних водойм на мікроклімат прибережних районів контрольна мікроточка вибирається на відстані 15-20 км від урізу води. Стаціонарні мікрокліматичні мікроточки закладаються на різній відстані від урізу води: 0,01; 0,10; 1,0; 2,0; 5,0; 10,0 км. Такий вибір базується на відомій закономірності: мінливість температури повітря в першому наближенні пропорційна логарифму відстані від урізу води.

Вивчення мікроклімату сільськогосподарських полів, зайнятих різними культурами, має свою специфіку. Всередині рослинного покриву і на поверхні рослин сільськогосподарських полів формується особливий метеорологічний режим (фітоклімат), який істотно відрізняється від метеорологічного режиму на стандартному метеорологічному майданчику з природною підстильною поверхнею (скошеною травою). Стаціонарні мікрокліматичні точки закладаються всередині поля з конкретною сільськогосподарською культурою (бажано вибирати поля з різною архітектонікою). На цих мікрокліматичних точках, крім комплексу актинометричних і метеорологічних спостережень, виконуються фенологічні і біометричні спостереження. В окремі сезони тут також проводять градієнтні і теплобалансові спостереження. При вивченні мікроклімату зрошуваних земель контрольний майданчик закладається на незрошуваному полі на відстані не менше 2 км від зрошуваного поля з тією ж культурою. Якщо вивчається мікроклімат зрошуваного поля з однією культурою, то СМТ закладаються всередині поля і на його краях.

Контрольний майданчик в усіх випадках закладають в місцеположеннях, які є переважними в даній місцевості. Проте, оптимальним варіантом є майданчик на стандартних актинометричній, метеорологічній або агрометеорологічній станціях з довготривалими спостереженнями.

## **2.2 Принципи кліматологічної обробки матеріалів мікрокліматичних спостережень**

Узагальнені дані мікрокліматичних спостережень звичайно подаються у вигляді таблиць мікрокліматичної мінливості величин. Ця мінливість для різних кліматичних величин за конкретні рік, сезон або тип погоди подається у вигляді відношень або різниці, наприклад, для різних форм рельєфу, порівняно з відкритими рівними ділянками, на яких розміщені репрезентативні метеорологічні станції. Щоб перейти до визначення агрокліматичних ресурсів у конкретній місцевості виконують прив'язку мікрокліматичних показників до багаторічних даних.

Відомо два способи такої прив'язки:

- приведення ультракоротких рядів спостережень до довгого ряду за методом С.А. Сапожнікової;

- використання відносних характеристик мікроклімату для уточнення режимної інформації.

### 2.2.1 Первинна обробка матеріалів мікрокліматичних спостережень

Первинна обробка мікрокліматичних спостережень виконується в польових умовах в книжці. Вона полягає в осередненні даних 10-хвилинних спостережень та виборі екстремальних величин. Для виявлення випадкових помилок спостережень будуються графіки добового ходу метеорологічних елементів за середніми величинами кожного дня спостережень. Якщо середня за годину величина будь-якого елемента викликає сумнів, проводиться аналіз окремих 10-хвилинних спостережень з метою виправлення або приведення цих даних за графіком добового ходу елемента. Аналогічно поновлюються пропущені дані. При співставленні результатів спостереження на окремих мікрокліматичних точках необхідно враховувати характер травостою і стан діяльної поверхні. Матеріали спостережень аналізуються окремо з урахуванням фази розвитку рослин. Оцінка мікрокліматичних особливостей місцевості виконується шляхом співставлення результатів спостережень на окремих мікроточках і контрольному стаціонарному майданчику.

Після первинного контролю даних мікрокліматичних спостережень виконується камеральна обробка. В зв'язку з тим, що мікрокліматична мінливість більшості метеорологічних елементів найбільш повно проявляється за тихої ясної погоди і майже не проявляється за похмурої погоди з вітром, обробку даних мікрокліматичних спостережень необхідно виконувати окремо за різних типів погоди. Рекомендується групувати дані мікрокліматичних спостережень за такими типами погоди:

- 1) ясно, тихо (хмарність 0-2 бали, швидкість вітру  $0-2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ );
- 2) ясно, вітер (хмарність 0-2 бали, швидкість вітру  $3 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  і більше);
- 3) мінлива хмарність, тихо (хмарність 6-7 балів, швидкість вітру  $0-2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ );
- 4) мінлива хмарність, вітер (хмарність 6-7 балів, швидкість вітру  $3 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  і більше);
- 5) похмуро, тихо (хмарність 8-10 балів, швидкість вітру  $0-2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ );
- 6) похмуро, вітер (хмарність 8-10 балів, швидкість вітру  $3 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  і більше).

В ряді випадків, наприклад, при вивченні добового ходу температури повітря, необхідно враховувати стан діяльної поверхні (волога, суха), а також виділяти типи погоди за рівнем вологості повітря.

Оцінка мікрокліматичних особливостей місцевості виконується шляхом співставлення результатів спостережень на окремих мікрокліматичних точках і контрольному майданчику, який характеризує

умови відкритого рівного місця. Відносні характеристики у вигляді відхилень (різниці) або коефіцієнтів являють собою мікрокліматичні параметри мінливості елементів клімату. Вони використовуються для деталізації агрокліматичних ресурсів на обмеженій території. Але, насамперед, необхідно виконати прив'язку мікрокліматичних параметрів до багаторічних даних будь-якого кліматичного елемента. З цією метою можливе застосування двох способів: приведення ультракоротких рядів до довгого ряду і використання режимної інформації стандартної мережі метеорологічних станцій.

### 2.2.2 Приведення результатів ультракоротких мікрокліматичних спостережень до довгого ряду

В основі приведення ультракоротких рядів мікрокліматичних спостережень до норми лежить метод різниць або відхилень. У загальній кліматології обмежуються обчисленням середньої різниці або відхилення за період одночасних спостережень на основній (реперній) станції і станції, дані якої необхідно навести. При цьому виходять з того, що ця середня величина для більшості випадків буде й найбільш точною характеристикою. Для встановлення характерної різниці за незначної кількості випадків, яка має місце при використанні даних мікрокліматичних спостережень, такий спосіб не є коректним.

Приведення до норми ультракоротких рядів мікрокліматичних спостережень базується на врахуванні залежності мінливості мікрокліматичних параметрів, по-перше, від погодних умов і, по-друге, від ймовірності цих погодних умов, встановленої за довгий ряд спостережень. Вперше цей метод застосувала С.А.Сапожнікова [105] при обробці даних спостережень за мінімальною температурою повітря взимку в Субтропічній зоні західної Грузії. Ці спостереження проводилися впродовж однієї зими (січень-лютий) 1934 року в різних місцезнаходженнях рельєфу. В результаті приведення даних мікрокліматичних спостережень в різних місцезнаходженнях були одержані за кожну добу значення мінімальних температур повітря ( $T_m$ ), за допомогою яких визначена оцінка морозонебезпечності території для субтропічних культур.

За цим методом після знаходження різниці або відношення величин мікрокліматичних показників в різних місцезнаходженнях рельєфу і на основній (реперній) метеостанції визначають ймовірність типів погоди за хмарністю за такими градаціями: хмарна (8-10 балів) і безхмарна (0-2 бали). Середній із абсолютних мінімумів температури повітря визначається як середня зважена величина за формулою:

$$\Delta \bar{T}_{\min} = \frac{n \cdot \Delta T_{\text{мбх}} + m \cdot \Delta T_{\text{мхм}}}{n + m}, \quad (2.1)$$

де  $\Delta \bar{T}_{\min}$  - різниця між мінімальною температурою повітря взимку (в середньому) в певному місцеположенні і на метеостанції та ймовірність років з абсолютним мінімумів температури повітря відповідно з безхмарною і хмарною погодою.

Розрахунок середнього із абсолютних мінімумів температури повітря в різних місцеположеннях визначають за формулою:

$$\bar{T}'_{\text{м}} = \bar{T}_{\text{м}} \pm \Delta T'_{\text{м}}, \quad (2.2)$$

де  $\bar{T}_{\text{м}}$  - величина середнього із абсолютних мінімумів температури повітря на реперній метеостанції;

$\Delta T'_{\text{м}}$  - різниця між цими ж показниками на певному місцеположенні і на метеостанції.

Крім хмарності на рівень температури повітря впливає швидкість вітру, тому для розрахунку мікрокліматичних показників в різних місцеположеннях рельєфу і на основній (реперній) метеостанції визначають ймовірність типів погоди не тільки за хмарністю, а й за швидкістю вітру. Тоді величина середнього із абсолютних мінімумів температури повітря буде визначатися як середня зважена величина за формулою:

$$\Delta T'_{\text{м}} = \frac{n_1 \cdot \Delta T_{\text{мбх}} + n_2 \cdot \Delta T_{\text{мхм}} + m_1 \cdot \Delta T_{\text{мбв}} + m_2 \cdot \Delta T_{\text{мв}}}{n_1 + n_2 + m_1 + m_2}, \quad (2.3)$$

де  $n_1$  і  $n_2$  - ймовірність років відповідно з безхмарною погодою зі слабким ( $V \leq 3 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ ) і сильним ( $V > 3 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ ) вітром;

$m_1$  і  $m_2$  - теж з хмарною погодою.

Метод різниць значення показників застосовують для визначення параметрів мікрокліматичної мінливості показників термічного режиму дня і ночі, показників морозо- і заморозконебезпечності. Для показників радіаційного та вітрового режиму і умов зволоження більш поширений спосіб відношень або відхилень. Так, наприклад, прив'язка показників зволоження (випаровуваності, випаровування, запасів вологи у ґрунті) виконується шляхом визначення коефіцієнтів їх відхилення в певному

місцеположенні від зволоження на метеостанції або для реперного типу ґрунту

$$K'_w = \frac{W_c}{W_p}, \quad (2.4)$$

де  $W_c$  і  $W_p$  – відповідно запаси води у ґрунті в певному місцеположенні і на рівному місці, мм.

Розрахунок багаторічних значень запасів води у ґрунті в певному місцеположенні виконується за формулою

$$W' = W_p \cdot K'_w, \quad (2.5)$$

Приведення значень епізодичних даних до довгого ряду бажано виконувати з урахуванням сезонів року.

### 2.2.3 Використання режимної кліматологічної інформації в мікрокліматології

В мікрокліматології режимна кліматична інформація використовується, по-перше, з метою прив'язки значень мікрокліматичної мінливості показників, отриманих внаслідок узагальнення матеріалів епізодичних польових спостережень до даних метеостанцій і, по-друге, для оцінки мезо- і мікрокліматичних особливостей території. В усіх випадках при використанні даних метеостанцій виконують оцінку їх репрезентативності і типізацію в залежності від місцеположення. Для прив'язки даних епізодичних мікрокліматичних спостережень до даних метеостанцій необхідною умовою є ідентичність місцеположень метеостанції і контрольної мікрокліматичної точки. Порівняння даних спостережень виконують методом різниць або відношень за синхронний проміжок часу і за певного типу погоди [93]. Розрахунок мікрокліматичних ресурсів за вегетаційний період або міжфазні періоди в багаторічному розрізі виконують також з урахуванням структури типів погоди.

За відсутності спеціальних мікрокліматичних спостережень можливо виконувати оцінку мікрокліматичних ресурсів за інформацією кліматичних довідників. Методика таких досліджень була розроблена І.А. Гольцберг [58] і отримала розвиток в роботах Міщенко З.А. та Васильєвої Л.Г. Сутність методики полягає в спеціальних розробках, пов'язаних з порівнянням багаторічних кліматичних даних метеостанцій, які близько розташовані, але значно відрізняються за місцеположенням. Використовується метод побудови фонових кліматичних карт або

паралельний аналіз ряду метеоелементів, наприклад, характеристик термічного мінімальні температури і середньодобові температури повітря; добова амплітуда температур тощо).

Інший метод полягає у побудові графіків залежності між показниками, які мало змінюються під впливом неоднорідностей підстильної поверхні і досить чутливими до підстильної поверхні показниками. Вперше цей метод був застосований для порівняння значень середньої температури о 13-й годині і середньої мінімальної температури. На графіку зв'язку чітко відрізняються дані метеостанцій за типами місцеположень: широка (більше 4 км) відкрита долина, значні відкриті улоговини, теплі U- подібні долини із значним схилом; вершини, верхні частини відкритих схилів, вододільні плато; долини з погіршеним стоком холодного повітря; вузькі долини річок, замкнені частини вузьких долин і улоговини. За допомогою графічного методу можна виявити мікро- і мезокліматичну мінливість різних метеовеличин. Найбільшого поширення метод набув при дослідженні термічного режиму повітря. Цей метод можна застосовувати для територій, які характеризуються однорідністю в мезокліматичному відношенні з достатньою кількістю фонових метеостанцій.

Для більш складних фізико-географічних умов частіше використовують метод пари станцій, які розташовані в різних місцеположеннях, але обов'язково мають однорідні ряди спостережень.

### **3 ПРОСТОРОВА МІНЛИВІСТЬ РАДІАЦІЙНО-ТЕПЛОВИХ РЕСУРСІВ ПІД ВПЛИВОМ НЕОДНОРІДНОСТЕЙ ПІДСТИЛЬНОЇ ПОВЕРХНІ**

Для розвитку рослин важлива тривалість освітлення, яка характеризується величиною прямої, розсіяної, сумарної та відбитої радіації. Дослідження Р.Гейгера, К.Я.Кондратьєва, Пігольциної Т.Є. та інших вчених показали, що тривалість освітлення по різному орієнтованих вертикальних поверхонь істотно відрізняється в залежності від географічної широти місця і сезонів року. Весною і восени на усіх широтах південні схили освітлюються променями сонця на 5-7 годин довше порівняно з північними, а у вересні ця різниця досягає 10 годин. Влітку різниця істотно зменшується, а саме: південні схили освітлюються прямою радіацією на 1 годину довше, а північні – на 1-2 години менше, ніж вирівнені місця. Відрізняється за тривалістю освітлення дно долин. На усіх широтах долини західно-східної орієнтації знаходяться в кращих умовах опромінювання прямою радіацією порівняно з долинами північної і південної орієнтації.

Дослідження мікрокліматичної мінливості показників агрокліматичних ресурсів і лімітуючих агрокліматичних факторів, насамперед, умов морозонебезпечності в зимовий період та заморозконебезпечності весною і восени, потребують детального аналізу неоднорідностей підстильної поверхні. Викладені в першому розділі фізичні механізми формування мікрокліматичної мінливості окремих елементів клімату свідчать про необхідність диференційованого підходу при розгляді окремих складових агрокліматичних ресурсів територій. Тому дослідження їх просторової мінливості виконуються в декілька етапів:

- визначення складових агрокліматичних ресурсів і агрокліматичних показників, які відзначаються значною мікрокліматичною мінливістю;
- встановлення механізмів мікрокліматичної мінливості цих показників;
- характеристика фонових величин показників за даними найближчої метеостанції з довгим періодом спостережень. У випадку нерепрезентативності місцеположення метеостанції величини агрокліматичних показників необхідно привести до фонового місцеположення;
- детальний аналіз геоморфологічної ситуації досліджуваної території: характеристика абсолютних висот місцевості, глибини вертикального і горизонтального розчленування рельєфу, визначення типу і форм рельєфу, експозиції і крутості схилів, їх профілів та розташування щодо напрямку вітрового потоку по сезонах року, тип і гранулометричний склад ґрунтів і

види рослинності. Цей опис виконується за великомасштабними (М 1:25000, 1:10000 і більше) картами;

- детальна характеристика параметрів мікрокліматичної мінливості кожного із агрокліматичних показників.

На останньому етапі здійснюються розрахунки мікрокліматичної мінливості показників агрокліматичних ресурсів для конкретної території.

### **3.1 Оцінка мікрокліматичної мінливості показників радіаційно-світлових ресурсів**

На ріст, розвиток і формування врожаю культурних рослин впливає тривалість сонячного освітлення, його інтенсивність та спектральний склад. Для фізіологічних процесів найбільше значення має короткохвильова радіація (КХР). Сонячну енергію, яка поглинається пігментами листя і відіграє важливу роль в житті рослин, називають фотосинтетично активною радіацією (ФАР) з довжиною хвиль в діапазоні 0,38 – 0,71 мкм. Саме ця радіація впливає на хімічний склад рослин. Відзначено, що цукристість винограду, плодових культур та цукрового буряку, вміст білка у зерні пшениці тісно пов'язані з числом сонячних днів та інтенсивністю сонячної радіації. Із збільшенням надходження сонячної радіації зростає кількість олії у соняшнику, льону, більш повно засвоюються фосфор і калій томатами. Відзначається також вплив сонячної радіації на закладання вузла кущіння у озимих зернових культур.

Теоретичні дослідження надходження прямої сонячної радіації на похилі поверхні виконувалися М.С.Аверкієвим, А.М.Гордовим, О.Ф.Захаровою та іншими вченими. К.Я. Кондратьєв і М.П.Манолова запропонували теоретичні формули для розрахунку складових радіаційного балансу на схилах в теплу пору року за радіаційним балансом горизонтальної поверхні (рівне місце). З усіх складових радіаційного балансу на схилах найбільше змінюється пряма сонячна радіація, яка розраховується за формулою

$$S_{cx} = S \cdot \cos i, \quad (3.1)$$

де

$$\cos i = \cos \alpha \cdot \sinh_{\Theta} + \sin \alpha \cdot \cosh_{\Theta} \cdot \cos \varphi, \quad (3.2)$$

$S_{cx}$  – пряма сонячна радіація на схилах,  $\text{кДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв}^{-1}$ ;

$S$  – пряма сонячна радіація для горизонтальної поверхні,  $\text{кДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв}^{-1}$ ;

$i$  – кут падіння сонячного проміння, °;

$\alpha$  – крутість схилу, °;



$h_{\theta}$  – висота Сонця, °;

$\varphi$  – різниця азимутів Сонця і поверхні (проекція нормалі до схилу), °.

Розсіяну радіацію для схилів з достатнім ступенем точності можна розрахувати за формулою

$$D_{cx} = D \cdot \cos^2 \frac{\alpha}{2}, \quad (3.3)$$

де  $D_{cx}$  – розсіяна радіація, яка надходить на схил,  $\text{кДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв}^{-1}$ ;

$D$  – розсіяна радіація, яка надходить на горизонтальну поверхню,  $\text{кДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв}^{-1}$ .

Радіаційний баланс для схилів визначається за формулою

$$R_{cx} = (S_{cx} + D_{cx}) \cdot (1 - A) - F_{cx}, \quad (3.4)$$

де  $A$  – альbedo підстильної поверхні ( воно для схилів різних експозицій є таким же, як для рівного місця), %;

$(S_{cx} + D_{cx})$  - сумарна сонячна радіація, яка надходить на певний схил,  $\text{кДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв}^{-1}$ .

В цілому денні суми сумарної радіації для схилів розраховуються з достатнім ступенем точності за ізотропним наближенням для розсіяної і відбитої радіації за формулою

$$\Sigma Q_{cx} = \Sigma S_{cx} + \cos^2 \frac{\alpha}{2} \cdot \Sigma D + \sin^2 \frac{\alpha}{2} \cdot R_k, \quad (3.5)$$

де  $\Sigma R_k$  – сума відбитої радіації,  $\text{кДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв}^{-1}$ .

Розрахунок денної суми фотосинтетично активної радіації здійснюється за наближеною формулою

$$\Sigma Q'_{\phi c_x} = 0,5 \Sigma Q'_{cx}. \quad (3.6)$$

де  $\Sigma Q'_{\phi c_x}$  - сума фотосинтетично активної радіації на схилі,

$\text{кДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв}^{-1}$ ;

$\Sigma Q'$  - сума сумарної радіації на схилі,  $\text{кДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв}^{-1}$ .

Розрахунки характеристик сонячної радіації, яка надходить на схили різної експозиції і крутості, за теоретичними формулами (3.1-3.6) трудомісткі. Т.О.Голубова виконала розрахунки прямої радіації і радіаційного балансу і визначила перехідні коефіцієнти  $K_S$  і  $K_R$ , які є параметрами мікрокліматичної мінливості показників радіаційних ресурсів для перерахунку середніх за місяць добових сум прямої радіації та радіаційного балансу з горизонтальної поверхні на схили північної, західної, східної і південної експозицій крутістю 10 і 20° за тепле півріччя (з квітня по вересень) для територій в діапазоні 38 – 66° пн.ш. За допомогою цих коефіцієнтів та за даними кліматичних довідників з дійсними середніми добовими сумами прямої радіації і радіаційного балансу на горизонтальну поверхню можна визначити середні багаторічні місячні величини цих показників для схилів в будь-якому пункті без проведення спеціальних мікрокліматичних спостережень за такими формулами:

$$\Sigma S_{cx} = \Sigma S \cdot K_S, \quad K_S = \frac{\Sigma S_{cx}}{\Sigma S}, \quad (3.7)$$

$$\Sigma R_{cx} = \Sigma R \cdot K_R, \quad K_R = \frac{\Sigma R_{cx}}{\Sigma R} \quad (3.8)$$

де  $\Sigma S_{cx}$ ,  $\Sigma R_{cx}$ . –місячні суми прямої сонячної радіації і радіаційного балансу на різних схилах,  $\text{кДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв}^{-1}$  ;  
 $\Sigma S$ ,  $\Sigma R$  - те ж на горизонтальній поверхні,  $\text{кДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв}^{-1}$ .

Повсюдно ці коефіцієнти для південних схилів перевищують одиницю, а для північних схилів – менше від одиниці. Вони визначаються географічною широтою місця, порою року, експозицією і крутизною схилів. Найбільша різниця в надходженні сонячної радіації спостерігається на південних і північних схилах. Впродовж року південні схили отримують прямої сонячної радіації більше, а північні схили - менше, ніж горизонтальна поверхня. Із збільшенням крутості схилу надходження прямої радіації на південні схили збільшується, а на північні - зменшується. Східні і західні схили крутістю до 5 і 10° одержують прямої радіації за день приблизно стільки ж або менше, скільки й горизонтальна поверхня (коефіцієнт  $K_S$  коливається в межах 0,98 – 1,00). Максимальна мікрокліматична відмінність в надходженні сонячної радіації вдень на схили різної експозиції і крутості на всіх широтах спостерігається весною і восени, а мінімальна – в період літнього сонцестояння.

Закономірності мікрокліматичної різниці місячних сум радіаційного балансу в сезонному розрізі (весна, літо, осінь) між північними і

південними схилами порівняно з горизонтальною поверхнею аналогічні. А саме, на усіх широтах радіаційний баланс на південному схилі крутістю  $20^\circ$  весною і восени на 15 – 33% і 33 – 45% більший, а на північному схилі - відповідно на 19 – 35% і 33 – 50% менший за величину радіаційного балансу на горизонтальній поверхні.

Т.А.Голубовою і З.А. Міщенко за матеріалами багаторічних спостережень 98 актинометричних станцій, розташованих в різних районах СНД, виконані розрахунки денних сум сумарної радіації для північних і південних схилів крутістю  $10$  і  $20^\circ$  за період з квітня по вересень. Для кожного місяця визначено перехідні коефіцієнти як відношення сумарної радіації на схилах до суми сумарної радіації на горизонтальній поверхні у вигляді

$$K_Q = \frac{\Sigma Q_{cx}}{\Sigma Q}, \quad (3.9)$$

де  $\Sigma Q_{cx}$  – середні багаторічні значення місячних сум сумарної радіації, яка надходить на схили,  $\text{кДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв}^{-1}$ ;

$\Sigma Q$  - те ж для горизонтальної поверхні,  $\text{кДж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{хв}^{-1}$ .

Встановлено, що перехідні коефіцієнти для розрахунку місячних сум сумарної і фотосинтетично активної радіації (ФАР) на схилах близькі між собою, тобто

$$\frac{\Sigma Q_{cx}}{\Sigma Q} = \frac{\Sigma Q_{\phi cx}}{\Sigma Q_{\phi}}. \quad (3.10)$$

Таким чином агрокліматичні розрахунки сум сумарної радіації і сум ФАР на різних схилах заданої крутості можна виконувати, використовуючи відповідні коефіцієнти для кожного місяця  $K_Q$  за формулами:

$$\Sigma Q_{cx} = \Sigma Q \cdot K_Q; \quad \Sigma Q_{\phi cx} = \Sigma Q_{\phi} \cdot K_Q. \quad (3.11)$$

З.А.Міщенко і С.В.Ляхова уточнили параметри мікрокліматичної мінливості сумарної і фотосинтетично активної радіації з березня по жовтень для північних, південних, західних і східних схилів крутістю  $5$ ,  $10$ ,  $15$  і  $20^\circ$  для території України. В усі сезони року південні схили отримують сонячної радіації більше, а північні – менше, ніж горизонтальна поверхня. Весною різниця в надходженні сумарної радіації і ФАР на схили виражена максимально і на  $50^\circ$  пн. ш. досягає 22-25 %, а на  $70^\circ$  пн. ш. – більше 50 %.

Восени мікрокліматична різниця в надходженні сумарної радіації і ФАР також значна і відповідно для північної широти 50 і 70° становить 20-25 і 30-33 %. В період літнього сонцестояння мікрокліматична різниця згладжується і не перевищує 9-14 %.

Агрокліматична оцінка радіаційно-теплових ресурсів будь-якої території виконується за сумами сумарної радіації і ФАР за теплий період з середньою добовою або середньо денною температурою повітря ( $T_c$ ,  $T_d$ ) вище 5, 10 і 15 °С, які розраховуються для кожного місцеположення в складному рельєфі. На рис. 3.1 представлено графіки відхилень сум фотосинтетично активної радіації на схилах різної експозиції і крутозні порівняно з відкритим рівним місцем за теплий період з денною температурою повітря вище 10 °С на території Нечорноземної зони Росії. Суми ФАР на цій території у напрямку з півночі на південь збільшуються майже в 2 рази на рівнинних землях. В цьому ж напрямку також зростає і мікрокліматична різниця в  $\Sigma Q_\phi$  за рахунок експозиції і крутизни схилів.

Наочно видно, що на південні, південно-західні і південно-східні схили ФАР надходить більше, а на північні, північно-західні і північно-східні схили менше, ніж на горизонтальну поверхню. Наприклад, на північних схилах крутістю 20° спостерігається недобір ФАР в 9200-20100 млн МДж на 1 га, а південні схили такої ж крутості отримують додатково ФАР близько 4200-8000 млн МДж на 1 га порівняно з рівним місцем (перші цифри відповідають північним, а другі – південним районам Нечорнозем'я). В Молдові з теплим кліматом північні схили недоотримують за теплий період сум ФАР близько 18000-36000 млн МДж на 1 га, а південні – отримують додатково 8000-11600 млн МДж на 1 га. Діапазон мікрокліматичної мінливості  $\Sigma Q_c$  і  $\Sigma Q_{fc}$  між південними і північними схилами за теплий період на більшій частині ЄТ СНД становить для схилів крутості 10° 7-12 %, а для схилів крутістю 20° - 16-24 % (перші цифри характеризують Нечорнозем'я Росії, другі - Молдову).

З.А.Міщенко і С.В.Ляхова виконали регіональну оцінку мікрокліматичної мінливості сумарної радіації і ФАР за теплий період (з  $T_c$  вище 10 °С) на південних, північних, західних і східних схилах крутістю 5, 10, 15 і 20° на території України. Повсюдно на північних схилах спостерігається зменшення сонячного тепла, а на південних схилах – його збільшення порівняно з рівним місцем. Наприклад, в північних областях на північних схилах крутістю 10 і 20° суми сумарної радіації і ФАР не перевищують відповідно 3300-2400, 2850-2930 і 1650-1700, 1425-1465 МДж·м<sup>-2</sup>. На південних схилах тієї ж крутості суми сумарної радіації і ФАР зростають відповідно до 3900-4120, 4120-4200 і 1950-2060, 2070-2100 МДж·м<sup>-2</sup>. Таким чином, реальна географічна мінливість сумарної радіації і ФАР в межах України становить не 1100 і 550, а 1950 і 980 МДж·м<sup>-2</sup> (табл.3.1).

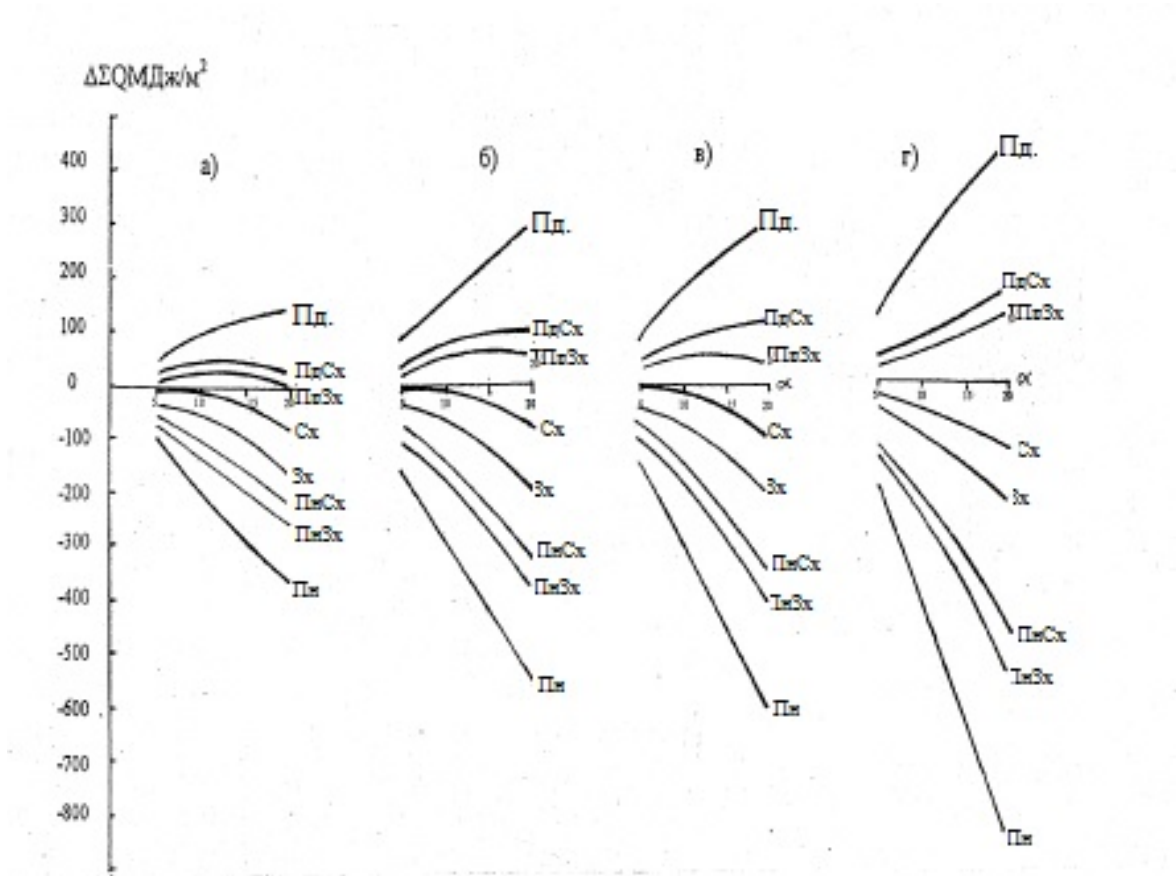


Рисунок 3.1 - Відхилення сум сумарної радіації ( $\Delta\Sigma Q$ ) за теплий період з температурою  $T_c$  вище  $10^{\circ}\text{C}$  на схилах різної експозиції і крутості в порівнянні з рівним місцем в Україні. Області: а) північні; б) – центральні; в) – південні; г) – крайні південні.

### 3.2 Мікрокліматична мінливість теплових ресурсів дня та ночі на територіях зі складним рельєфом

В сучасних умовах дослідження, присвячені оцінці агрокліматичних ресурсів з метою оптимізації розміщення сільськогосподарських культур, спрямовані на розробку нових показників, які здатні адекватно відбивати їх вимоги до умов зовнішнього середовища. До них можна віднести показники теплових ресурсів, які враховують добову ритміку температур.

Важливість оцінки теплових ресурсів роздільно для темної та світлої частин доби доведена результатами експериментальних досліджень Н.А. Агаджаняна, Ф. Вента, О.В.Заленського, А.А.Малишева, Т.В.Олейнікової та інших. Встановлено домінуючий вплив добових кліматичних ритмів на періодику фотосинтезу, біохімічних і

Таблиця 3.1 - Суми сумарної радіації на північних і південних схилах та рівному місці (МДж·м<sup>-2</sup>)  
за теплий період з  $T_c$  вище 10 °С в Україні

Макрорайон	Північний схил крутістю, °			Рівне місце	Південний схил крутістю, °		
	20	15	10		10	15	20
1. Крайній північний холодний	2236-2322	2279-2411	2366-2500	2600-2700	2704-2781	2717-2808	2730-2835
2. Північний, відносно холодний	2322-2494	2403-2595	2484-2697	2700-2900	2781-2987	2808-3016	2835-3045
3. Центральний прохолодний	2494-2697	2566-2759	2639-2821	2900-3100	3045-3255	3103-3317	3161-3379
4. Центральний, теплий	2542-2706	2682-2854	2821-3003	3100-3300	3255-3465	3317-3531	3379-3597
5. Південний теплий	2706-2870	2854-3045	3000-3220	3300-3500	3465-3675	3531-3728	3597-3780
6. Південний, дуже теплий	2870-3034	3045-3219	3220-3404	3500-3700	3675-3885	3728-3940	3780-3996
7. Південний, жаркий	2849-2926	3071-3173	3293-3420	3700-3800	3885-4118	4014-4168	4144-4218

біофізичних процесів та добової термоперіодичності у регулюванні росту багатьох сільськогосподарських культур. Виявлено, що більшість рослин краще розвивається та дає найбільшу продукцію за підвищених денних та низьких нічних температур повітря в означених оптимальних межах. Механізм термоперіодичної реакції рослин полягає в тому, що за підвищених денних температур вони інтенсивно асимілюють, а вночі, за зниженого рівня температур, витрати асимілятів значно скорочуються.

Оскільки південні схили отримують додаткове сонячне тепло, то період, за який на них буде накопичена така сума тепла, як на рівному місці, скорочується, а на північних схилах через недобір тепла, навпаки збільшується. Тому сума тепла, необхідна для вегетації сільськогосподарських культур, на південних схилах накопичується за менше число діб, ніж на рівному місці, що зумовлює прискорення вегетації. В табл. 3.2 наведено приклади розрахунків тривалості теплого періоду на різних експозиціях схилів для декількох станцій. Наочно видно, що діапазон можливої різниці тривалості теплого періоду між північними і південними схилами в північних широтах не перевищує 12 діб, в середніх – 19-24 доби, а в південних – 24-29 діб. Ці величини показують верхню межу мікрокліматичної різниці тривалості вегетаційного періоду на різних схилах, яка може змінюватися в залежності від інших факторів середовища та біологічних властивостей культурних рослин, але частіше вона значно менша. Разом з тим, дані фенологічних спостережень в різних формах рельєфу і на різних схилах підтверджують вище вказану закономірність. Наприклад, за даними Ф.Шнелле, хліба дозрівають на південних схилах на 14 діб раніше, ніж на північних тієї ж крутості. Ця ж закономірність спостерігається для дат цвітіння плодових культур. В більшості країн Європи та СНД цвітіння плодових на північних схилах відзначається на два тижні і більше пізніше, ніж на південних схилах.

Дослідження термічного режиму в горбистому та гірському рельєфі виконувалися у різних кліматичних регіонах СРСР, а також в зарубіжних країнах. Особлива роль належить О.І. Воєйкову, який вперше сформулював якісний закон мінливості основної характеристики добового ходу температури повітря – добової амплітуди температури повітря в різних формах рельєфу. В наступні роки проводилися експериментальні дослідження з метою добового ходу температури повітря в різних формах рельєфу з оцінкою його впливу на темпи розвитку сільськогосподарських культур, їх врожайність і хімічний склад.

З метою одержання кількісних характеристик мікроклімату горбистого і гірського рельєфу З.А. Міщенко в 60-80-ті роки виконала експериментальні дослідження в різних природних зонах. Нею встановлено, що в різних кліматичних поясах та зонах діють одні й ті ж фізичні фактори, які зумовлюють різницю добового ходу температури повітря в складному рельєфі. Основними із них є неоднакове надходження

сонячної радіації на різні форми рельєфу та на схили різної експозиції вдень, умови випромінювання вночі й своєрідний повітряний обмін між окремими близько розташованими ділянками. Важливе значення мають морфометричні показники рельєфу і площа повітрозбору холодного повітря.

Таблиця 3.2– Можлива мінливість тривалості теплого періоду на південних і північних схилах крутизною 10 ° під впливом сонячної радіації (доба)

Метеостанції	$N_{\text{тп}}$ на рівному місці	$\Delta N_{\text{тп}}$ на схилах	
		північних	південних
Архангельськ	87	+7	-5
Омськ	127	+12	-8
Київ	158	+15	-9
Ташкент	217	+17	-12
Владивосток	140	+14	-10

Примітка. Знак “плюс” визначає збільшення періоду, а знак “мінус” – скорочення періоду порівняно з рівним місцем.

За інших рівних умов, енергетичний механізм формування мікроклімату максимально проявляється в ясну та суху погоду із слабким вітром. На рис 3.2 зображено приклад добового ходу температури повітря на висоті 150 см в умовах горбистого рельєфу за різного типу погоди. За хмарної погоди добовий хід температури повітря згладжений і в різних місцезонах рельєфу мало відрізняється. Амплітуда температури на вершині схилу за першу добу становить 11 °С, а на підніжжі схилів, в умовах застоювання повітря вночі, досягає 19 °С.

Дослідження особливостей добового ходу температури повітря в складному рельєфі різних кліматичних районів дозволили встановити одну й ту ж закономірність. В ясну погоду із слабким вітром більш згладжена крива добового ходу температури повітря спостерігається на вершині пагорба або на верхній частині схилу, а стрімка – на підніжжі схилу та на дні долини (рис. 3.3). Розподіл температури повітря в різних умовах складного рельєфу значно змінюється впродовж доби як за величиною, так і за знаком. В денні години найтеплішими є дно долини і підвітряні південно - східні, південні і південно – західні схили (ПдСх, Пд, ПдЗх), а найхолоднішими – вершини і верхні частини навітряних схилів, навіть за наявності південної складової в їх експозиції. В нічні години найтеплішими стають вершини пагорбів і верхня третина схилів, а найхолоднішими – дно долин і підніжжя схилів. Тобто денне прогрівання та нічне вихолоджування повітря буде максимальним для увігнутих форм рельєфу. Треба відзначити, що співвідношення кривих добового ходу температури повітря за елементами рельєфу може значно змінюватися за



умови адвекції холоду, коли впродовж ночі найхолоднішими будуть опуклі форми рельєфу, а найтеплішими – увігнуті.

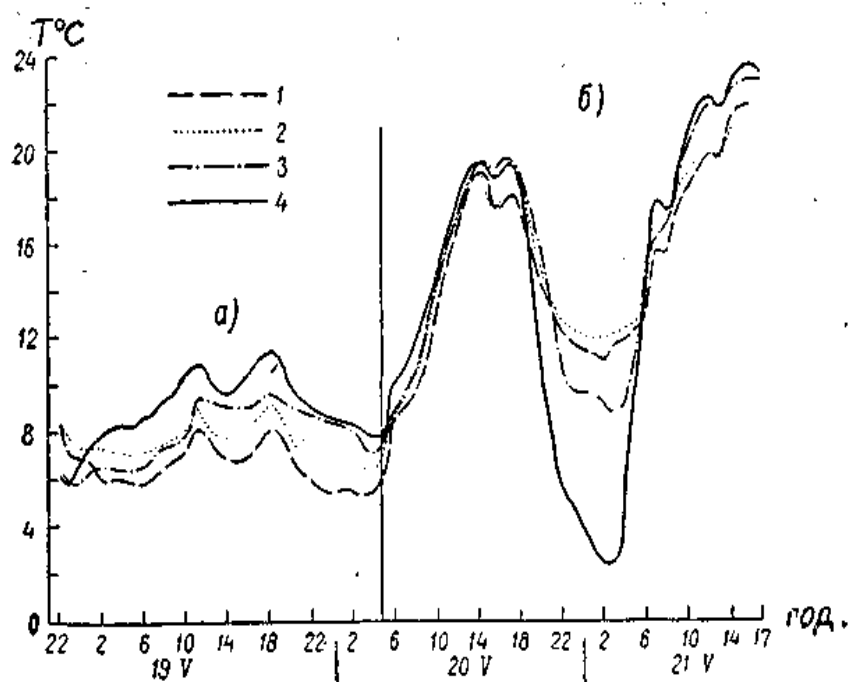


Рисунок 3.2 – Добовий хід температури повітря за циклонічного (а) і антициклонічного (б) типів погоди. Цуріковка, 1956.  
1 – вершина, 2 – верхня третина південно – західного схилу, 3 – середина південно – західного схилу, 4 – підніжжя схилу.

В горбистому і низькогірському рельєфі термічна різниця, яка спостерігається в денні та нічні години, за абсолютною величиною нерівнозначна. В денні години, навіть за ясного неба, різниця температури повітря на висоті 150 см від поверхні ґрунту в різних місцезположеннях рельєфу незначна і коливається в межах 1,5-2,5 °C. Найбільша різниця термічного режиму різних форм рельєфу буває вночі за ясного неба, коли охолоджене повітря, яке утворилося на опуклих формах рельєфу, як більш важке, стікає вниз по схилу і накопичується в пониженні рельєфу, утворюючи так звані "озера холоду" значної потужності. Умови стоку холодного повітря вздовж, які спричиняють утворення глибоких температурних інверсій в пониженнях рельєфу, є однією з основних причин значної різниці мінімальних температур на опуклих та увігнутих формах рельєфу.

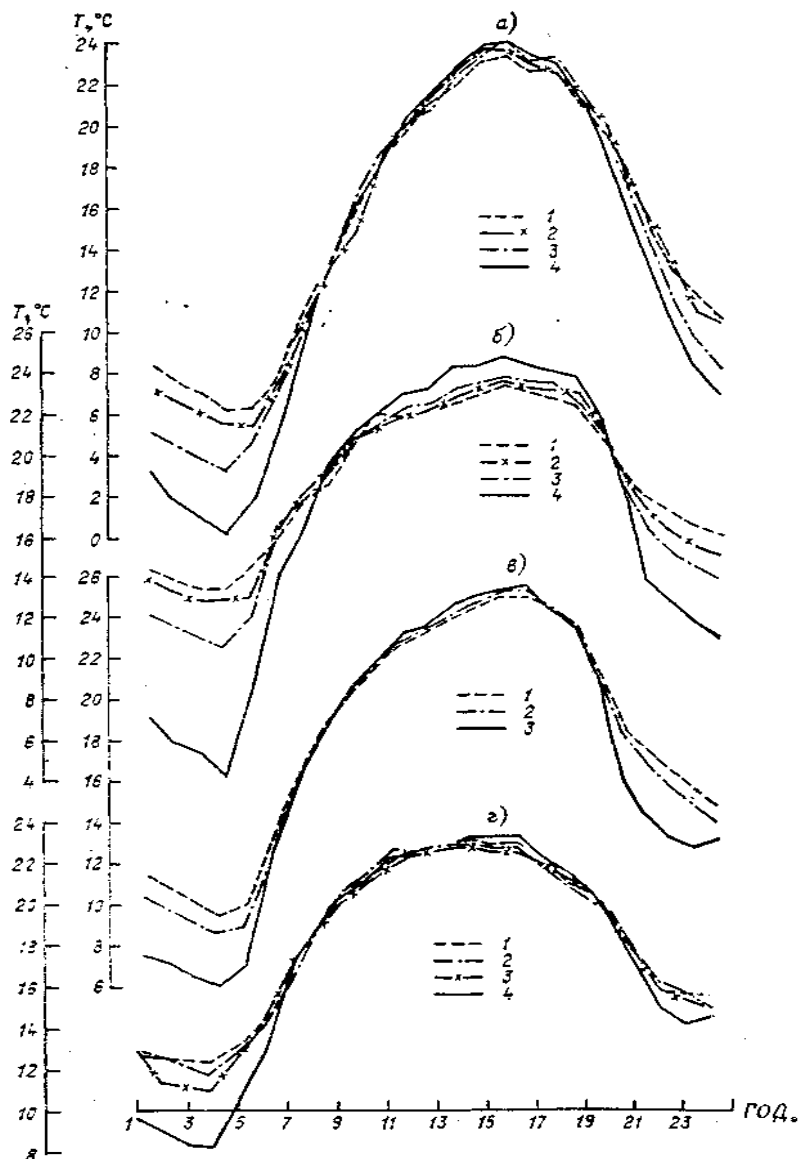


Рисунок 3.3 – Добовий хід температури повітря ( $^{\circ}\text{C}$ ) в горбистому рельєфі (ясно, сухо, слабкий вітер). а) – Забайкалля (Верхній Нарим): 1) – верхня частина західного схилу, 2 – середина західного схилу, 3 – середина південного схилу, 4 – дно долини; б) – Казахський Дрібносопковик (с.Цуріковка): 1 – вершина, 2 – верхня частина південно – західного схилу, 3 – середина південно – західного схилу, 4 – підніжжя схилу; в) – Українська СРСР (Хмельник): 1 – вершина, 2 – середина південного схилу, 3 – підніжжя схилу; г) – Новгородська область (с. Яжелбиці): 1 – вершина, 2 – верхня частина південного схилу, 3 – середина північного схилу, 4 – дно долини.

Відповідно до особливості розподілу температури повітря вдень та вночі змінюється і добова амплітуда температури повітря  $A_T$  (вона розраховується як різниця між максимальною і мінімальною температурою за добу). Наприклад, в помірному кліматі (Яжелбиці)  $A_T$  на дні широкої долини дорівнює 15-16  $^{\circ}\text{C}$ , а на брівці долини - тільки 10-11  $^{\circ}\text{C}$  (рис. 3.4). В

більш континентальному кліматі Казахського Дрібносопковика (Цуріковка)  $A_T$  на підніжжі схилу становить 23-24 °С, а на вершині відкритої пагорба - не перевищує 10-11 °С. В низькогірському рельєфі Забайкалля (Верхній Нарим) спостерігаються найбільші добові амплітуди температури повітря, але їх мікрокліматична різниця зменшується і на дні замкненої долини  $A_T$  становить 24-25 °С, а в верхній частині західного схилу – 16-17 °С.

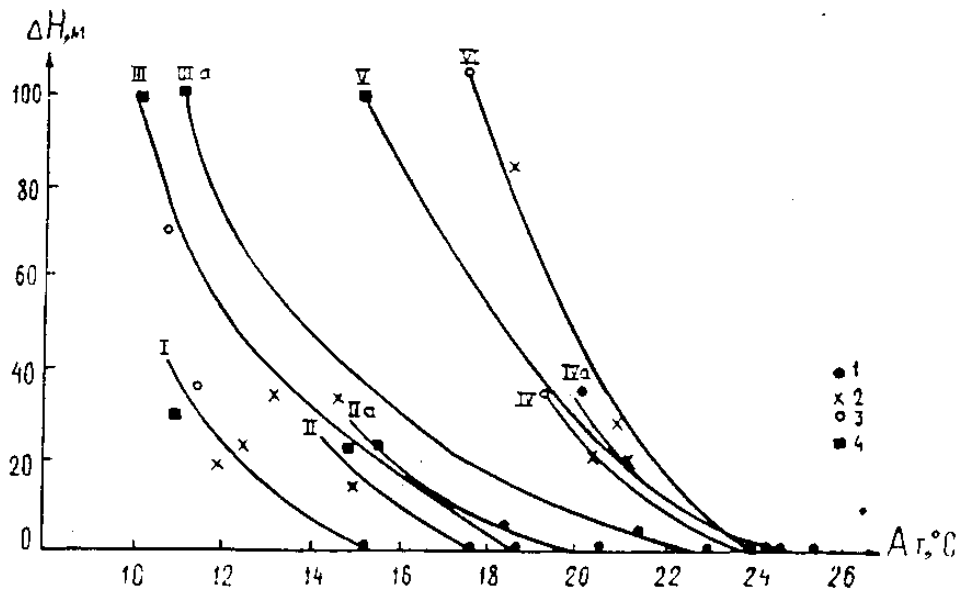


Рисунок 3.4 – Залежність між добовою амплітудою температури повітря ( $A_T$ ) і відносною різницею висот ( $\Delta H$ ) по елементах рельєфу в ясну та напівясну добу. I – Яжелбиці, II і IIa – Кумени; III і IIIa – Цуріковка; IV і IVa – Хомутово; V – Сретенське; VI – Верхній Нарим. 1 – підніжжя схилу, дно долини, 2 – середина схилу, 3 – верхня частина схилу, 4 – вершина

Середньодобова температура повітря ( $T_c$ ), яка використовується в агрокліматології для оцінки теплових ресурсів території і теплозабезпеченості культурних рослин характеризується незначною мінливістю під впливом елементів рельєфу. Навіть в ясну погоду із слабким вітром мікрокліматична різниця  $T_c$  по елементам рельєфу не перевищує 1,5-1,0 °С. Більш перспективними для цієї мети є середньоденна ( $T_{дн}$ ) і середньонічна ( $T_n$ ) температури повітря. Біокліматичне обґрунтування і методи розрахунку  $T_{дн}$ ,  $T_n$  викладені в опублікованих роботах Міщенко З.А.

Встановлено залежність між  $T_c$  і  $T_{дн}$ ,  $T_c$  і  $T_n$  по елементах рельєфу (табл.3.3), де наочно видно, що за однієї середньодобової температури повітря спостерігаються різні денні і, особливо, нічні температури на опуклих й увігнутих формах рельєфу. Різниця між  $T_{дн}$  і  $T_n$  в ясну і

напівясну погоду складала в с.Яжелбиці на вершині 1,5 °С, на дні долини – 2,5 °С. В континентальному кліматі з низькогірським рельєфом (с.Верхній Нарим) ця ж різниця зростає і становить на верхній частині схилу 2-3 °С, а на дні замкненої долини - 3,5-4,0 °С. На вершинах і верхніх частинах схилів різниця між  $T_c$  і  $T_n$  коливається, в залежності від рівня середньодобової температури і в межах 3,5-5,0 °С, а на дні долини і на підніжжі схилів вона збільшується до 6-8 °С.

Таблиця 3.3 – Розподіл  $T_{дн}$ ,  $T_n$  по елементах рельєфу в залежності від рівня  $T_c$  в ясну і напівясну погоду

$T_c$	$T_{дн}$		$T_n$	
усі форми рельєфу	вершина, верхня частина схилу	підніжжя схилу, дно долини	вершина, верхня частина схилу	підніжжя схилу, дно долини
Новгородська область (с. Яжелбиці)				
14	15,7	16,2	9,6	7,7
16	17,7	18,4	10,8	8,8
18	19,7	20,5	14,1	11,9
20	20,6	22,6	16,4	14,0
Кокчетавська область (с. Цуріковка)				
14	15,2	16,3	10,0	6,6
16	17,3	18,4	12,1	8,6
18	19,4	20,7	14,1	10,6
20	21,6	22,0	16,3	12,5
22	23,6	25,2	18,3	14,4
Читинська область (с. Верхній Нарим)				
10	11,1	12,1	5,5	3,1
12	12,9	14,0	7,6	5,0
14	14,7	15,9	9,6	7,0
16	18,3	19,8	11,7	9,0
18	20,2	21,9	13,8	11,0

Добова амплітуда температури повітря  $A_t$  відзначається найбільшою чутливістю до мікроклімату. Максимальна різниця добової амплітуди температури повітря між опуклими й увігнутими формами рельєфу спостерігається в ясну погоду із слабким вітром і коливається в межах 4-12 °С в залежності від кліматичних та фізико – географічних особливостей місця спостережень, а також від відносного перевищення висоти місцевості ( $\Delta H$ , м). В різних кліматичних регіонах із складним рельєфом  $A_t$  зростає із збільшенням  $\Delta H$  між дном і брівкою долини або

між підніжжям і вершиною схилу. Найбільше вона змінюється в перші 30-50 м над дном долини, далі відзначається повільніша зміна.

Для агрокліматичної оцінки термічного режиму і теплових ресурсів територій з урахуванням термоперіодизму культурних рослин З.А.Міщенко запропонувала нові показники термічного режиму дня та ночі і методи їх розрахунку. До числа таких показників відносяться: середньоденна та середньонічна температура повітря ( $T_{\text{дн}}$ ,  $T_{\text{н}}$ ), різниця цих температур ( $T_{\text{дн}} - T_{\text{н}}$ ), їх суми ( $\sum T_{\text{дн}}$ ,  $\sum T_{\text{н}}$ ); тривалість теплового періоду, яку визначають за датами переходу  $T_{\text{дн}}$ ,  $T_{\text{н}}$  через 5, 10, 15 °С навесні та восени; добова амплітуда температури повітря та її сума ( $A_T$ ,  $\sum A_T$ ); тривалість теплового періоду з  $T_{\text{дн}}$  вище 10 і 15 °С ( $N_{\text{дн}}$ ). Перевага запропонованих показників теплових ресурсів над традиційними полягає в тому, що в них враховується динаміка дня та ночі, а також вплив добового ходу температури на різноманітні об'єкти природи. Ці показники біологічно більш точно характеризують зв'язок темпів розвитку рослин і їх продуктивність з термічними факторами. Вони відрізняються високою чутливістю до мікроклімату та ступеня континентальності клімату. Тому за їх допомогою можна виконати детальну оцінку ресурсів тепла на обмеженій території із складним рельєфом, значною пістрівістю ґрунтів і різноманітністю рослинних спільнот.

Стосовно до території СНД Міщенко З.А. виконала дослідження і виявили географічні закономірності розподілу величин нових показників термічного режиму і теплових ресурсів та склала серію агрокліматичних карт теплових ресурсів. А. М. Польовий у динамічній моделі "Погода - врожай" поряд із середньодобовою температурою повітря у блоці фотосинтезу використовував середньоденну температуру. Для розрахунку врожайності картоплі стосовно до території Забайкалля у регресійних рівняннях введені значення середніх нічних температур та добової амплітуди температур повітря.

Для території України перші дослідження теплових ресурсів з урахуванням добової ритміки температур проводив М.І.Щербань. В 70-і роки він склав схематичні карти розподілу  $\sum T_{\text{дн}}$ ,  $\sum T_{\text{н}}$  за теплий період в дрібному масштабі. Але результати дослідження не були пов'язані ні з теплозабезпеченістю сільськогосподарських культур, ні з їх продуктивністю.

У відомих довідниках по клімату та агрокліматичних ресурсах, агрокліматичних атласах відсутні дані місячних значень денних та нічних температур ( $T_{\text{дн}}$ ,  $T_{\text{н}}$ ). З.А. Міщенко розробили прямий і опосередкований методи їх розрахунку за матеріалами спостережень існуючої мережі гідрометеорологічних станцій.

Прямий метод розрахунку полягає в безпосередньому використанні багаторічних даних за добовим ходом температури повітря і підрахунку середніх значень температури повітря із погодинних окремо за періоди від

сходу і до заходу сонця та від заходу до сходу сонця – відповідно  $T_{\text{дн}}$  і  $T_{\text{н}}$ . Цей метод досить трудомісткий і обмежений у використанні, оскільки необхідно мати банк даних за добовим ходом температур. Тому більшого застосування набув опосередкований метод, який базується на тісному зв'язку між денними і максимальними та нічними і мінімальними температурами повітря. Вона одержала рівняння регресії (табл.3.4), за якими можна виконати розрахунки значень  $T_{\text{дн}}$  і  $T_{\text{н}}$  в розрізі окремих місяців теплого періоду (з квітня по жовтень) для території минулого СРСР.

Таблиця 3.4 - Статистичні параметри рівняння зв'язку між  $T_{\text{дн}}$  і  $T_{\text{макс}}$  (а) та  $T_{\text{н}}$  і  $T_{\text{мін}}$  (б) (за Міщенко З.А.)

Місяць	R	$\epsilon_R$	$\sigma_{\text{д}}$	$\sigma_{\text{макс}}$	$T_{\text{д}} = a T_{\text{макс}} + b$	$S_y$
Квітень	0,98	0,002	6,6	6,7	$T_{\text{д}} = 0,96 T_{\text{макс}} - 3,5$	$\pm 3,7$
Травень	0,99	0,001	6,6	7,0	$T_{\text{д}} = 0,93 T_{\text{макс}} - 3,1$	$\pm 2,8$
Червень	0,98	0,002	5,4	5,8	$T_{\text{д}} = 0,91 T_{\text{макс}} - 2,5$	$\pm 3,2$
Липень	0,97	0,003	5,1	5,4	$T_{\text{д}} = 0,91 T_{\text{макс}} - 2,2$	$\pm 3,6$
Серпень	0,99	0,001	5,3	5,4	$T_{\text{д}} = 0,97 T_{\text{макс}} - 3,2$	$\pm 2,2$
Вересень	0,98	0,002	5,5	6,0	$T_{\text{д}} = 0,90 T_{\text{макс}} - 2,0$	$\pm 3,1$
Жовтень	0,99	0,001	7,2	7,5	$T_{\text{д}} = 0,95 T_{\text{макс}} - 2,7$	$\pm 3,0$

б)

Місяць	R	$\epsilon_R$	$\sigma_{\text{н}}$	$\sigma_{\text{мін}}$	$T_{\text{н}} = a T_{\text{мін}} + b$	$S_y$
Квітень	0,99	0,001	6,5	7,0	$T_{\text{н}} = 0,91 T_{\text{мін}} + 3,0$	$\pm 0,9$
Травень	0,98	0,002	5,8	5,7	$T_{\text{н}} = 0,98 T_{\text{мін}} + 3,1$	$\pm 1,2$
Червень	0,96	0,004	4,7	4,4	$T_{\text{н}} = 1,03 T_{\text{мін}} + 2,4$	$\pm 1,3$
Липень	0,96	0,004	4,0	4,0	$T_{\text{н}} = 0,96 T_{\text{мін}} + 3,2$	$\pm 1,1$
Серпень	0,97	0,003	4,6	4,3	$T_{\text{н}} = 1,04 T_{\text{мін}} + 2,0$	$\pm 1,1$
Вересень	0,97	0,003	5,0	4,8	$T_{\text{н}} = 1,01 T_{\text{мін}} + 2,7$	$\pm 1,2$
Жовтень	0,99	0,001	6,8	6,7	$T_{\text{н}} = 1,01 T_{\text{мін}} + 2,6$	$\pm 0,8$

Середня похибка рівнянь регресії, яка розраховується, відповідно складає  $\pm (0,7-1,2)$  і  $\pm (0,6-1,3)$ , що є цілком допустимим.

Надалі Г.В.Ляшенко за даними 242 метеорологічних станцій і постів уточнила рівняння регресії для України і за стандартною методикою виконала розрахунки сум денних і нічних температур за теплий період (за період від дат їх переходу через 10 °C весною і восени).

На території України більше ніж 60% від загальної площі сільськогосподарських угідь займає пагорбистий, горбистий та гірський типи рельєфу. Встановлено, що суми денних та нічних температур повітря вище 10 °С відзначаються високою чутливістю до мікроклімату, тобто до неоднорідностей діяльної поверхні (форми рельєфу, види рослинних спільнот, близькість та розміри водойм та ін.). Тому вони перспективні для регіональної оцінки та районування теплових ресурсів на обмежених територіях (адміністративна область, район, окреме господарство) з метою оптимізації розміщення однорічних та багаторічних культур.

За результатами узагальнення матеріалів мікрокліматичних спостережень, що виконувалися в різних регіонах СНД, було визначено механізм формування значних термічних різниць вдень та вночі в різних формах пагорбкуватого, горбистого і гірського рельєфу. Цей механізм пов'язаний з особливостями надходження сонячної радіації в розчленованому рельєфі, своєрідним повітряним обміном, умовами підтоку та стоку холодного повітря вночі, а також площею повітрозбору. В гірському рельєфі окрім вказаних вище факторів чітко виявляється вплив абсолютної висоти над рівнем моря.

В денні години найбільш теплими виявляються дена долин та підвітряні південно-східні, південні та південно-західні схили, а найбільш холодними - відкриті вершини, вододільні плато та верхні частини крутих навітрених схилів. В нічні години найбільш теплими виявляються вершини горбів та вододільні плато й верхні частини схилів, а найбільш холодними - дена долин, підніжжя схилів та улоговини. Внаслідок цього, денне нагрівання повітря та його нічне вихолоджування є мінімальним для опуклих форм рельєфу і максимальним - для увігнутих.

За механізмом формування мікрокліматичних інверсій температури виділено декілька груп місцеположень в мікрорельєфі:

- 1) верховини, вододільні плато, верхні частини схилів;
- 2) середні частини схилів різної експозиції та крутості, дена долин з великою крутістю (більш ніж 8-12°) вздовж осі;
- 3) фонові місцеположення, які характеризують умови відкритого рівного місця з відносно добрим обміном повітря вдень та вночі (рівнинні землі, середні частини пологих схилів крутістю до 5°, передгірські широкі долини (до 10 км у поперечнику); підніжжя схилів усіх експозицій, дена та нижні частини широких долин (до 2-4 км у поперечнику);
- 4) дена та нижні частини вузьких (шириною менш ніж 1 км в поперечнику) замкнених долин, улоговини.

Ці фактори покладені в основу районування мікрокліматичних параметрів теплових ресурсів дня та ночі ( $\Delta \Sigma T_{\text{дн}}$ ,  $\Delta \Sigma T_{\text{н}}$ ). Відповідно до геоморфологічного районування території СНД за основними

характеристиками ерозії (розчленування рельєфу по вертикалі), розглянуті мезорайони з різним типом рельєфу:

- рівнинний;
- слабопагорбкуватий;
- пагорбистий ( $\Delta H < 50\text{м}$ , схили  $3-6^0$ ),
- горбистий ( $\Delta H \approx 50-150\text{м}$ , схили  $6-10^0$ ),
- гірський, який поділяється на низькогірський ( $\Delta H \approx 160-220\text{ м}$ , схили  $12-16^0$ ), середньогірський ( $\Delta H \approx 220-300\text{ м}$ , схили  $16-20^0$ ), високогірський ( $\Delta H > 300-400\text{ м}$ , схили  $16-20^0$  та більш).

З.А. Міщенко розробила універсальну розрахункову схему мезо- та мікрокліматичної мінливості показників теплового режиму дня та ночі ( $T_{\text{дн}}$ ,  $T_{\text{н}}$ ,  $\Sigma T_{\text{дн}}$ ,  $\Sigma T_{\text{н}}$ ,  $A_{\text{т}}$ ) в горбистому та гірському рельєфі для території СНД в залежності від базисів ерозії ( $\Delta H_{\text{м}}$ ) та ступеня континентальності клімату.

Надалі, на основі аналізу геоморфологічної карти вертикального розчленування території України, Г.В.Ляшенко уточнила цю схему мікрокліматичних параметрів термічного режиму і теплових ресурсів дня та ночі для різних типів рельєфу і місцеположень для території України (табл.3.5).

Завдання полягає у визначенні для будь-якої території мікрокліматичних параметрів теплових ресурсів та теплозабезпеченості рослин ( $\Delta \Sigma T_{\text{дн}}'$  і  $\Delta \Sigma T_{\text{н}}'$ ) в типовому мікрорельєфі. Ці параметри являють собою відхилення  $\Sigma T_{\text{дн}}'$ ,  $\Sigma T_{\text{н}}'$  для певних місцеположень в рельєфі від  $\Sigma \bar{T}_{\text{д}}$  та  $\Sigma \bar{T}_{\text{н}}$  для відкритого рівного місця, тобто різницю ( $\Sigma T_{\text{дн}}' - \Sigma T_{\text{дн}}$ ) і ( $\Sigma T_{\text{н}}' - \Sigma T_{\text{н}}$ ). Розрахунок теплових ресурсів дня та ночі ( $\Sigma T_{\text{дн}}'$ ,  $\Sigma T_{\text{н}}'$ ) в різних місцеположеннях рельєфу виконується за відомими формулами:

$$\Sigma T_{\text{дн}}' = \Sigma \bar{T}_{\text{дн}} \pm \Delta \Sigma T_{\text{дн}}', \quad (3.12)$$

$$\Sigma T_{\text{н}}' = \Sigma \bar{T}_{\text{н}} \pm \Delta \Sigma T_{\text{н}}', \quad (3.13)$$

- де  $\Sigma \bar{T}_{\text{дн}}$ ,  $\Sigma \bar{T}_{\text{н}}$  - середні багаторічні значення сум температур повітря, розраховані за період з  $T_{\text{дн}}$  і  $T_{\text{н}}$  вище  $10^0\text{C}$  для умов відкритого рівного місця, тобто для рівнинних земель,  $^0\text{C}$ ;
- $\Delta \Sigma T_{\text{дн}}'$  та  $\Delta \Sigma T_{\text{н}}'$  – мікрокліматичні параметри,  $^0\text{C}$ .

Середні багаторічні значення сум температур повітря, розраховані за період з  $T_{\text{дн}}$  і  $T_{\text{н}}$  вище  $10^0\text{C}$  для умов відкритого рівного місця, тобто для рівнинних земель, можна зняти для конкретного



Таблиця 3.5 - Параметри мезо-і мікрокліматичної мінливості теплових ресурсів дня та ночі  
( $\Delta \Sigma T_{\text{дн}}$ ,  $\Delta \Sigma T_{\text{н}}$ ,  $^{\circ}\text{C}$ ) в пагорбкуватому, горбистому та гірському рельєфі України

№ п/п	Мезорайони по базисах ерозії ( $\Delta H$ м) та крутості схилів	Пара- метри	Мікрорельєф				
			верховина, верхня частина схилу	середина схилу	широка долина, підніжжя схилу	замкнена долина, улоговина	верховина- улоговина
1	Пагорбистий рельєф, ( $\Delta H \leq 50$ м, крутість схилів $3-6^{\circ}\text{C}$ )	$\Delta \Sigma T_{\text{дн}}$ , $\Delta \Sigma T_{\text{н}}$	-50, 100	$\leq \pm 50$ $> 50$	$> 50$ -100	50 -100	100-150 200-300
2	Пагорбистий рельєф ( $\Delta H 50 - 100$ м, крутість схилів $6-8^{\circ}\text{C}$ )	$\Delta \Sigma T_{\text{дн}}$ , $\Delta \Sigma T_{\text{н}}$	-100 150	50 50-100	50-100 -100,-150	50-100 -100,-150	150-200 250-350
3	Горбистий рельєф ( $\Delta H 100-150$ м, крутість схилів $8-12^{\circ}$ )	$\Delta \Sigma T_{\text{дн}}$ , $\Delta \Sigma T_{\text{н}}$	$\geq -100$ 150-200	$> \pm 50$ 50-100	50-100 -100,-150	100-150 -150,-200	200-250 300-400
4	Низькогірський рельєф ( $\Delta H \approx 150-200$ м, крутість схилів $12 - 16^{\circ}$ ).	$\Delta \Sigma T_{\text{дн}}$ , $\Delta \Sigma T_{\text{н}}$	-100,-150 200-250	$\pm 50, \pm 100$ 100-150	100-150 -150,-200	$> 150$ -200,-250	250-300 400-500
5	Середньогірський рельєф ( $\Delta H \approx 200 - 500$ м, крутість схилів $16 - 20^{\circ}$ ).	$\Delta \Sigma T_{\text{дн}}$ , $\Delta \Sigma T_{\text{н}}$	$\geq -150$ 250-300	$\pm 100, \pm 150$ 150-200	$\geq 150$ -200,-250	150,-200 -250,-300	300-350 500-600
6	Гори Східних Карпат і Криму ( $\Delta H > 500$ м, крутість схилів $20 - 30^{\circ}$ )	$\Delta \Sigma T_{\text{дн}}$ , $\Delta \Sigma T_{\text{н}}$	-150,-200 300-350	$\geq \pm 150$ $\geq 200$	150-200 -250,-300	200-250 -300,-350	350-450 600-700

Примітка: Знак "плюс" означає збільшення, знак "мінус" - зменшення  $\Sigma T_{\text{дн}}$ ,  $\Sigma T_{\text{н}}$  у порівнянні з відкритим рівним місцем

у горбистому рельєфі або зі схилом в гірському рельєфі.

пункту з фонових карт розподілу  $\Sigma T_{\text{дн}}$ ,  $\Sigma T_{\text{н}}$  на території України або розрахувати за відомою методикою для найближчої до господарства метеорологічної станції, за умови її репрезентативності ( відкрите рівне місце, середина похилого схилу, широка долина).

Абсолютні значення  $\Sigma T_{\text{дн}}'$ ,  $\Sigma T_{\text{н}}'$  для конкретних місцеположень, наприклад, для верховини або замкненої долини, визначаються шляхом складання або віднімання відповідних мікрокліматичних параметрів ( $\Delta \Sigma T_{\text{дн}}'$ ,  $\Delta \Sigma T_{\text{н}}'$ ) і  $\Sigma T_{\text{дн}}$ ,  $\Sigma T_{\text{н}}$  для рівного місця. Але завжди цим розрахункам передують визначення типу рельєфу, який характеризує дану місцевість. Оскільки вдень виявляється вплив експозиції схилів, для верхніх та середніх частин схилів з південною складовою  $\Sigma T_{\text{дн}}'$  повинна збільшуватись, а для цих же схилів з північною складовою - зменшуватися. При розрахунку  $\Sigma T_{\text{н}}'$  в різних місцеположеннях треба враховувати, що для опуклих форм рельєфу мікрокліматичний параметр додається до фонові величини  $\Sigma T_{\text{н}}$ , яка характеризує рівне місце, а для увігнутих форм рельєфу – віднімається.

Для території України для виділених макрорайонів на основі детального геоморфологічного аналізу карти вертикального розчленування рельєфу в масштабі 1:2500000 були визначені домінуючі типи рельєфу, для яких виконані розрахунки сум денних та нічних температур повітря для основних місцеположень: вододільних плато, верховин, верхніх, середніх та нижніх частин схилів, ден долин і улоговин (табл. 3.6 і 3.7). Виявлено, що мікрокліматична мінливість сум денних та сум нічних температур повітря зростає у 1,5-2,0 рази в залежності від ступеня континентальності клімату та в 3-4 рази – від базису ерозії (вертикального розчленування рельєфу) в напрямку з північного заходу на південь та південний схід. Ці різниці параметрів ( $\Delta \Sigma T_{\text{дн}}'$ ,  $\Delta \Sigma T_{\text{н}}'$ ) на більшій частині України навіть перевищують зональну мінливість  $\Sigma T_{\text{дн}}$  та  $\Sigma T_{\text{н}}$ . Треба відзначити, що мікрокліматична різниця сум нічних температур повітря в 1,5 - 2 рази більша, ніж аналогічна різниця сум денних температур повітря.

В горбистому та гірському рельєфі при переважаючих різницях висот місцевості  $\Delta H \approx 50-150$  м,  $\Delta H \approx 200-500$  та до  $\Delta H > 500$  м відкриті верховини, вододільні плато, а також верхні частини схилів вдень за рахунок посилення вітрового потоку та турбулентного перемішування повітряних мас можуть бути на 50-100 °С та до 150-200 °С холодніші, а замкнені вузькі долини та улоговини з погіршеним повітрообміном - на 100-150 та 250-350 °С тепліші за відкрите рівне місце. Вночі співвідношення ресурсів тепла за елементами рельєфу змінюється на зворотне. Саме верховина та верхні частини схилів виявляються на 100-200 та до 250-350 °С теплішими, а вузькі замкнені долини та улоговини на 100-200 і до 300-350 °С холоднішими, ніж відкриті рівні місця. Діапазон мікрокліматичної різниці ресурсів тепла ( $\Delta \Sigma T_{\text{дн}}'$ ,  $\Delta \Sigma T_{\text{н}}'$ ) за формами

Таблиця 3.6- Мікрокліматична мінливість теплових ресурсів дня в Україні

Номер макро-району	Відносне перевищення висот, м	Сума денних температур, °С				
		рівне місце	вершина схилу	середина схилу	низ схилу	дно долини
1	< 150	<2600	< 2450	2500-2700	2700-2750	< 2750
	150-200		< 2450	2450-2750	2700-2750	2750-2800
	200-500		<2400	2450-2750	2750-2800	2800-2850
2	< 50	2600-2800	2550-2750	2650-2850	2650-2850	2650-2850
	50-100		2500-2700	2650-2850	2700-2900	2700-2900
	100-150		2500-2700	2650-2850	2700-2900	2750-2950
	150-200		2450-2650	2500-2900	2750-2850	2750-2950-
	200-500		2450-2650	2450-2950	2750-2850	2800-3000
3	< 50	2800-3000	2750-2950	2850-3050	2850-3050	2850-3050
	50-100		2700-2900	2850-3050	2900-3100	2900-3100
	100-150		2700-2900	2850-3050	2900-3100	2950-3150
4	< 50	3000-3200	2950-3150	3050-3250	3050-3250	3050-3250
	50-100		2900-3100	3050-3250	3100-3300	3100-3300
5	<50	3200-3400	3150-3350	3250-3450	3250-3450	3250-3450
	50-100		3100-3300	3250-3450	3300-3500	3300-3500
6	<50	3400-3600	3350-3550	3450-3600	3450-3650	3450-3650
	50-100		3300-3500	3450-3600	3500-3700	3500-3700

Продовж.табл.3.6

1	2	3	4	5	6	7
7	<50	3600-3800	3550-3750	3550-3850	3650-3850	3650-3850
	50-100		3500-3700	3550-3850	3700-3900	3700-3900
	100-150		3500-3700	3550-3850	3700-3900	3750-3950
8	150-200	3800-4000	3650-3850	3700-4100	3950-4150	3950-4150
	200-500		3650-3850	3650-4150	3950-4150	4000-4200
9	<50	>4000	>3950	3950-4050	>4050	>4050

Таблиця 3.7- Мікрокліматичнамінливість теплових ресурсів ночі в Україні

Номер макро-района	Відносне перевищення висот, м	Сума нічних температур, °С				
		рівне місце	вершина схилу	середина схилу	низ схилу	дена долини
1	2	3	4	5	6	7
1	< 50	<1800	< 1900	<1850	<1700	<1700
	50-100		< 1950	<1900	<1650	<1650
2	< 50	1800-2000	1900-2100	1850-1950	1700-1900	1700-1900
	50-100		1950-2150	1900-2100	1650-1850	1650-1850
	100-150		2000-2200	1900-2100	1650-1850	1600-1800
	150-200		2050-2250	1950-2150	1600-1800	1550-1750
	200-500		2100-2300	2000-2200	1550-1750	1500-1700
	>500		2150-2350	2000-2200	1500-1700	1450-1650

Продовж. табл.3.7

3	< 50	2000- 2200	2100- 2300	2050- 2250	1900- 2100	1900- 2100
	50-100		2150- 2350	2100- 2300	1850- 2050	1850- 2050
	100- 150		2200- 2400	2100- 2300	1850- 2050	1800- 2000
	150- 200		2250- 2400	2150- 2350	1800- 2000	1750- 1950
	200- 500		2300- 2500	2200- 2400	1750- 1950	1700- 1900
	>500		2350- 2500	2200- 2400	1700- 1900	1650- 1850
4	< 50	2200- 2400	2300- 2500	2250- 2450	2100- 2300	2100- 2300
	50-100		2350- 2550	2300- 2500	2050- 2250	2050- 2250
	100- 150		2400- 2600	2300- 2500	2050- 2250	2000- 2200
	150- 200		2450- 2650	2350- 2550	2000- 2200	1950- 2150
	200- 500		2500- 2700	2400- 2600	1950- 2150	1900- 2100
5	<50	2400- 2600	2500- 2700	2450- 2650	2300- 2500	2300- 2500
	50-100		2550- 2750	2500- 2700	2250- 2450	2250- 2450
6	<50	2600- 2800	2700- 2800	2650- 2850	2500- 2700	2500- 2700
	50-100		2800- 3000	2700- 2900	2450- 2650	2400- 2600
	100- 150		2850- 3050	2750- 2950	2400- 2600	2350- 2550
	150- 200		2900- 3100	2800- 3000	2350- 2550	2300- 2500
	200- 500		2950- 3150	2800- 3000	2300- 2500	2250- 2450
7	<50	>2800	2900	>2850	>2700	>2700

рельєфу становить вдень 100-200 і до 350-450 °С, а вночі – від 200-350 до 600-700 °С.

Максимальна різниця між сумами денних і нічних температур спостерігається на увігнутих формах рельєфу (денна долин, улоговини), а найменша – на опуклих формах (вододільне плато, верховина). При цьому, спостерігається збільшення діапазону мікрокліматичної мінливості сум денних і нічних температур із збільшенням глибини вертикального розчленування рельєфу (рис. 3.5). Так, наприклад, різниця сум денних і нічних температур для двох типів рельєфу – пагорбкуватого і горбистого – на верхній частині схилів складає 800 і 400 °С, а в нижній частині схилів і на денах долин – 1600 і 2200 °С.

В табл.3.8 показано приклад розрахункових даних мінливості ресурсів тепла в межах окремого господарства з горбистим рельєфом, відзначається наявність таких місцеположень як вододільні плато, верхні, середні і нижні частини схилів різної експозиції і крутості та дена долин і вологі низини.

$\Sigma T_{\text{дн}}, \Sigma T_{\text{н}}, ^\circ\text{C}$

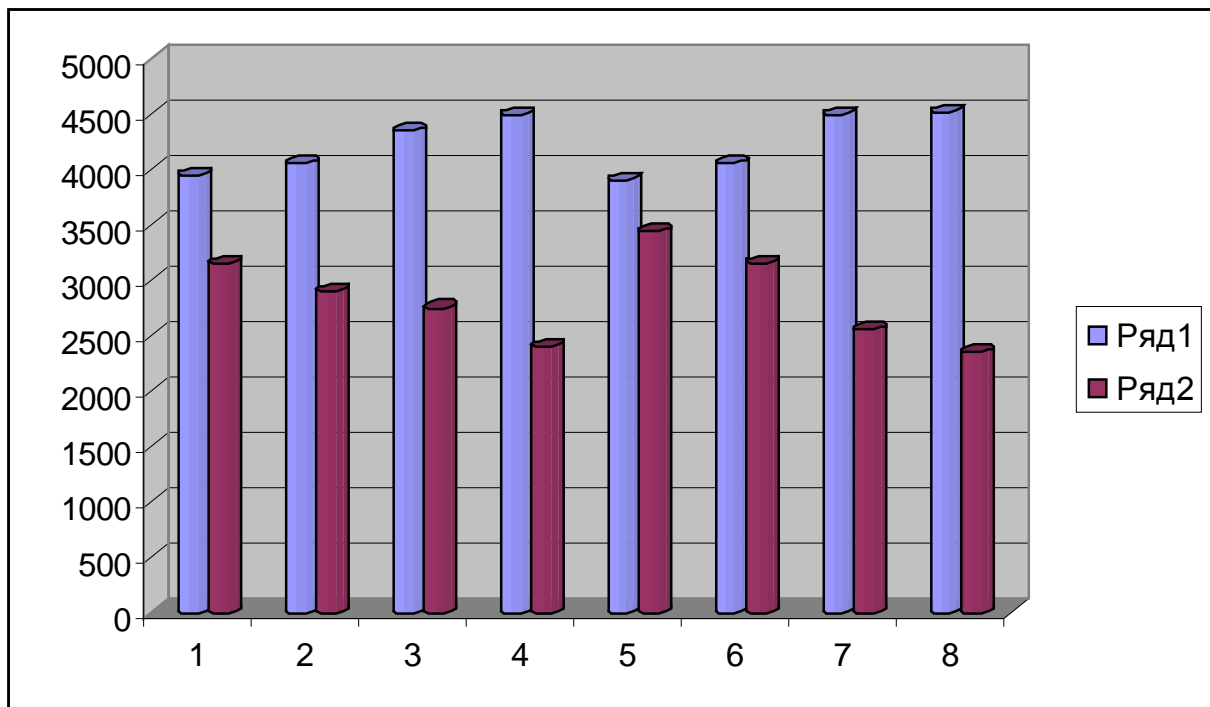


Рисунок 3.5. Мікрокліматична мінливість показників теплових ресурсів в Україні. Ряд 1 -  $\Sigma T_{\text{дн}}$ , ряд 2 -  $\Sigma T_{\text{н}}$ ; 1- 4 – пагорбистий тип рельєфу, 5- 8 горбистий тип рельєфу; 1, 5 – верхня частина схилу, 2, 6 – середня частина схилу, 3, 7 – нижня частина схилу, 4, 8 – дена долин.

Таблиця 4.8 – Мікрокліматична оцінка теплових ресурсів в різних місцезположеннях  
в рельєфі на території окремого господарства

Місцезположення в рельєфі	Суми температур повітря вище 10 °С			Тривалість періоду з $T_c$ , $T_{дн}$ , $T_n$ вище 10 °С (дні)		
	$\Sigma T_c$	$\Sigma T_{дн}$	$\Sigma T_n$	$N_c$	$N_{дн}$	$N_n$
Вододільне плато ( $\Delta H = 110$ м, крутість 2-3 °)	3138	3530	2430	181	194	158
Верхня частина південного схилу ( $\Delta H = 90$ м, крутість 9-12 °)	3240	3830	2360	182	205	152
Середина західного схилу ( $\Delta H = 50$ м, крутість 12-15 °)	3110	3700	2190	179	199	147
Середина східного схилу ( $\Delta H = 50$ м, крутість 12-15 °)	3140	3680	2280	180	199	149
Верхня частина північного схилу ( $\Delta H = 75$ м, крутість 6-9 °)	3130	3590	2360	179	196	152
Дно вузької долини із слабким нахилом ( $\Delta H = 98$ м, крутість 3-4 °)	3040	3730	1950	175	199	137
Дно улоговини ( $\Delta H = 78$ м, крутість 1-2 °)	2830	3650	1590	169	193	117

#### **4 МІКРОКЛІМАТИЧНА МІНЛИВІСТЬ ПОКАЗНИКІВ РЕСУРСІВ ВОЛОГИ**

Волога відноситься до основних факторів життя рослин. Вона є необхідною умовою здійснення процесу фотосинтезу, забезпечує терморегуляцію рослинного організму, виконує функцію переносу поживних речовин. Тому вивченню умов вологозабезпеченості рослин приділялась значна увага.

До основних показників режиму зволоження територій з метою визначення вологозабезпеченості культурних рослин відносять опади, випаровуваність, випаровування і запаси продуктивної вологи у ґрунті. Відомі також різні комплексні показники зволоження територій, найбільш поширеними із яких є радіаційний індекс сухості М.І.Будико, гідротермічний коефіцієнт Г.Т.Селянинова, показник зволоження Д.І.Шашко, показник зволоження П.І.Колоскова та ін. На поточний період накопичено значну кількість експериментальних даних, які дозволили виявити закономірності географічного розподілу різних показників зволоження, їх часової мінливості, а також умов вологозабезпеченості окремих сільськогосподарських культур. На сьогодні опубліковано багато наукових робіт, в тому числі монографій.

Фонову інформацію показників зволоження різних регіонів СНД можна отримати із кліматичних та агрокліматичних довідників, а також атласів. Але більшість вказаних показників ресурсів зволоження територій характеризуються значною просторово-часовою мінливістю під впливом неоднорідностей підстильної поверхні (рельєфу, ґрунтового покриву, близькості та розмірами водоймищ, різних агроценозів) на незначних площах. Наприклад, на кількість опадів і їх просторовий перерозподіл впливають тип ґрунту, форма рельєфу, експозиція і крутість схилів та їх орієнтація відносно вологоносного потоку, висота підвищень та їх горизонтальна протяжність. Згідно із рядом досліджень, вплив височин Європейської частини СНД (Волинська, Подільська, Середньоруська, Приволзька, Донецький Кряж) виражається у збільшенні кількості опадів з висотою місцевості на 17-23 % на кожні 100 м висоти. Причому ефект впливу висоти і розчленування рельєфу майже однаковий. Так, Бересневою І.А. і Даниловою Л.П. встановлено, що на височинах ЄЧ СНД (Середньоруська, Приволзька) спостерігається збільшення кількості опадів - в середньому на 16 % річної норми порівняно з рівниною. На навітряних схилах із західною складовою кількість опадів зростає на 14% на кожні 100 м висоти, а на підвітряних схилах із східною складовою - зменшується на 23 %, порівняно з їх максимальною величиною на височині. Для Валдайської височини, відкритої вологим західним вітрам, ця різниця



найменша. Оскільки Донецький Кряж простирається в широтному напрямку, вплив висоти і шершавості місцевості для нього менший, ніж для інших височин ЄТ СНД (табл.4.1).

М.І.Щербань [114] досліджував вплив напрямку вологоносного потоку на перерозподіл опадів на схилах різної експозиції в умовах України. Ним встановлено, що за південного напрямку вітру на навітряних південних схилах кількість опадів збільшується порівняно з рівниною на 26 %, а за північного напрямку - на навітряних північних схилах кількість опадів зростає тільки на 15 %. В середньому ж на підвітряних схилах кількість опадів порівняно з рівниною, зменшується на 11 – 22%. Дослідження показали, що на височинах має місце збільшення повторюваності хмарності, потужності хмар та перетворення форм хмар. Останній чинник вказує на загострювання фронтальної діяльності та посилення розвитку зливових опадів. Крім того, на височинах найбільш інтенсивне збільшення опадів спостерігається в нижніх та середніх частинах навітряних схилів. Підняття повітряних мас по схилу істотно збільшує інтенсивність опадів. Оскільки над центральною частиною височини повітряні маси піднімаються до значної висоти, то вони частіше досягають рівня конденсації. Тому опади тут спостерігаються навіть тоді, коли на рівнині відсутні.

Причиною нерівномірного зволоження різних ділянок в горбкуватому рельєфі поряд з неоднаковими витратами вологи на випаровування зі схилів різної експозиції і стрімкості є перерозподіл зимових і літніх опадів. Взимку в пониженнях рельєфу, як правило, спостерігається накопичення снігу за рахунок його здування з підвищеної місцевості. На навітряних схилах сніговий покрив менший, ніж на підвітряних. Висота снігового покриву також змінюється і в різних місцеположеннях: на навітряних схилах вона зменшується від підніжжя до вершини, а на підвітряних схилах – навпаки. Таким чином, на перерозподіл зимових опадів найбільший вплив має напрямок вітру і орієнтація схилів відносно нього.

#### **4.1 Просторовий перерозподіл кількості опадів**

На початку літа в різних місцеположеннях рельєфу на обмежених територіях кількість опадів майже не відрізняється, але потім, на кінець літа вже спостерігається перерозподіл вологи. На вершини горбів і вододіли вода надходить тільки від дощу. Певна її частина поглинається ґрунтом, а остання стікає вниз по схилу. У зв'язку з цим на схилах кількість вологи, яка надходить, збільшується порівняно з вершиною та верхньою частиною схилу за рахунок води із вище розташованих ділянок.

Таблиця 4.1- Вплив висоти і шершавості місцевості на кількість опадів (мм) на підвищеннях ЄЧ СНД

Височини	Ефект висоти			Ефект шершавості			Сумарний ефект		
	Рік	XI - III	IY – X	рік	XI - III	IY - X	рік	XI - III	IY - X
Валдайська	53	34	19	47	11	26	100	55	45
Середньоруська	61	18	43	36	18	18	97	36	61
Приволзька	39	9	30	52	40	12	91	49	42
Донецький Кряж	36	17	19	31	25	6	67	42	25

В загальному вигляді надходження води в ґрунт за рахунок літніх дощів на будь-якій ділянці схилу описується такою формулою:

$$P_r = r - r_c (a - a_r) (a + a_{n-1} + a_{n-1} a_{n-2} + \dots + a_{n-1} a_{n-2} \dots a_1), \quad (4.1)$$

де  $P_r$  - кількість вологи, яка поглинається впродовж вегетаційного періоду ґрунтом і рослинним покривом на  $n$ -й ділянці схилу,  $\text{кг} \cdot \text{м}^{-2}$ ;

$r$  - опади незначної інтенсивності, які повністю поглинаються ґрунтом,  $\text{мм} \cdot \text{м}^{-2}$ ,

$r_c$  - опади значної інтенсивності, які стікають і розподіляються по схилу вниз,  $\text{мм} \cdot \text{м}^{-2}$ ;

$a_n$  - коефіцієнт, який характеризує стік опадів з  $n$ -ї ділянки.

Коефіцієнт  $a_n$  може змінюватися від 0 до 1. За  $a_n = 0$  всі опади повністю поглинаються ґрунтом і перерозподіл їх на схилах відсутній, а за  $a_n = 1$  - поглинання відсутнє і вся волога від опадів надходить до підніжжя схилу. Припускають, що в підніжжі схилу на вирівняній ділянці стік відсутній. Сюди надходить вода від будь-якого дощу і від стоку інтенсивних опадів з  $n$ -ї ділянки схилу, яка примикає до підніжжя.

Для кількісної оцінки надходження вологи у ґрунт за рахунок літніх дощів на різних ділянках схилів та їх підніжжя необхідно знати коефіцієнт  $a_n$ . Згідно із дослідженнями І.О.Кузніка, М.Ф.Срібного, О.Н.Романової [58, 88, 105 та ін.] значення цього коефіцієнта можуть змінюватися в залежності від крутості схилів, гранулометричного складу ґрунтів, видів рослинних спільнот. Наприклад, в умовах надмірного та оптимального зволоження (70-90 % НПВ), за інтенсивності дощу від 0,05 до 1,0-2,0  $\text{мм} \cdot \text{хв}^{-2}$  на супіщаних ґрунтах коефіцієнт  $a_n$  змінюється в межах 0,45-0,65 на схилах крутістю 3° і в межах 0,58-0,78 – на схилах крутістю 15°. На суглинистих ґрунтах за різної інтенсивності дощу, на схилах крутістю 3 і 15° цей коефіцієнт змінюється в межах 0,55-0,75 і 0,69-0,87.

За вищевказаною методикою Романова О.Н. [88, 89] виконала розрахунки перерозподілу опадів теплого періоду в горбкуватому рельєфі на території СНД. Оцінка виконана для схилів прямого, увігнутого й опуклого профілів для підзолистих супіщаних (тип “а”) і підзолистих суглинистих (тип “б”) ґрунтів. Ці розрахунки згруповані по зонах зволоження (табл. 4.2), в якій надано оцінку мікрокліматичної мінливості опадів в різних географічних зонах [35, 89]. Наприклад, в зоні достатнього зволоження на північних схилах опуклого профілю (верх, середина і низ) опади складають відповідно 82, 85 і 87 % відносно опадів на рівному місці, а на підніжжі – 145 %. На південних схилах (верх, середина і низ) ці величини дорівнюють 87, 88 і 92 %, а на підніжжі – 132 % відносно опадів на рівному місці на ґрунтах типу “а”. На важкому за гранулометричним складом ґрунті (тип “б”) перерозподіл опадів в різних місцезоположеннях

рельєфу відносно опадів на рівному місці значно менший, навіть в зонах надмірного і достатнього зволоження.

Таблиця 4.2 – Перерозподіл опадів (у %) на південних і північних схилах та їх підніжжі відносно відкритого рівного місця

Зони зволоження	Північний схил				Південний схил			
	верх.	сер.	низ	під- ніжжя	верх.	сер.	низ	під- ніжжя
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Схил прямого профілю								
грунти типу “а”								
Надмірного	82	87	92	150	88	90	92	138
Достатнього	83	85	88	156	88	94	96	132
Слабко посушлива	84	88	90	148	90	94	96	126
Посушлива	88	92	95	125	93	96	98	119
Дуже посушлива	93	95	98	115	100	100	100	100
Суха	100	100	100	100	100	100	100	100
грунти типу “б”								
Надмірного	86	89	90	137	92	96	98	128
Достатнього	88	90	92	133	94	97	99	114
Слабко посушлива	89	92	95	120	96	98	100	106
Посушлива	95	97	99	115	98	100	100	102
Дуже посушлива	98	98	100	105	100	100	100	100
Суха	100	100	100	100	100	100	100	100
Схил увігнутого профілю								
грунти типу “а”								
Надмірного	80	84	86	147	85	92	90	136
Достатнього	80	83	85	154	87	92	86	130
Слабко посушлива	79	82	87	144	90	94	90	122
Посушлива	86	93	94	135	94	96	96	110
Дуже посушлива	90	96	96	125	100	100	100	100
Суха	100	100	100	100	100	100	100	100

Продовження табл.4.2								
грунти типу “б”								
Надмірного	84	88	90	130	92	96	90	125
Достатнього	87	90	89	128	95	98	94	112
Слабко посушлива	89	94	92	118	96	99	100	104
Посушлива	94	98	97	114	99	100	100	102
Дуже посушлива	97	100	100	104	100	100	100	100
Суха	100	100	100	100	100	100	100	100
Схил опуклого профілю								
грунти типу “а”								
Надмірного	82	85	87	140	88	90	94	130
Достатнього	83	86	87	145	87	88	92	132
Слабко посушлива	85	87	94	131	90	92	97	120
Посушлива	88	92	96	126	91	94	98	108
Дуже посушлива	90	94	100	118	98	100	100	102
Суха	100	100	100	100	100	100	100	100
Грунти типу “б”								
Надмірного	86	90	90	135	94	97	97	120
Достатнього	82	85	87	150	91	96	96	113
Слабко посушлива	90	94	98	115	98	96	98	108
Посушлива	100	96	98	106	100	98	98	104
Дуже посушлива	100	98	99	103	100	100	98	102
Суха	100	99	100	100	100	100	99	101

Примітка. Ґрунти типу “а”- підзолисті супіщані, потужний чорнозем, звичайний і південний чорнозем, світло каштанові та бурі; ґрунти типу “б” – підзолисті суглинисті, вилужені і деградовані чорноземи, терасовий чорнозем

На основі узагальнення результатів експериментальних досліджень визначено залежність перерозподілу опадів від гранулометричного складу ґрунту, типу зволоження та елементів рельєфу весною, влітку і восени. Максимальні запаси вологи повсюдно спостерігаються після закінчення весняного сніготанення. Очевидно, що навесні перерозподіл опадів ( $P_r$ ) має найбільше значення в балансі вологи на схилах. В зонах надмірного і достатнього зволоження на ґрунтах типу “а” параметр перерозподілу опадів становить 20-25 % на південних схилах, 25-30 % - на північних і до 100 % - в підніжжі схилів. На ґрунтах типу “б” значення  $P_r$  менші: 10-15 % на південних схилах, 15-20 % - на північних і до 50 % на підніжжях.

В інших зонах зволоження, за винятком сухої, де перерозподіл опадів не перевищує 10 %, значення  $P_r$  складають близько 15-20 % на

схилах і до 50 % - на підніжжях схилів для ґрунтів типу “а” і відповідно 10-15 і 30 % - для ґрунтів типу “б”. Влітку перерозподіл опадів має значення лише в зонах надмірного і достатнього зволоження, де параметр мікрокліматичної мінливості становить 15-20 % на схилах і близько 50 % - на підніжжях для ґрунтів типу “а”; а на ґрунтах типу “б” параметр становить відповідно 10-15 і 30 %”. В слабкопосушливій і посушливій зонах  $P_r$  в більшості випадків не перевищує 10 %, а в дуже посушливій і сухій зонах цей параметр близький до 100%. Восени в надмірно і достатньо зволоженій зонах перерозподіл опадів дещо більший, ніж влітку, але менший від весняного.

#### **4.2 Мікрокліматична мінливість показників вологозабезпеченості**

Під вологозабезпеченістю рослин розуміють ступінь забезпечення сільськогосподарських культур водою, тобто відповідність кількості води, яка міститься в ґрунті, тій кількості, яка необхідна рослинам для нормального росту і розвитку. Складність проблеми вологозабезпеченості рослин зумовила появу різних методів і способів її розрахунку стосовно до рівнинних територій [17, 35, 47, 87, 107, 109 та ін.]. Усі методи розрахунку спрямовані на співставлення фактичного вологоспоживання культур з оптимальним вологоспоживанням (вологопотребою). Під вологопотребою розуміють кількість вологи, яка витрачається рослиною в польових умовах на транспірацію і випаровування з поверхні ґрунту за безперебійного постачання води до коріння, що забезпечує їх нормальний ріст і розвиток. Таким чином, для визначення вологозабезпеченості рослин треба порівнювати ресурси вологи (опаді, запаси продуктивної вологи у ґрунті) і вологопотребу конкретних рослин. Таке порівняння можна представити у вигляді різниці або відношення, які можуть бути агрокліматичними показниками вологозабезпеченості даної території для вирощування сільськогосподарських культур. При цьому обов'язково треба враховувати річний хід опадів.

Для порівнювання умов зволоження різних територій зручно використовувати безрозмірний показник у вигляді відношення  $E/E_o$ . В такому випадку вологозабезпеченість сільськогосподарських культур в конкретній місцевості визначають за формулою

$$V = \frac{E}{E_o} \cdot 100\%, \quad (4.2)$$

де  $E$  – фактичне вологоспоживання (сумарне випаровування), см;  
 $E_o$  – оптимальне вологоспоживання (випаровуваність), см.

Для розрахунку цих величин в умовах складного рельєфу необхідні принципово інші методи. Величина випаровуваності або потенційного випаровування часто прирівнюється до випаровування з водної поверхні, тобто вона не лімітована запасами вологи у ґрунті і визначається теплоенергетичними ресурсами клімату, а величина випаровування – як теплоенергетичними ресурсами, так і запасами вологи у ґрунті. При цьому треба зазначити, що в умовах неоднорідної підстильної поверхні (розчленований рельєф, строкатість ґрунтового покриву, різна рослинність, близькість та розміри водойм тощо) обидва вказаних чинники значно змінюються по території. Співвідношення між водними і теплоенергетичними ресурсами випаровування представлені різними показниками зволоження [8, 16, 20, 35, 87, 109]. За допомогою таких показників і даних про випаровуваність можна розраховувати випаровування. Наприклад, випаровування в різних місцезонах  $E_c$  можна розраховувати за співвідношенням

$$E_c = E_{oc} \cdot \left( \frac{E_p}{E_{op}} \right) \quad (4.3)$$

де  $E_{oc}$  – випаровуваність в різних місцезонах, см;

$E_p$  – сумарне випаровування на рівному місці, см;

$E_{op}$  – випаровуваність на рівному місці, см.

Згідно із рівнянням 4.3 визначення випаровування на різних схилах необхідні дані за випаровуваністю  $E_{oc}$  в різних місцезонах і показник  $E_p/E_{op}$  для рівнинних земель, який доцільно розраховувати за комплексним методом радіаційного балансу, запропонованого М.І.Будико [16] і відкоректованого Л.І.Зубенко [35] з застосуванням формули у вигляді

$$E_{op} = \frac{R_p}{L}, \quad (4.4)$$

де  $E_{op}$  – випаровуваність на схилах, см;

$R_p$  - радіаційний баланс підстильної поверхні для рівного місця, МДж·м<sup>-2</sup>·хв;

$L$  - прихована теплота випаровування (600 кал·г<sup>-1</sup> або 21,14 МДж·г<sup>-1</sup>);

За формулами 4.3 і 4.4 Л.І.Зубенко виконала розрахунки індексу сухості ( $E_p/E_{op}$ ) з наступним районуванням цього показника за теплий період на території СНД (табл.4.3). Встановлено значну географічну мінливість показника  $E_p/E_{op}$  за теплий період і по сезонах року.

Наприклад, за теплий період ( $E_p/E_{op}$ ) у зоні надмірного зволоження становить 0,9, а в сухій зоні – близько 0,1.

Для розрахунку випаровуваності на схилах О.Н.Романова запропонувала формулу у вигляді:

$$E_{op} = \frac{R_p \cdot K_R}{L}, \quad (4.5)$$

де  $E_{op}$  – випаровуваність на рівному місці, см·міс<sup>-1</sup>.

$K_R$  – перехідні коефіцієнти, які були розраховані Т.О.Голубовою [26] для визначення радіаційного балансу на схилах різної експозиції крутістю 5, 10, 15 і 20 ° в межах 44 – 65° пн.ш.

За вищевказаною методикою О.Н. Романова [88] виконала розрахунки випаровуваності для рівних ділянок і схилів з прив'язкою до шести зон зволоження (рис. 4.1), а також визначила перехідні коефіцієнти ( $K_E$ ). Тоді розрахунок випаровуваності на схилах різної експозиції і стрімкості виконується за формулою:

$$E_{oc} = E_{op} \cdot \left( \frac{E_{oc}}{E_{op}} \right) = E_{op} \cdot K_E \quad (4.6)$$

де  $K_E$  - перехідні коефіцієнти для розрахунку випаровуваності на північних, південних, східних і західних схилах, відн.вел.

За цією формулою О.Н.Романовою виконала розрахунки випаровуваності на схилах різної експозиції й крутості для усіх зон зволоження по окремих сезонах і в цілому за теплий період [88]. В табл. 4.4 надана інформація про значення  $K_E$  окремо для весни, літа, осені і за теплий період на схилах північної і південної експозиції крутістю 5, 10, 15 і 20°. Наочно видно, що мінливість перехідних коефіцієнтів на контрастних схилах значно перевищує їх мінливість як по сезонах року, так і по зонах зволоження. Наприклад для північного схилу крутістю 5° значення коефіцієнта  $K_E$  в зоні надмірного зволоження весною, влітку і восени складають відповідно 0,93, 0,96 і 0,74, а для того ж схилу в посушливій зоні – відповідно 0,91, 0,96 і 0,84. Діапазон мікрокліматичної мінливості цього коефіцієнта на північних і південних схилах крутістю 5, 10, 15 і 20 ° значно вищий. Так, весною в зоні достатнього зволоження для



Таблиця 4.3 – Характеристика вологозабезпеченості ( $E/E_0$ ) для рівнинних земель в різних зонах зволоження на території СНД (за Л.І.Зубенок)

Період	Зона зволоження					
	надмірного зволоження (I)	достатнього зволоження (II)	слабко посушлива (III)	посушлива (IV)	дуже посушлива (V)	суха (VI)
Весна	0.9	0.6-0.8	0.5-0.6	0.3-0.5	0.1-0.3	$\leq 0.1$
Літо	1.0	0.9-1.0	0.7-0.9	0.6-0.7	0.5-0.6	0.3-0.5
Осінь	0.7-0.9	0.6-0,6	0.3-0,5	0.2-0.3	$\leq 0.1$	$\leq 0,1$
Теплий період	0.9-1.0	0.6-0.7	0.3-0.5	0.1-0.3	$\leq 0.1$	$\leq 0.1$

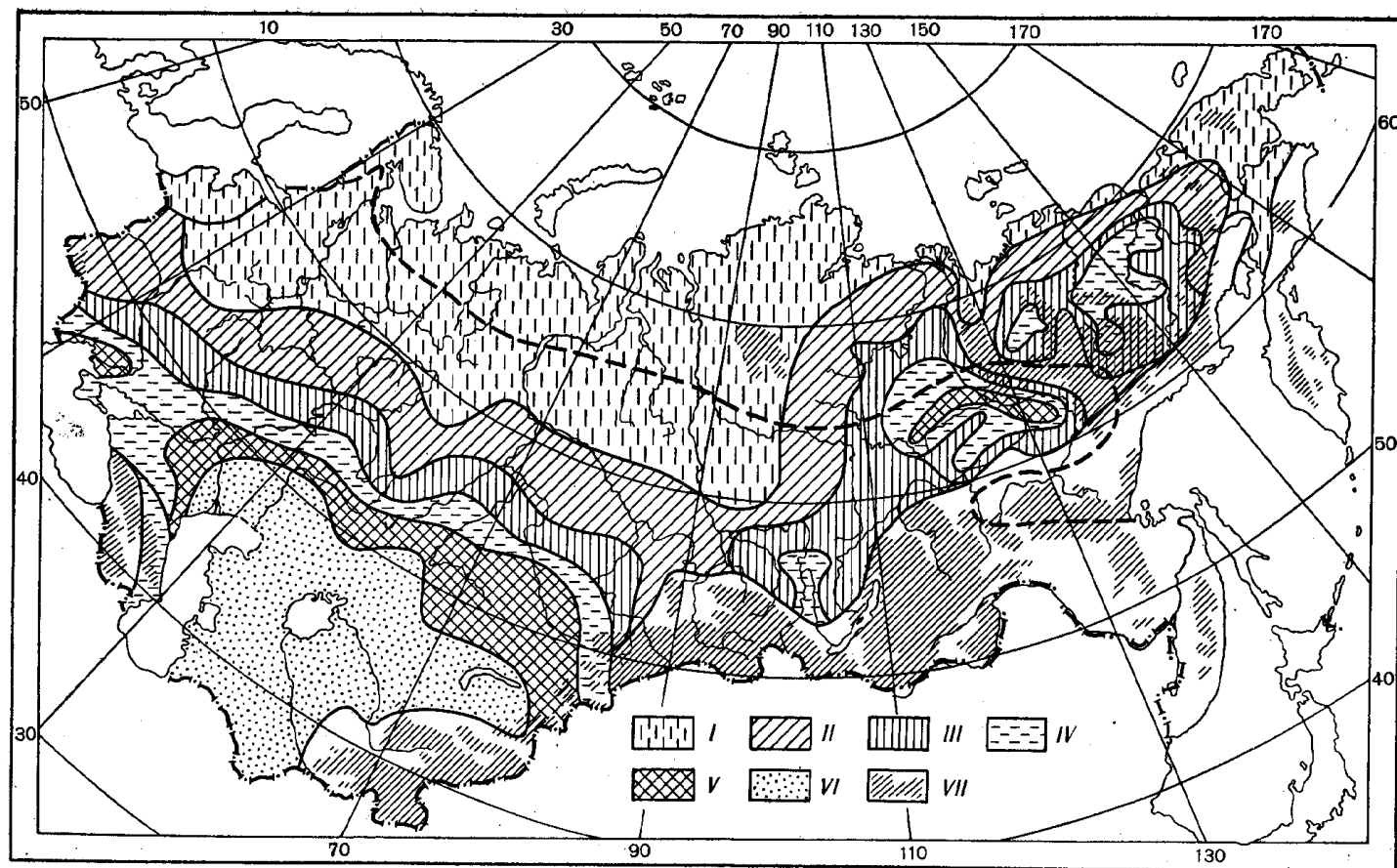


Рисунок 4.1 – Зони зволоження в СНД (за О.О.Роде).

I- надмірно зволожена, II – достатнього зволоження, III- слабо посушлива, IV- посушлива, V – дуже посушлива, VI – суха, VII – гірські райони

Таблиця 4.4 – Мікрокліматична мінливість  $K_E$  по зонах зволоження і сезонах року

Зони зволоження	Експозиція схилів							
	Північна, крутістю (°)				Південна, крутістю (°)			
	5	10	15	20	5	10	15	20
Весна								
Надмірного зволоження	0,93	0,82	0,79	0,70	1,16	1,13	1,19	1,24
Достатнього зволоження	0,94	0,84	0,77	0,72	1,08	1,12	1,19	1,25
Слабко посушлива	0,92	0,82	0,76	0,69	1,05	1,11	1,17	1,20
Посушлива	0,91	0,82	0,75	0,66	1,05	1,10	1,17	1,19
Дуже посушлива	0,91	0,83	0,73	0,64	1,03	1,08	1,14	1,18
Суха	0,92	0,83	0,75	0,67	1,05	1,11	1,17	1,20
Літо								
Надмірного зволоження	0,96	0,92	0,86	0,79	1,07	1,13	1,14	1,15
Достатнього зволоження	0,96	0,91	0,85	0,81	1,07	1,10	1,12	1,13
Слабко посушлива	0,96	0,90	0,85	0,81	1,06	1,08	1,09	1,13
Посушлива	0,96	0,89	0,84	0,81	1,05	1,06	1,08	1,08
Дуже посушлива	0,95	0,89	0,84	0,82	1,05	1,05	1,07	1,10
Суха	0,96	0,90	0,84	0,81	1,05	1,08	1,09	1,10
Осінь								
Надмірного зволоження	0,74	0,35	0,13	0,10	1,74	2,04	2,17	2,26
Достатнього зволоження	0,82	0,56	0,40	0,24	1,38	1,48	1,60	1,76
Слабко посушлива	0,82	0,62	0,47	0,30	1,24	1,33	1,43	1,60
Посушлива	0,83	0,64	0,50	0,32	1,21	1,28	1,40	1,57
Дуже посушлива	0,84	0,65	0,51	0,34	1,18	1,24	1,35	1,53
Суха	0,84	0,67	0,59	0,35	1,14	1,22	1,31	1,50

схилів південної і північної експозиції вказаної крутості вони відповідно дорівнюють 1,08, 1,12, 1,19, 1,25 і 0,94, 0,84, 0,77, 0,72, а в посушливій зоні – 1,05, 1,10, 1,17, 1,19 і 0,91, 0,82, 0,75, 0,66. На рис.4.2 представлено узагальнені дані мікрокліматичної мінливості випаровуваності.

Загальною закономірністю мінливості величини випаровуваності під впливом мікроклімату в горбкуватому рельєфі є те, що максимальні значення випаровуваності спостерігаються незалежно від зони зволоження і сезону року на південних схилах, а мінімальні – на північних. На західних схилах крутістю до  $10^0$  вона близька до випаровуваності на рівному місці і дещо вища, ніж на рівному місці і на схилах крутістю  $10-20^0$ . Відзначається збільшення випаровуваності незалежно від сезону року, експозиції і стрімкості схилів від зони надмірного зволоження до сухої зони. Із збільшенням стрімкості схилів збільшується різниця у випаровуваності на контрастних північних і південних схилах, причому максимальна різниця спостерігається восени.

На відміну від випаровуваності величина випаровування визначається теплоенергетичними факторами і запасами вологи у ґрунті. Відомо, що під впливом неоднорідної підстильної поверхні обидва фактори значно змінюються по території. Причому механізм формування їх мікрокліматичної мінливості дещо відрізняється.

Співвідношення між водними і теплоенергетичними ресурсами виражаються різними показниками зволоження. За допомогою таких показників та даних з випаровуваності можна виконати розрахунки випаровування ( $E$ ). Тому основною задачею для розрахунку випаровування є визначення кількісних показників зв'язків його з потенційним випаровуванням (випаровуваністю) в умовах складного рельєфу. Для рівнинних земель такі дослідження виконала Зубенок Л.І. Через те, що другий чинник – запаси продуктивної вологи у ґрунті в різних місцезонах змінюються значно більше, ніж випаровуваність, то й випаровування також буде змінюватися більше, ніж випаровуваність.

Накопичені значення про закономірності мікрокліматичної мінливості та багатий експериментальний матеріал дозволили Романовій О.Н. розробити методику розрахунку випаровування у складному рельєфі. З цією метою нею була модифікована відома формула Будико М.І.

$$E = E_o \cdot \frac{W}{W_{кр}}, \quad (4.7)$$

де  $W$  - вологість ґрунту, за якої відбувається випаровування, % або мм;

$W_{кр}$  - вологість ґрунту, за якої випаровування дорівнює випаровуваності. Значення  $W_{кр}$  не можуть бути нижчі, ніж 70 – 80% ППВ.

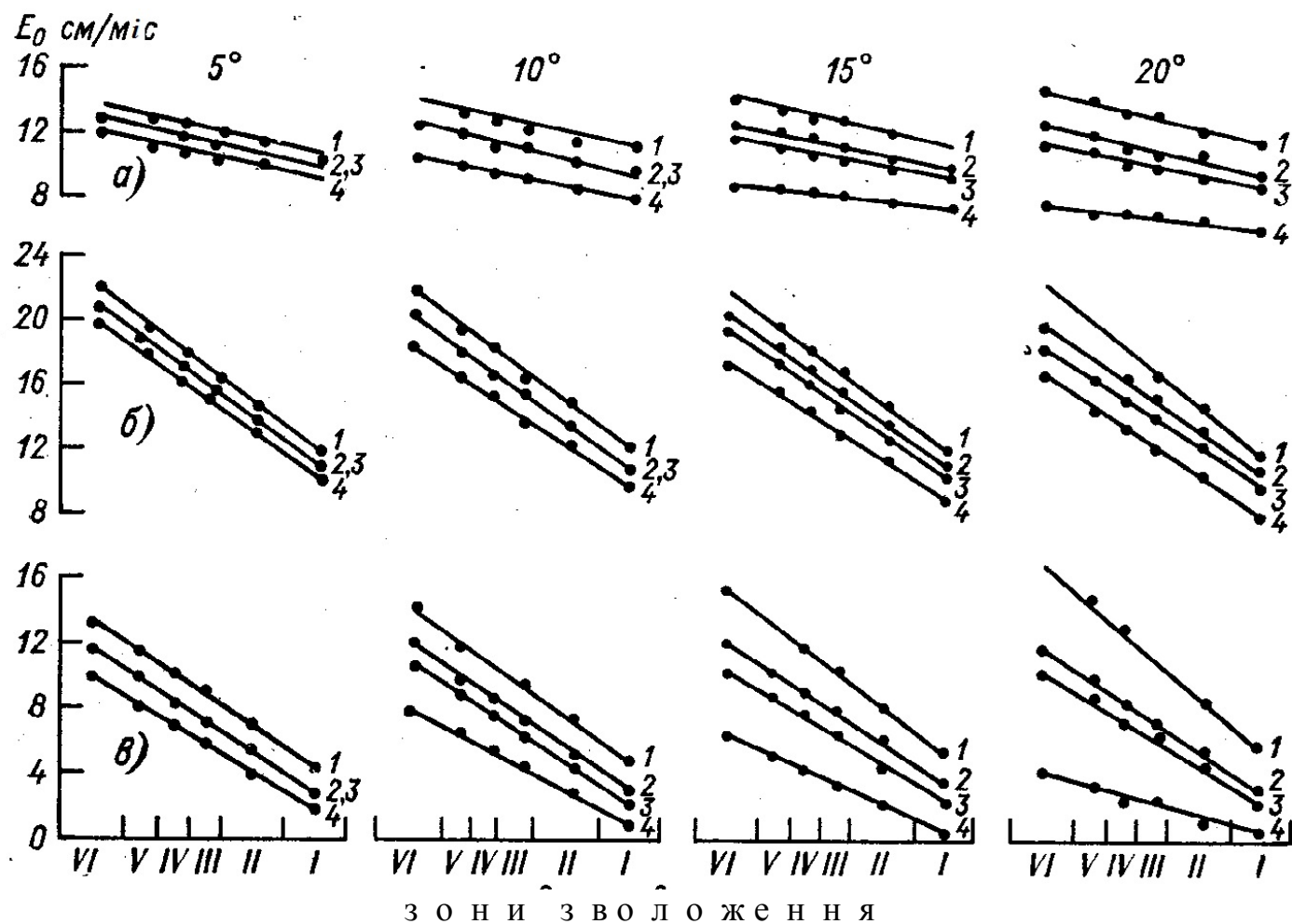


Рисунок 4.2 – Випаровуваність на схилах різної експозиції й крутості по зонах зволоження.  
а – весна; б – літо; в – осінь. Схили: 1 – південний, 2 – східний, 3 – західний, 4 – північний.

Відношення  $W/W_{кр}$  завжди  $\leq 1$ , оскільки випаровування менше або дорівнює випаровуваності. Формула 4.7 виконується як для рівного місця, так і для схилів, тому що фізична залежність випаровування від теплоенергетичних і водних ресурсів для них однакова. Виконується також і співвідношення

$$\frac{E_c}{E_p} = \frac{E_{oc}}{E_{op}} \cdot \frac{W_c}{W_{kp}}, \quad (4.8)$$

яке можна представити в іншому вигляді

$$E_c = E_{oc} \cdot \frac{E_p}{E_{op}} \cdot K_w, \quad (4.9)$$

де  $E_{op}$  і  $E_{oc}$  – випаровуваність на рівному місці і на схилах,  $\text{см} \cdot \text{міс}^{-1}$ ;

$E_p$  і  $E_c$  – випаровування на рівному місці і на схилах,  $\text{см} \cdot \text{міс}^{-1}$ ;

$K_w = \frac{W_c}{W_p}$  – коефіцієнт зволоження схилів, відн.вел.;

$W_c$  – запаси продуктивної вологи у шарі ґрунту, де розташоване коріння, на схилах, мм;

$W_p$  – те ж на рівному місці, мм.

Значення коефіцієнтів зволоження схилів змінюються по сезонах року і зонах зволоження (табл. 4.5). Наприклад, в зоні достатнього зволоження – сухій зоні  $K_w$ , в середньому за теплий період складає на вершині схилу 0.47, в верхній і нижній частині північного схилу 1,03 і 1,36, в верхній і нижній частині південного схилу 0,41 і 0,95, а на рівному місці 1,00.

На основі коефіцієнтів зволоження схилів ( $K_w$ ) та значень  $E_p/E_{op}$  для рівних місць Романова О.Н. визначила коефіцієнти для перерахунку випаровуваності схилах:

$$K_{\Pi} = K_w \cdot \frac{E_p}{E_{op}} = \frac{E_c}{E_{oc}} \quad (4.10)$$

На рис. 4.3 показано мінливість коефіцієнта  $K_{\Pi}$  для верхніх, середніх і нижніх частин схилів різної експозиції прямого і увігнутого та опуклого профілю по сезонам теплого періоду і по зонах зволоження. Він змінюється від 0 до 1. Простежується загальна закономірність його зростання від надмірно зволоженої до сухої зони і зверху вниз по схилу

Таблиця 4.5 – Коефіцієнти зволоження  $K_w$  по зонах зволоження

Форма рельєфу	Весна	Літо	Осінь	Середнє
Надмірно зволожена (схили прямого й увігнутого профілю)				
Вершина	0,65	0,52	0,72	0,63
Північний схил, частина				
Верхня	1,0	0,95	1,0	1,0
Середня	1,0	1,0	1,0	1,0
Нижня	1,60	1,50	1,60	1,57
Підніжжя	2,18	1,88	1,99	2,02
Південний схил, частина				
Верхня	0,62	0,53	0,69	0,61
Середня	0,66	0,57	0,65	0,63
Нижня	1,0	1,0	1,0	1,0
Підніжжя	1,45	1,3	1,34	1,38
Рівне місце	1,0	1,0	1,0	1,0
Достатньо волога, слабо посушлива, посушлива та дуже посушлива				
Схили прямого й увігнутого профілю				
Вершина	0,54	0,46	0,42	0,47
Північний схил, частина				
Верхня	1,0	0,86	0,98	0,95
Середня	1,0	1,0	1,0	1,03
Нижня	1,50	1,49	1,08	1,36
Підніжжя	2,0	1,50	1,60	1,70
Південний схил, частина				
Верхня	0,45	0,41	0,37	0,41
Середня	0,62	0,50	0,48	0,53
Нижня	0,93	0,93	0,96	0,95
Підніжжя	1,22	1,20	1,14	1,19
Рівне місце	1,0	1,0	1,0	1,0
Схили опуклого профілю				
Вододільне плато	1,0	1,0	1,0	1,0
Північний схил, частина				
Верхня	0,96	0,97	0,98	0,97
Середня	1,03	1,0	1,0	1,01
Нижня	1,03	0,92	0,82	0,92
Підніжжя	2,18	1,88	1,99	2,02
Південний схил, частина				
Верхня	0,85	0,82	0,76	0,81
Середня	0,73	0,77	0,71	0,74
Нижня	0,78	0,72	0,66	0,72
Підніжжя	1,22	1,18	1,14	1,18

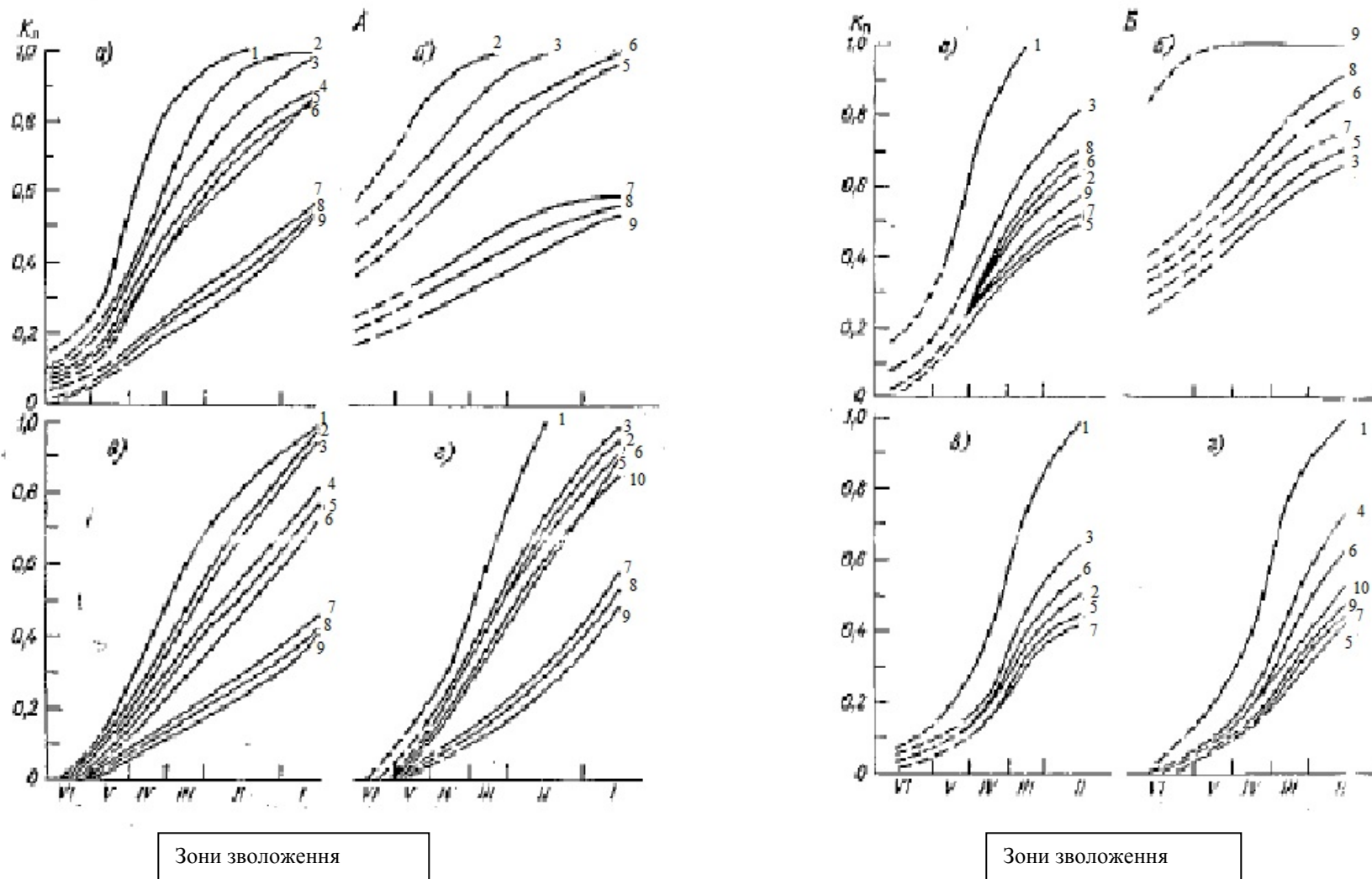


Рисунок 4.3 – просторово-часова мінливість показника зволоження схилів  $K_n$ .

Профілі схилів: А – прямий й увігнутий, Б – опуклий; а – теплий період; б, в і г – відповідно весна, літо і осінь. Місцеположення: 6 – рівне місце, 8 – вододіл, вершина; 3, 5, 7, 9 – відповідно підніжжя, низ, середина і верхня частини південного схилу; 1, 2, 4, 10 – відповідно підніжжя, низ, середина і верхня частини північного схилу;



для прямого і увігнутого профілю і з середньої частини до верхньої, а потім до нижньої – на схилах опуклого профіля. Відзначається також зростання мінливості значень цього коефіцієнта від зони надмірного зволоження до сухої.

Випаровування на схилах різної експозиції і крутості розраховується за простою формулою

$$E_c = E_{oc} \cdot K_n \quad (4.8)$$

За цією формулою О.Н.Романова виконала розрахунки випаровування в різних зонах зволоження СНД для трьох профілів схилів:

- прямого, крутістю  $7,5^0$ ;
- увігнутого, крутістю у верхній частині  $10^0$ , в середній –  $5^0$  та в нижній –  $2,5^0$ ;
- опуклого, крутістю у верхній частині  $2,5^0$ , в середній –  $5^0$ , в нижній –  $10^0$ .

Такі типи схилів найбільш характерні для горбистого рельєфу території СНД і найбільш інтенсивно використовуються в сільському господарстві. Результати розрахунку представлені на рис.4.4. Аналіз одержаних результатів свідчить, що в сезонному розрізі найбільші значення випаровування спостерігаються у весняний період для усіх зон зволоження і досягають 3 – 12 см за місяць (більші значення характеризують нижні частини схилів, а менші – верхні частини). Влітку в зонах надмірного і достатнього зволоження випаровування в нижній частині та в підніжжі схилів близьке до весняного, а у верхній та середній частинах знижується до 3 -5 см/міс. В слабо посушливій і посушливій зонах випаровування не перевищує 2-5 см/міс, а в сухій зоні відсутнє однаково для усіх місцеположень.

Восени значення випаровування в усіх зонах зволоження мінімальні. Причому в сухій зоні воно, як і влітку відсутнє, далі, в порядку зростання йдуть посушлива, слабкопосушлива зони і зона надмірного зволоження. Максимальні значення випаровування спостерігаються в зоні достатнього зволоження. В цілому за теплий період спостерігається загальна закономірність збільшення випаровування зверху вниз по схилах для прямого і увігнутого профілю, а для опуклого – від нижньої до верхньої частини схилів, а потім підніжжя. В сухій і дуже посушливій зонах випаровування за теплий період по місцеположеннях збільшується від 1 до 16 см за період, в зоні надмірного зволоження – від 22 до 48 см за період, в інших зонах – від 18 до 72 см за період. Тобто в зонах достатнього зволоження і при загальних максимальних абсолютних значеннях випаровування спостерігається і його максимальна мікрокліматична мінливість.

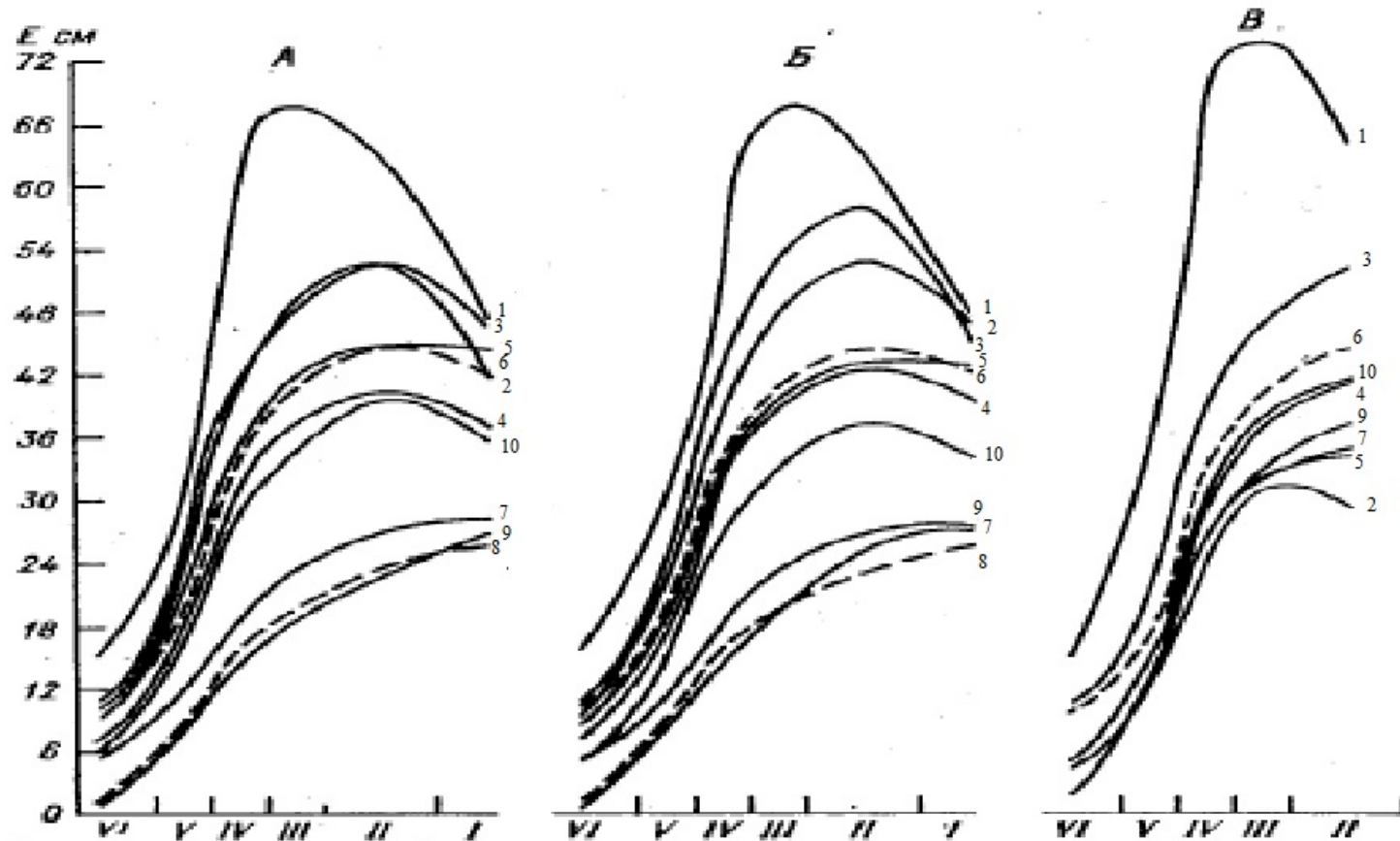


Рисунок 4.4 – Закономірність просторово-часового розподілу випаровування за теплий період в різних формах рельєфу. Профіль схилів: А – прямий Б -увігнутий, В – опуклий; місцеположення: 6 – рівне місце, 8 – вододіл, вершина; 3, 5, 7, 9 – відповідно підніжжя, низ, середина і верхня частини південного схилу; 1, 2, 4, 10 - відповідно підніжжя, низ, середина і верхня частини північного схилу;

Встановлено, що максимальне випаровування спостерігається в усіх зонах зволоження в підніжжі північних схилів, а мінімальні – на вершинах і верхніх частинах південних схилів. Через те, що в складному рельєфі значення  $E_{oc}$  і  $E_c$  істотно змінюються відносно рівного місця, то й показник вологозабезпеченості також значно варіює в різних місцеположеннях на малих площах. Цей факт необхідно враховувати при оцінці показників ресурсів води на обмежених територіях.

#### **4.3 Визначення зволоження ґрунту в умовах пагорбкуватого і горбистого рельєфу**

Точне врахування вологозапасів у ґрунті є необхідною умовою визначення вологозабезпеченості рослин. На рівнинних землях вони визначаються кліматичними умовами, характером ґрунтового покриву і особливостями рослинності. В горбкуватому рельєфі запаси води у ґрунт, і, крім вище названих чинників, також пов'язані з різними елементами рельєфу. Причому вологість ґрунту часто в різних місцеположеннях рельєфу змінюється в значно більшому діапазоні, ніж при переході із однієї кліматичної зони в іншу. Дослідження вологості ґрунту в залежності від місцеположення і гранулометричного складу ґрунту проводили Л.О. Ізмайлов, Вольні, Лоскв ще наприкінці ХІХ – початку ХХ сторіччя, а пізніше, для європейської частини СНД – Сильвестров С.І.

Причиною нерівномірного зволоження ґрунту на різних ділянках горбистого рельєфу, поряд з неоднаковими витратами води на випаровування на схилах різної експозиції і крутості та перерозподілу опадів, є здатність ґрунту поглинати і утримувати воду. Останній чинник визначається водно-фізичними властивостями ґрунту, представленими показниками, які називаються агрогідрологічними константами. Згідно із О.О.Роде, відрізняють 7 агрогідрологічних констант: повна вологоємність (ПВ), капілярна вологоємність (КВ), найменша вологоємність (НВ), вологість розриву капілярів (ВРК), вологість стійкого в'янення (ВЗ), максимальна гігроскопічність (МГ), максимальна адсорбційна вологоємність (МAB).

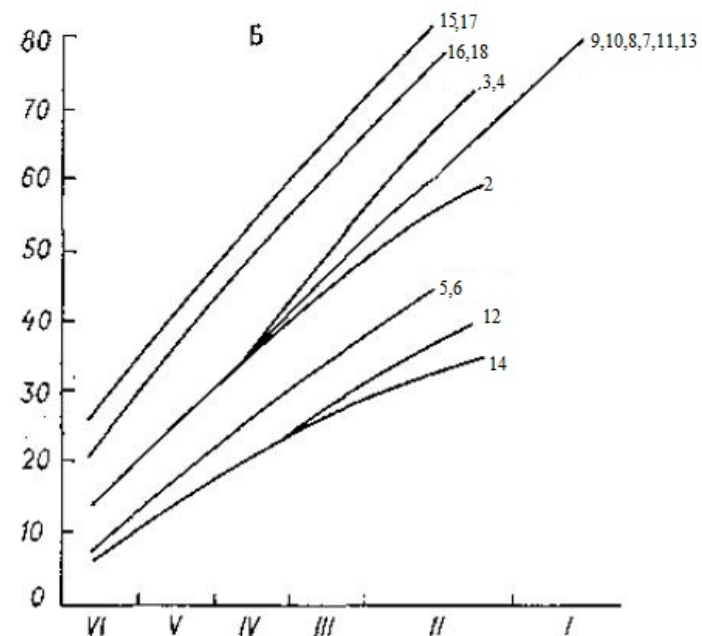
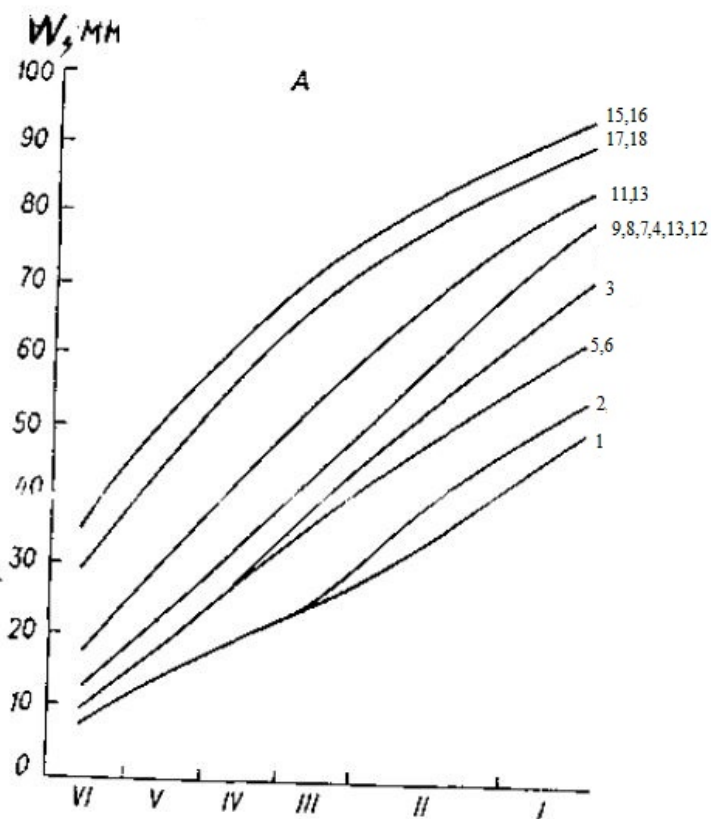
При кількісній характеристиці вологості ґрунту в різних галузях використовують неоднакові одиниці вимірювання, що ускладнює порівнювання результатів. В агрометеорології та агрокліматології зволоження ґрунту часто оцінюється у відсотках від повної або найменшої вологоємності або в мм, які добре пов'язані з біологічними вимогами рослин до води. Вологість ґрунту, яка відповідає повній вологоємності (ПВ), характеризує максимальні запаси води у ґрунті, а вологість, яка

виражена у відсотках ПВ, характеризує насичення ґрунту водою. Вологість ґрунту у відсотках від найменшої вологості (НВ), яка характеризує оптимальні умови зволоження, являє собою кількісний показник відхилення фактичного зволоження від оптимального. Останні два показники визначаються з урахуванням конкретного типу ґрунтового покриву і тому можуть бути надійними і коректними для оцінки саме мікрокліматичної мінливості умов зволоження під впливом горбистого рельєфу.

За підсумками аналізу матеріалів експедиційних досліджень, проведених в різних регіонах минулого СРСР, та спеціальних розрахунків О.Н. Романова розробила універсальну схему мікрокліматичної мінливості зволоження ґрунту (% ПВ) в умовах горбистого рельєфу для різних зон зволоження. Так, наприклад, на рис. 4.5 і в табл.4.6 представлена схема мінливості показника зволоження ґрунтів для схилів прямого та увігнутого (а) і опуклого (б) профілів для 6 зон зволоження. Впродовж теплого періоду (весна, літо, осінь) в зоні надмірного зволоження на схилах прямого і увігнутого профілю вологість ґрунту, в залежності від місцеположення, змінюється від 50 - 55% ПВ на верхніх частинах південних і західних схилів до 90-95% ПВ в підніжжі. На рівних ділянках, на верхніх і середніх частинах північних схилів, середніх частинах східних, нижніх частинах південних і західних схилів зволоженість досягає 80% ПВ. Нижні частини північних і східних схилів більш зволожені (85% ПВ), а верхні частини східних схилів більш посушливі (70% ПВ) порівняно з рівними ділянками. В середніх частинах південних і західних схилів вологість ґрунту становить 60-65% ПВ.

В зоні достатнього зволоження вологість ґрунту в різних місцеположеннях рельєфу змінюється від 35 до 85% ПВ, тобто діапазон мінливості вологи тут трохи більший, ніж в надмірно зволоженій зоні (на 10% ПВ). На рівних ділянках, а також на верхніх і середніх частинах північних схилів, на середніх частинах східних і нижніх частинах південних та західних схилів вологість становить 35-60% ПВ, а на підніжжях схилів – 75-80% ПВ. В слабкопосушливій і посушливій зонах зволоження змінюється від 20-25% ПВ на верхніх і середніх частинах до 60-70% ПВ – на підніжжях схилів. На рівному місці зволоження становить 35-45% ПВ. Загальною закономірністю є зменшення різниці зволоження (45-95% ПВ) в надмірно зволоженої зони до 10-35% ПВ дуже посушливій і сухій зонах.

На схилах опуклого профілю мікрокліматична мінливість зволоження ґрунту має деякі особливості, але відзначається загальна закономірність – зниження вологості від 30-85% ПВ в зоні надмірного зволоження до 5-25% ПВ – в посушливій. Спостерігається також зменшення діапазону мікрокліматичної мінливості зволоження, особливо в дуже посушливій і сухій зонах. На схилах опуклого профілю можна



### ЗОНИ ЗВОЛОЖЕННЯ

Рисунок 4.5 – Вологозабезпеченість ґрунтів (% НВ) в різних місцезположеннях для схилів прямого й увігнутого (А) та опуклого (Б) профілів за теплий період. Місцезположення: 1, 2, 3, 4 - відповідно верхня частина південного, західного, східного і північного схилів; 5, 6, 7, 8 - відповідно середня частина південного, західного, східного і північного схилів; 9 - рівне місце, 10 - вододіл, вершина; 11, 12, 13, 14 - відповідно нижня частина південного, західного, східного і північного схилів; 15, 16, 17, 18 - відповідно підніжжя південного, західного, східного і північного схилів

Таблиця 4.6 – Мікрокліматична мінливість зволоження ґрунту (в % ПВ) на території СНД

W, % ПВ	Місцеположення по зонам зволоження (I - VI)					
	I	II	III	IV	V	VI
1	2	3	4	5	6	7
20				ВПд, ВЗх	ВПд, ВЗх, СПд, СЗх, ВСх	РМ, ВПн, ВПд, ВЗх, ВСх, СПн, СПд, СЗх, ССх, НПн, НПд, НЗх, НСх
20-30			ВПд, ВЗх	СПд, ВЗх, ВСх	РМ, ВПн, СПн, НПд, НЗх, ССх	ППд, ПЗх
30-40		ВПд, ВЗх	СПд, СЗх, ВСх	РМ, ВПн, СПн, НПд, НЗх, ССх	НПн, НСх	ППн, ПСх
40-50		СПд, СЗх	РМ, ВПн, СПн, НПд, НЗх, ССх	НПн, НСх	ППд, ПЗх	
50-60	ВПд, ВЗх	ВСх	НПн, НСх		ППн, ПСх	
60-70	СПд, СЗх	РМ, ВПн, СПн, НПд		ППн, ПСх, ППд, ПЗх		

Продовж. табл.4.6

1	2	3	4	5	6	7
70-80	ВСх	НЗх, ССх	ППд, ПЗх			
80-90	РМ, ВПн, СПн, НПд, НЗх, ССх	ППд, ПЗх	ППн, ПСх			
90-100	НПн, ППн, ППд, ПЗх, НСх, ПСх	ППн, ПСх				

Примітка. Перша літера – частина схилу, друга – експозиція схилу. В, С, Н, П – відповідно верхня, середня, нижня і підніжжя схилів; Пн – північний, Пд. – південний, Сх. – східний, Зх – західний схил

простежити перерозподіл окремих місцеположень за умовами зволоження. Наприклад, більш зволоженими будуть верхні частини північних і східних схилів (до 70-75 і 10% ПВ), а менш зволожені – нижні частини західних і південних схилів (до 35-40 і 5-7% ПВ).

Впродовж окремих сезонів вологість ґрунту істотно змінюється як по зонах зволоження, так і в різних місцеположеннях рельєфу. Згідно із дослідженням Федосєєва О.П., найбільша різниця запасів вологи у ґрунті по елементах рельєфу спостерігають весною. Але дослідження О.Н.Романової [58, 88, 89] показали, що характер мінливості зволоження по елементах рельєфу в різних зонах зволоження набагато складніший (рис. 4.6).

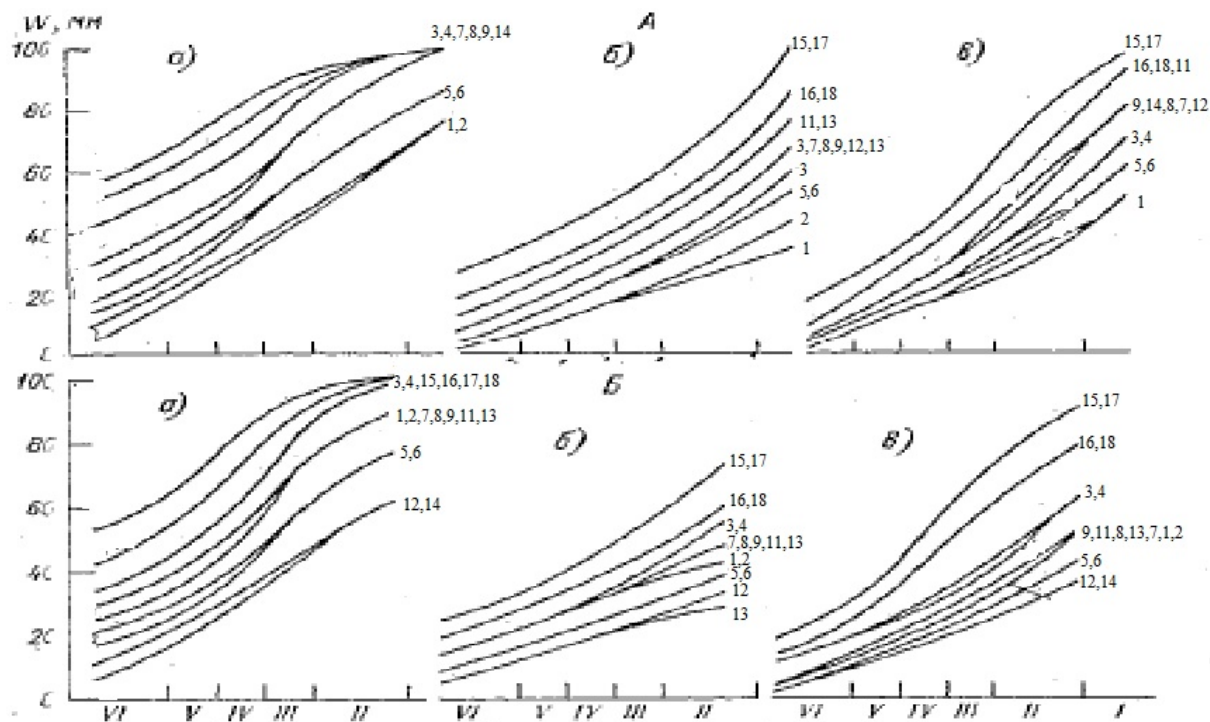
Закономірності просторово – часової мінливості зволоження досить чітко простежуються на графіках. Максимальна різниця зволоження ґрунту в різних місцеположеннях рельєфу в посушливій зоні спостерігається саме весною на усіх видах профілів схилів, але в зоні надмірного зволоження максимальний діапазон мікрокліматичної мінливості відзначається влітку, а в зоні достатнього зволоження – восени. Причому простежується значна мінливість не тільки абсолютних значень показника зволоження, а й діапазону його мінливості.

Весною в зоні надмірного зволоження діапазон мінливості випарування складає 30% ПВ – від 70-75% на верхніх частинах південних і західних схилів до 100% на рівних ділянках, вершинах і середніх частинах північних і східних схилів та нижніх частинах південних схилів. На схилах опуклого профілю діапазон мінливості збільшується до 40% ПВ. В зоні достатнього зволоження діапазон мікрокліматичної мінливості також збільшується до 40% ПВ при аналогічному порядку місцеположень. В посушливих та сухій зонах діапазон зростає до 55% ПВ – від 3 до 58% ВП.

Влітку криві зволоження мають іншу форму. Якщо весною, за винятком верхньої частини південних і західних схилів, ці криві мали опуклий профіль, то влітку вже увігнутого виду, що зумовлено особливістю мінливості зволоження в різних зонах. Максимальна мікрокліматична мінливість спостерігається в зоні достатнього і надмірного зволоження – відповідно від 20 до 80 і від 35 до 100% ПВ на прямих і увігнутих профілях схилів і від 20 до 60 та від 25 до 80% ПВ на опуклих схилах. В 4-5 зонах ці величини знижуються відповідно до 0-35 і 0-25% ВП

Восени відзначається найбільша різниця в умовах зволоження від зони до зони, проте діапазон мікрокліматичної різниці на прямих й увігнутих схилах дещо менший, ніж влітку, а його максимум спостерігається на опуклих формах рельєфу. В посушливій і сухій зонах він мінімальний і не перевищує 25% ПВ. Тут на найсухіших ділянках зволоження складає 30% ПВ, а на вологих ділянках – 80% ПВ. Зволоження





#### З О Н И З В О Л О Ж Е Н Н Я

Рисунок 4.6 – Вологозабезпеченість ґрунтів (в % НВ) в різних місцезонах по зонах зволоження. Профілі схилів: А – прямий й увігнутий, Б – опуклий; а – весна; б - літо; в- осінь. Місцезонах: 1, 2, 3, 4 - відповідно верхня частина південного, західного, східного і північного схилів; 5, 6, 7, 8 – відповідно середня частина південного, західного, східного і північного схилів; 9 - рівне місце, 10 – вододіл, вершина; 11, 12, 13, 14 - відповідно нижня частина південного, західного, східного і північного схилів; 15, 16, 17, 18 – відповідно підніжжя південного, західного, східного і північного схилів

ґрунту на схилах західної і південної експозицій приблизно однакове, причому на верхній частині цих схилів воно близьке до вологості в'янення (ВЗ).

Аналіз розрахункових і емпіричних даних дозволяє зробити висновок, що найбільша різниця зволоження по елементах рельєфу простежується у випадку, коли зволоження на рівнинних ділянках складають 50-70% ПВ.

#### 4.4 Визначення запасів продуктивної вологі у ґрунті в різних місцезонах рельєфу

Показник зволоження ґрунту, представлений у відсотках від повної вологоємності, зручно використовувати для оцінки загальних кліматичних

і мікрокліматичних ресурсів. Але для оцінки агрокліматичних ресурсів стосовно вирощування сільськогосподарських культур більш широке застосування має показник запасів продуктивної вологи. З метою визначення цього показника Процеров О.В. для території СРСР виконав розрахунки повної вологоємності і вологи в'янення для ґрунтів різного гранулометричного складу. Ці дані свідчать, що вологість ґрунту, яка відповідає повній вологоємності для кожного конкретного типу ґрунту, по території змінюється мало (в межах 5-7%), причому різниця має випадковий характер і може зумовлюватись похибкою спостереження. Але в залежності від гранулометричного складу різниця вологості ґрунту, вираженої через ПВ, змінюється істотно: супіщані ґрунти за вологості, яка дорівнює ПВ, завжди містять більшу кількість вологи, ніж суглинисті.

Л.С. Кельчевська [40] на основі аналізу значної кількості експериментальних даних визначила величину цієї мінливості у шарі ґрунту 0-50см, яка становить 25мм. Згідно із дослідженнями О.О. Роде [87], вологість в'янення спостерігається при 20% ПВ і відповідає нульовому вмісту продуктивної вологи. Кельчевська Л.С. представила залежність між величиною запасів вологи, у відсотках повної вологоємності (%ПВ) і виражених в мм у вигляді простої таблиці:

W, %ПВ	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
W, мм	-25	00	25	50	70	95	120	140	165	190

На основі отриманих співвідношень і мікрокліматичної мінливості зволоження ґрунту (в % ПВ) Романова О.Н. виконала розрахунки запасів продуктивної вологи у шарі ґрунту 0-50 см для різних зон зволоження та різних місцеположень. Відзначається їх добре узгодження з багаторічними запасами вологи, представленими в агрокліматичних довідниках. Найбільші похибки спостерігаються в зонах надмірного та достатнього зволоження весною, але вони знаходяться в межах похибки вимірювання.

В монографії Романової О.Н. [88] представлена розгорнута таблиця запасів продуктивної вологи у шарі ґрунту 0-50см для середніх суглинків на різних місцеположеннях горбистого рельєфу у розрізі зон зволоження по окремих сезонах теплого періоду і в цілому за період, фрагмент якої для теплого періоду представлено в табл. 4.7. Наочно видно що тільки в зоні надмірного зволоження діапазон мікрокліматичної мінливості запасів вологи складає 100 мм – від 150 мм і більше на підніжжях схилів усіх експозицій і до 50-75 мм - на верхніх частинах схилів південної експозиції. Цей діапазон мікрокліматичної мінливості відповідає зональній мінливості запасів вологи від надмірно зволоженої зони до посушливої. Аналогічна мікрокліматична мінливість спостерігається і в зоні достатнього

зволоження – від 25- 50 до 125-150 мм, а в слабкопосушливій зоні – від менше 25 до 100- 125 мм. В посушливій і дуже посушливій зонах діапазон мінливості зменшується до 75 мм, а в сухій зоні – до 50 мм, на фоні загального зниження запасів продуктивної вологи.

Значний інтерес мають дані по мікрокліматичній мінливості запасів продуктивної вологи у ґрунті у розрізі окремих сезонів теплого періоду. Загальний характер мінливості запасів продуктивної вологи у ґрунті, як по зонах зволоження, так і для різних місцеположень досить чітко узгоджується з сезонним характером мінливості показника зволоження, який розглядався в попередньому підрозділі. Практично в усіх зонах зволоження простежується зміщення у запасах вологи весною на одну – дві градації (25-50 мм) в бік їх збільшення, а влітку – зменшення. Восени це зміщення не перевищує однієї градації (25 мм), причому в зоні достатнього і надмірного зволоження – в бік їх збільшення, а в посушливій і сухій зонах – зменшення. Треба зауважити, що у весняний період бажано було б розраховувати запаси продуктивної вологи у шарі ґрунту 0 – 20 см, оскільки в цей період, особливо в північних районах у більшості сільськогосподарських культур основна маса коріння розташована саме в цьому шарі.

При практичному використанні схеми мікрокліматичної мінливості запасів продуктивної вологи у ґрунті в різних місцеположеннях доцільно попередньо виконати коректування даних для рівних ділянок за фактичними даними агрокліматичних довідників. Такий спосіб дозволяє перейти від узагальнених зональних характеристик до значень для конкретних ділянок. Прикладом такого підходу є регіональна конкретизація розрахунків запасів продуктивної вологи для горбистого рельєфу Естонії.

Оскільки представлена схема мікрокліматичної мінливості вологозапасів виконана для ґрунтів з середньосуглинистими гранулометричним складом, постає задача їх коректування для ґрунтів іншого гранулометричного складу. Кельчевська Л.С. [40], на основі аналізу фактичних і розрахункових даних, виявила, що різниця в запасах продуктивної вологи у шарі ґрунту 0- 50 см для супіщаного і суглинистого ґрунтів становить 25 мм. За допомогою цього показника можна доповнити загальну схему мікрокліматичної мінливості запасів продуктивної вологи у ґрунті.

#### **4.5 Типізація оптимальності зволоження ґрунту з урахуванням мікроклімату**

Усі вище викладені розрахунки виконані для середніх багаторічних умов, тобто з ймовірністю 50%. Проте відомо, що в окремі роки спостерігаються значні коливання зволоження ґрунту, особливо в різних

Таблиця 4.7- Мікрокліматична мінливість запасів продуктивної вологи у шарі ґрунту 0 – 50 см за теплий період (середньосуглинисті ґрунти)

Зона зволоження	Запаси продуктивної вологи, мм							
	0	<25	25 – 50	50 – 75	75 – 100	100 - 125	125 – 150	> 150
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Прямі й увігнуті схили								
Надмірно зволожена				ВПд	ВЗх	СПд, СЗх, ВСх	РМ, СПн, ССх, ВПн, НПд, НЗх, НПн, НСх	ППд, ПЗх, ППн, ПСх
Достатньо зволожена			ВПд	ВЗх, СПд, СЗх, ВСх	РМ, СПн, ССх, ВПн, НПд, НЗх	НПн, НСх	ППд, ПЗх, ППн, ПСх	
Слабко посушлива		ВПд, ВЗх	СПд, СЗх, ВСх	РМ, СПн, ССх, ВСх, НПд, НЗх	НПн, НСх	ППд, ПЗх, ППн, ПСх		
Посушлива		ВПд, ВЗх, СПд, СЗх, ВСх	РМ, СПн, ССх, ВСх, НПд, НЗх	НПн, НСх	ППд, ПЗх, ППн, ПСх			
Дуже посушлива	ВПд, ВЗх	РМ, СПн, ССх, ВПн, НПд, НЗх	НПн, НСх	ППд, ПЗх, ПСх, ПСх				
Суха	ВПд, ВЗх, СПд, СЗх, ВСх	РМ, СПн, ССх, ВСх, НПд, НЗх, НПд, НСх	ППд, ПЗх, ПСх, ПСх					

Продовж. табл. 4.7

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Опуклі схили								
Достатньо зволожена			НПд, НЗх	СЗх, СПд	РМ, СПн, ССх, НПн, НСх, ВПд, ВЗх	ВСх, ВПн	ППд, ПЗх, ППн, ПСх	
Слабко посушлива		НПд, НЗх	СЗх, СПд	РМ, СПн, ССх, ВСх, ВПд, ВЗх, НПн, НСх, ВПн	ППд, ПЗх	ППн, ПСх		
Посушлива		НПд, НЗх, СПд, СЗх	РМ, СПн, ССх, ВПд, ВЗх, ВСх, ВПн, НПн, НСх	ППд, ПЗ	ППн, ПСх			
Дуже посушлива	НПд, НЗх	РМ, СПн, ССх, СПд, СЗх, ВПн, ВПд, ВЗх, НПн, НСх, ВСх	ППд, ПЗх	ППн, ПСх				

Продовж. табл. 4.7

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Суха	НПд, НЗх, СПд, СЗх, ВСх, ВПн	РМ, СПн, ССх, ППд,НПн, НСх, ПЗх, ВПд, ВЗх	ППн, ПСх					

Примітка: Перша літера – частина схилу, друга – експозиція схилу. В, С, Н, П – відповідно верхня, середня, нижня і підніжжя схилів; Пн – північний, Пд. – південний, Сх. – східний, Зх – західний схил.

місцеположеннях. Через те, що матеріали багаторічних спостережень за вологістю ґрунтів в різних місцеположеннях відсутні, оцінка їх часової мінливості була виконана О.Н.Романовою [61, 97] опосередковано, на основі отриманих статистичних характеристик зв'язку зволоження ґрунту в % ПВ і ГТК Селянинова. З цією метою на карту зон зволоження (рис. 4.1) були нанесені ізолінії ГТК та визначені величини ГТК, які відповідають певним значенням W (% ПВ). Надалі побудована номограма для розрахунку цього показника різної забезпеченості і складена таблиця мінливості W (% ПВ) в різних зонах зволоження і різних місцеположеннях в рельєфі (табл.4.7). Результати аналізу одержаних даних свідчать, що в зоні надмірного зволоження можуть бути умови зволоження з ймовірністю 90 % такі ж, як багаторічні умови зволоження в слабкопосушливій зоні, а з ймовірністю 80% - як в зоні достатнього зволоження. У вологі роки з 10-20-відсотковою забезпеченістю можливо, що усі місцеположення перезволожені.

В зоні достатнього зволоження різні місцеположення з ймовірністю 90% мають такі ж показники зволоження, як в середніх багаторічних умовах в посушливій зоні, із забезпеченістю 80% - як в слабкопосушливій зоні та із забезпеченістю 20 і 10% - як в зоні надмірного зволоження. В слабкопосушливій зоні у сухі роки (90-відсоткова забезпеченість) зволоження різних місцеположень таке ж, як за середньобагаторічного зволоження в дуже посушливій зоні, а з 80-відсотковою забезпеченістю – в посушливій зоні. При зволоженні, яке спостерігається у вологі роки в зоні достатнього зволоження, усі місцеположення в слабкопосушливій зоні характеризуються зволоженням, аналогічним відповідним місцеположенням в цій зоні (20-відсоткова забезпеченість) і в зоні надмірного зволоження (10-відсоткова забезпеченість). Аналогічні закономірності міжрічної мінливості умов зволоження відзначаються й в інших природних зонах.

На основі виконаних розрахунків, представлених в табл.4.7, для кожної із зон зволоження можна визначити місцеположення, зволоження яких знаходиться в оптимальних межах як в середньому багаторічному, так із урахуванням їх міжрічної мінливості. Основним критерієм оптимальності зволоження будемо вважати, згідно з визначення О.О.Роде [87], значення запасів вологи у межах 60 – 80% ПВ. В зоні надмірного зволоження такі умови, в середньому багаторічному спостерігаються на середніх частинах південного і західного схилів та в верхній частині східного схилу. В окремі сухі роки такі умови можуть бути в підніжжях та нижніх частинах схилів усіх експозицій, а також на рівних ділянках, верхніх і середніх частинах північних схилів, де у вологі роки відзначається перезволоження. На інших місцеположеннях спостерігаються умови або надмірного зволоження (у вологі роки), або посушливі умови (у сухі роки). В зоні достатнього зволоження оптимальні

умови в середньому складаються на рівних ділянках, в верхній і середній частинах північного схилу, середній частині схилів усіх експозицій. В сухі роки зволоження в межах оптимального спостерігається також в підніжжях схилів, а у вологі - в верхній і середній частинах південного і західного схилів та в верхній частині східного схилу.

В слабкопосушливій зоні оптимальні умови зволоження в середньому багаторічному спостерігаються тільки на підніжжі південного і західного схилів. В сухі роки ці умови характерні тільки для підніжжя північних і східних схилів. Зате у вологі роки оптимальні умови зволоження спостерігаються на більшості місцеположень. Виняток складають сухі верхні частини південних і західних схилів та підніжжя схилів усіх експозицій. В посушливій зоні до таких місцеположень належать тільки підніжжя схилів (для середньо багаторічних умов) і нижні частини усіх схилів, рівнини, верхні та середні частини північних схилів у вологі роки. В дуже посушливій і сухій зонах оптимальні умови зволоження не спостерігаються в жодному місцеположенні. Причому, якщо в дуже посушливій зоні такі умови можуть спостерігатися в окремі вологі роки в підніжжях усіх схилів і в нижніх частинах північних і східних схилів, то в сухій зоні в жодному місцеположенні зволоження не перевищує 50 – 60% ПВ. Звичайно, при врахуванні можливого перерозподілу зволоження ґрунтів різного гранулометричного складу за О.Н.Романовою, такі місцеположення можуть бути встановлені.

Практичне застосування результатів оцінки просторового мінливості умов зволоження найбільш наочно може бути представлене при складанні мікрокліматичних карт. О.Н.Романова для окремого господарства Ленінградської області Росії склала карту умов зволоження за запасами продуктивної вологи у шарі 0-50 см в абсолютних величинах (мм) і у % від ПВ (рис. 4.7). Виділено 5 мікрорайонів за угрупованими місцеположеннями, які об'єднують елементи рельєфу, тип та гранулометричний склад ґрунту (табл.4.8). Наочно видно, що для відносно вирівняної території умови зволоження дуже відрізняються. Так, якщо на рівнинних ділянках з ґрунтом легкого гранулометричного складу запаси вологи становили весною, влітку і за теплий період в цілому відповідно 100-125, 50-75 і 75-100 мм або 60-70, 40-50 і 50-60 % ПВ, то в п'ятому мікрорайоні вони збільшувалися до 75-100, 25-125 і 50-150 мм, що становить 50-90, 30-70 і 40-80 % ПВ.

В слабко посушливій ти більш сухих регіонах різниця умов зволоження ще більш зростає.



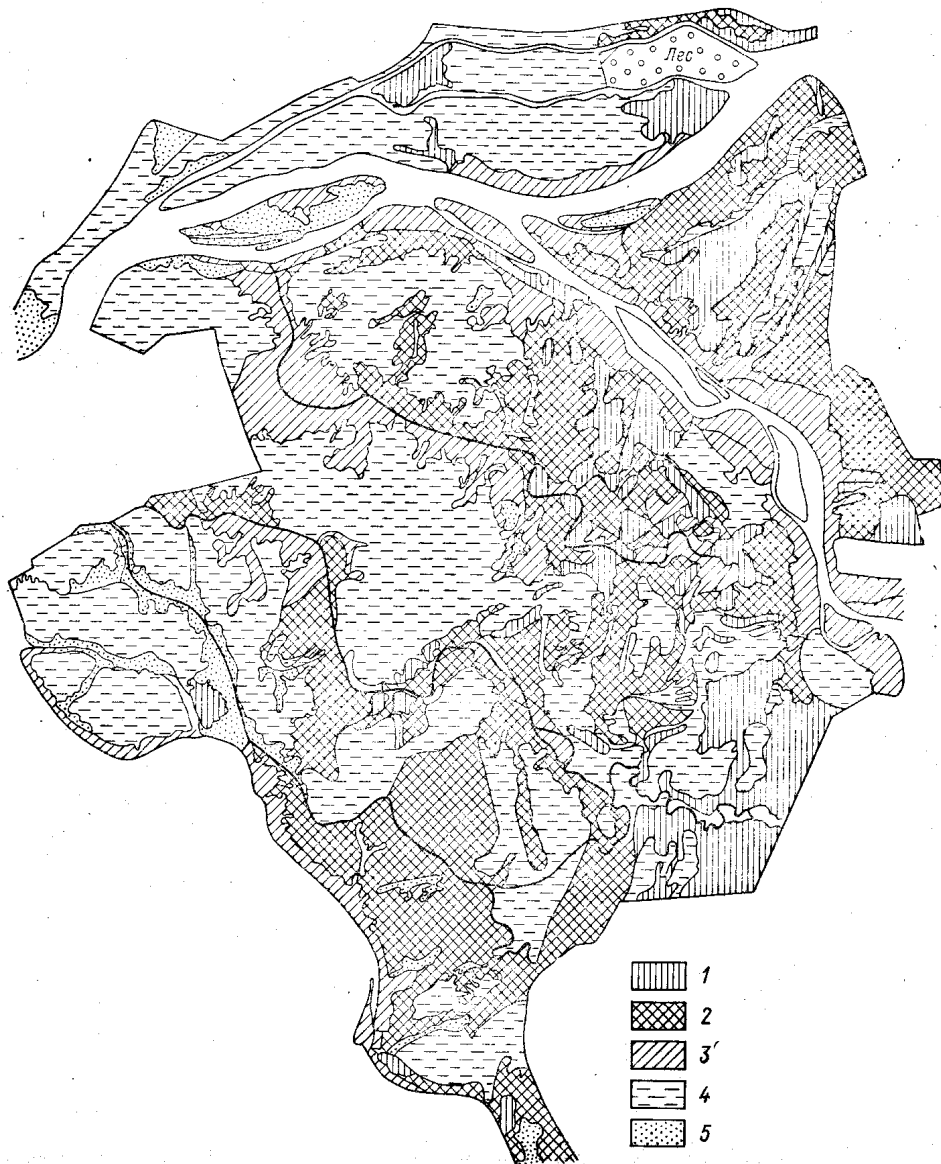


Рисунок 4.7 - Мікрокліматична карта вологості ґрунту у шарі 0-50 см на території окремого господарства (Північний Схід Ленінградської області). Легенда до карти надана в табл. 4.8.

Таблиця 4.8 – Мікрокліматичне районування окремого господарства в Ленінградській області (надмірно зволожена зона) за умовами зволоження (за О.Н.Романовою)

Мікрорайони за угрупованими місцеположеннями	Теплий період		Весна		Літо	
	W, % ПВ	W, мм	W, % ПВ	W, мм	W, % ПВ	W, мм
1.Рівнинні ділянки з легким ґрунтом, заплавні ділянки з ґрунтом середнього гранулометричного складу	50-60	75-100	60-70	100-125	40-50	50-75
2.Рівнинні ділянки з ґрунтом середнього гранулометричного складу та заплавні ділянки з ґрунтами важкого гранулометричного складу	60-70	100-125	70-80	125-150	50-60	75-100
3.Ділянки в пониженні рельєфу з мінеральними ґрунтами, заплави з ґрунтами середнього гранулометричного складу	70-80	125-150	80-90	150-175	60-70	100-125
4.Замкнені пониження рельєфу з торф'яним ґрунтом, замулені заплави	80-90	300-325	90-100	375-400	70-80	275-300
5.Слабко хвилясті ділянки	40-80	50-150	50-90	75-175	30-70	25-125

Дослідження просторово-часової мінливості показників зволоження під впливом неоднорідностей підстильної поверхні мають важливе значення для сільськогосподарської галузі. Завдяки таким дослідженням можна розробляти схеми розміщення сільськогосподарських культур не тільки в зональному розрізі, але й на землях окремих адміністративних районів та окремих господарств. Такі розробки є основою для удосконалення та диференціації агротехнічних заходів, в тому числі, термінів посіву і проведення агротехнічних прийомів вирощування культур, водних меліорацій та заходів боротьби із шкідниками і хворобами. Так, наприклад, остання мікрокліматична карта була складена з метою наукового обґрунтування застосування на даній території диференційних методів меліорації мікроклімату, насамперед умов зрошення.

## **5 МІКРОКЛІМАТИЧНА МІНЛИВІСТЬ ПОКАЗНИКІВ ЗАМОРОЗКОНЕБЕЗПЕЧНОСТІ ТЕРИТОРІЙ**

До одних із небезпечних кліматичних факторів для сільськогосподарських культур, особливо їх теплолюбної групи (овочевих, винограду, плодових), відносять заморозки, які часто завдають значного збитку сільськогосподарській галузі. Тому агрокліматична оцінка цього явища має важливе практичне значення.

### **5.1 Загальна характеристика показників заморозконебезпечності**

Заморозком, згідно із І.А.Гольцберг [27], називається явище, пов'язане із зниженням мінімальних температур повітря та на поверхні ґрунту і рослинного покриву до 0 °С і нижче в період стійких позитивних середньодобових температур. Заморозки спостерігаються в період загального підвищення температур весною та їх зниження – восени. Особливо небезпечними є заморозки, які спостерігаються за високих (вище 10 °С) середньодобових температур в період вегетації сільськогосподарських культур. Збитки, які вони можуть завдати сільськогосподарському виробництву, майже щорічно оцінюються сотнями тисяч, а іноді і мільйонами гривень. В 1999-2002 роки пізні весняні заморозки значної інтенсивності в травні місяці спричинили пошкодження навіть стійких до заморозків зернових культур.

Дослідженню заморозків як фізіологічного, метеорологічного і агрокліматичного явища в різний час приділяли значну увагу Г.Т.Селянинов, С.О.Сапожнікова, І.А.Гольцберг, Т.В.Покровська та ін. Були виявлені метеорологічні умови виникнення заморозконебезпечних ситуацій, проведені дослідження впливу заморозків на темпи розвитку та врожайність сільськогосподарських культур.

За процесами, які зумовлюють прояв заморозків, І.А.Гольцберг виділила 3 типи: адвективні, радіаційні та змішані або адвективно-радіаційні заморозки. Нею виконані фундаментальні агро- і мікрокліматичні дослідження особливостей географічного розподілу показників режиму заморозків на території бувшого СРСР, країн Європи і Світу та їх мінливості в умовах розчленованого рельєфу і близькості водойм. Вона також виконала оцінку можливого пошкодження заморозками сільськогосподарських культур і запропонувала рекомендації щодо диференційованого захисту культурних рослин на території СРСР [27]. Надалі дослідження просторової мінливості показників заморозконебезпечності були проведені в різних республіках СРСР

Копачевською М.М., Туркетті З.Л., Берлянд М.Є і Красицим П.М., Мкртчяном Р.С., Ляшенко Г.В. і Міщенко З.А. [5, 41, 52].

До основних показників режиму заморозків відносяться дати останніх весняних і перших осінніх заморозків ( $D_v$ ,  $D_o$ ), тривалість беззаморозкового періоду ( $N_{6/11}$ ), сума температур повітря і на поверхні ґрунту за цей період ( $\Sigma T_{6/11}$ ) та відношення тривалості беззаморозкового періоду до тривалості періоду з температурою вище 10 °С ( $K_3$ ). За винятком двох останніх показників, інформацію про режим заморозків на будь-якій території можна отримати із довідників про клімат та із агрокліматичних довідників. В них є також дані про ймовірності дат заморозків на окремі фенологічні дати теплолюбних сільськогосподарських культур та можливу мінливість їх в окремих місцезнаходженнях за розробленою І.А.Гольцберг схемою.

## 5.2 Географічна мінливість умов заморозконебезпечності

Фундаментальні дослідження просторово-часової мінливості умов заморозконебезпечності на території бувшого СРСР були проведені в 50-60-і роки минулого сторіччя І.А.Гольцберг. За результатами багаторічних спостережень на мережі метеорологічних станцій нею була дана оцінка режиму весняних і осінніх заморозків та виконано агрокліматичне районування умов заморозконебезпечності [27]. Були складені агрокліматичні карти середніх дат весняних і осінніх заморозків, тривалості беззаморозкового періоду. Середні багаторічні дати сусідніх станцій, розташованих на відкритих рівних місцях, досить добре узгоджуються між собою. У випадках значних відхилень даних деяких станцій за допомогою їх паспортів неважко встановити причини цих відхилень, визначити особливості місцезнаходження станцій і внести певні корективи

Але для гірських районів та узбереж морів й водоймищ побудова навіть схематичних карт пов'язана із значними труднощами. Для проведення ізоліній в цих районах необхідно було насамперед отримати висотні градієнти для дат заморозків і тривалості беззаморозкового періоду. В середньому висотний градієнт дат заморозків весною коливається від 2 до 4 діб на 100 м, а восени – від 2 до 3 діб. Широтний градієнт для центральних районів як весною, так і восени складає близько 2 діб на 1° широти. Відповідно до цього тривалість беззаморозкового періоду зменшується з висотою на 4-7 діб на 100 м і на 4-5 діб – з півдня на північ країни. Ізолінії дат заморозків в гірських районах були проведені на основі розрахунків дат заморозків і тривалості беззаморозкового періоду із застосуванням вказаних висотного і широтного градієнтів та інших особливостей місцезнаходження станцій.

Середні дати весняних і осінніх заморозків на території країн СНД дуже відрізняються. Напрямок ізоліній має в основному широтний характер. Вони проходять паралельно загальній мінливості температури. Раніше відзначається припинення заморозків весною і пізніше настають вони восени в прибережній смузі Чорноморського узбережжя Кавказу та Південного берегу Криму – останні числа лютого весною і перші числа грудня восени. В окремі роки в цих районах заморозки можуть і не відзначатися. На узбережжі Каспійського моря і в південно-східних районах Середньої Азії заморозки в середньому весною припиняються до 15-20 березня і починаються в середині листопада. На ЄЧ СНД кінець заморозконебезпечного періоду рівномірно змінюється з півдня на північ від перших чисел квітня до 20-25 червня весною і восени починається з півночі на південь з середини серпня до кінця жовтня.

Широтний розподіл ізоліній порушується в західних регіонах – Україна, Білорусь, країни Балтії, під впливом відносно теплих морських повітряних мас, які надходять із західних та південно-західних районів. Пом'якшувальний вплив Балтійського моря відзначається на узбережжі Ризької та Фінської затоки, де заморозки припиняються на 6-8 днів раніше весною і настають на 10-12 днів пізніше восени. Порушення широтного розподілу ізоліній відзначається на Північному Кавказі, де високий хребет, будучи природною перепорою для руху хвиль холоду, зумовлює застій холодних повітряних мас на підніжжі. Внаслідок цього весною заморозки тут припиняються на 7-8 днів пізніше, ніж на відкритих територіях тієї ж широти. В Східному Сибіру та на Далекому Сході час припинення заморозків весною і їх початок восени тісно пов'язаний з висотою місця над рівнем моря, і конфігурація ізоліній дат заморозків повторює конфігурацію ізогіпси. В приморських районах та районах, які примикають до значних водоймищ, характер проходження ізогіпси повторює контури берегової лінії.

Складені карти основних показників заморозконебезпечності показують географічний розподіл цих елементів в макромасштабі як певну термічну характеристику перехідних періодів року. Ці карти характеризують загальний фон розподілу вказаних показників на значних територіях. Ізолінії дають уявлення про середні умови заморозконебезпечності для рівнинних земель. Проте, практичне використання таких карт можливе тільки для загальнодержавних плануючих органів. Для використання інформації щодо заморозконебезпечності для окремих територій необхідна подальша деталізація представлених розробок, яка виконується на основі отриманих кількісних показників впливу місцевих особливостей на мінливість умов заморозконебезпечності.

### **5.3 Особливості просторової мінливості заморозконебезпечності під впливом неоднорідностей підстильної поверхні**

Механізм формування мікрокліматичної мінливості показників режиму заморозків радіаційного типу аналогічний механізму формування мікрокліматичних інверсій температур взимку і визначається інтенсивністю радіаційного вихолоджування поверхні ґрунту і приземного шару повітря за ясної безвітряної погоди та вітрів схилів, які зумовлюють нерівномірний стік і приплив холодного повітря в різних місцезнаходженнях. І.А.Гольцберг та ін. встановили, що найбільша мікрокліматична мінливість умов заморозконебезпечності спостерігається при вихолоджуванні радіаційного і адвективно-радіаційного типів. Ці типи заморозків характеризуються також і найбільшою небезпечністю, оскільки спостерігаються пізно весною (в деяких регіонах навіть на початку літа) та на початку осені. Процеси формування таких заморозків пов'язані з посиленням адвекції холодного повітря, нічним радіаційним вихолоджуванням.

В умовах пагорбкуватого, горбистого і гірського рельєфу вночі охолоджене внаслідок ефективного випромінювання повітря приземного шару, як більш важке, стікає з вершини вниз вздовж по схилу і накопичується на підніжжі та дні долин у вигляді “озер холоду”, досягаючи іноді значної потужності. На рис. 5.1 представлена загальна схема формування “озер холоду” в розчленованому рельєфі та виділено місцезнаходження, які відрізняються за умовами заморозконебезпечності. Найменша заморозконебезпечність за радіаційного і адвективно-радіаційного типів заморозків спостерігається на опуклих формах рельєфу – верховини, вододіли і вододільні плато, верхні частини схилів. Найбільш заморозконебезпечними є увігнуті форми рельєфу – глибокі U- подібні долини із крутістю схилів більше  $10^\circ$  і з добре вираженим дном шириною менше 300 м та з поганим провітрюванням. Дно таких долин за даними Селянинова Г.Т. на 3-4  $^\circ\text{C}$  прохолодніше від рівнинних земель і середньої частини схилів. Розташування на схилі певних перешкод, якими можуть бути високі густі посадки дерев та будівлі дещо змінює процес стікання холодного повітря. Треба зазначити, що на верхній частині схилів висота холодного повітря може складати 10-20 см, в середній частині – до 1 м і більше, а на підніжжі схилів та дні долин із незначним нахилом вздовж лінії стоку глибина “озер холоду” може досягати 8-10 м.

Дані спеціальних мікрокліматичних спостережень за режимом заморозків дуже обмежені. Згідно із розрізненими даними таких спостережень, проведених в різний час на території СНД, виявлено, що різниця інтенсивності заморозків (мінімальних температур в період заморозків) може досягати в горбкуватому рельєфі 8-10  $^\circ\text{C}$  й більше, а в

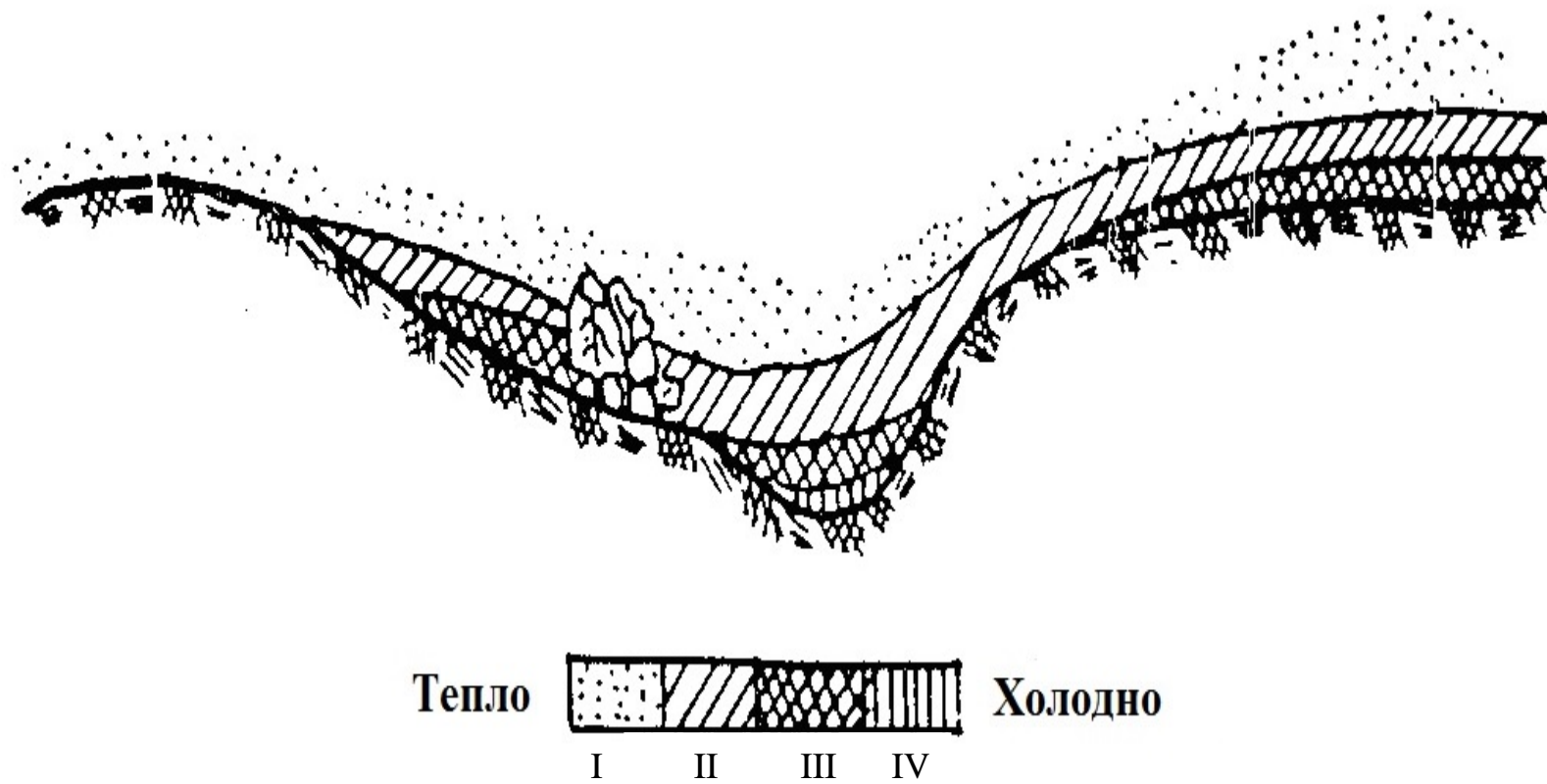


Рисунок 5.1 – Схема мінливості умов заморозконебезпечності в складному рельєфі.

I – найменш заморозконебезпечна, II - відносно заморозконебезпечна, III – заморозконебезпечна, IV – дуже заморозконебезпечна



гірському – 14-16 °С. Значна мінливість відзначається й за іншими показниками заморозконебезпечності.

Згідно із спеціальними дослідженнями Г.Т.Селянинова, проведеними в Західній Грузії, Криму та на Уралі, різниця мінімальних температур в період заморозків за ясної тихої погоди між серединою схилу і дном долини досягала 5-6 °С. Спостереження в горбкуватому рельєфі Ленінградської області, проведені в минулому сторіччі Т.В.Покровською, показали, що середні мінімальні температури в низовині були на 3,5- 4,0 °С вищі, ніж на височині, за відносного перевищення висот долина – пагорб 40 м і відстані 1 км. А різниця мінімальних температур, згідно із експедиційними дослідженнями в Казахському Дрібносопковому, проведеними на початку літа, складала впродовж 4 червня – 5 липня 2,7- 3,2 °С між вершиною – серединою схилу і 3,5-6,7 °С – між серединою і підніжжям схилу, тобто різниця мінімальних температур між вершиною і підніжжям схилу досягала 8 – 9 °С [32, 63].

Аналогічна різниця мінімальних температур повітря в період заморозків спостерігалася в умовах горбистого рельєфу Кодрової зони Молдови. Так, наприклад, в заморозконебезпечні осені 1977 і 1978 років, коли заморозки завдали значних збитків сільському господарству і, особливо, виноградарству, різниця мінімальних температур повітря в різних місцезнаходженнях горбистого рельєфу ОПХ МНДІВіВ, Кутузовський р-н Молдови, досягала 9-12 °С (табл. 5.1). За даними З.А.Міщенко, 19 вересня 1977 року, за додатної температури 9,6 °С на вододільному плато висотою 210 м, мінімальна температура на дні долини (висота місця 110 м, а відносне перевищення висот  $\Delta H$  – 95 м) опустилася до -1,2 °С, 29 вересня цього ж року значення мінімальних температур в цих місцезнаходженнях відповідно склали -1,2 і -9,1 °С. 12 і 13 жовтня 1977 року значення мінімальних температур були близькими і відповідно складали на вододільному плато 3,5-3,6 °С, а на дні долини - -5,8- -6,0 °С. 18 жовтня їх різниця досягала 10,5 °С (відповідно 5,2 і -5,3 °С).

На рис. 5.2 представлена нічна гілка добового ходу температур в період заморозків 27 квітня і 4 жовтня 1985 року за даними мікрокліматичних спостережень, проведених Ляшенко Г.В. [46, 57] на території с. Пуркари Суворовського району Молдови. В ці ночі різниця мінімальних температур повітря відповідно складала 5 і 7 °С. Впродовж ночі найвищі температури спостерігалися на вододільному плато з абсолютною висотою 155 м, а найнижчі мінусові температури – на підніжжі північно-східного схилу висотою 15-25 м і відносним перевищенням висоти 130-140 м. Представляє інтерес добовий хід температури. Як видно із рис.7.2, зниження температури повітря з 20-ї до 4-6-ї години весною і до 24-ї – 8-ї години – восени проходило поступово.

Таблиця 5.1 – Розподіл мінімальних температур повітря (°C) вночі в різних місцезнаходженнях Рельєфу на території ОПХ МНДІВіВ (Кутузовський район Молдови)

Місцезнаходження	Морфометричні показники			Осінь 1977 року					Весна та осінь 1978 року				
	Н, м	ΔН, м	крутість, °	19 IX	20 IX	29 IX	12 X	13 X	5 V	6 V	26 IX	16 XI	21 XI
Вододільне плато (ВП)	210	115	0-3	9,6	11,2	-1,2	3,6	3,5	5,9	7,0	11,6	1,0	2,5
Вершина південно-західного схилу (ВПдЗх)	172	75	9-12	-	-	-	-	-	3,8	4,0	9,2	-0,8	2,6
Вершина північно-східного схилу (ВПнСх)	170	75	12-15	-	-	-	-	-	5,3	6,8	9,6	-1,0	2,9
Середина південно-західного схилу (СПнЗх)	165	85	3-6	9,2	10,8	-5,9	2,6	2,7	3,5	3,3	10,5	1,0	2,5
Середина південного схилу (СПн)	157	67	6,9	8,6	9,6	-5,3	2,4	2,2	-	-	-	-	-
Середина західного схилу (СЗх)	145	55	12-15	5,8	8,2	-7,9	1,8	1,5	-	-	-	-	-
Середина північно-східного схилу (СПнСх)	110	20	6 - 9	3,0	4,2	-8,1	-4,0	-3,2	-	-	-	-	-
Дно долини (ДД)	110	15	0 - 3	-1,2	-1,8	-9,1	-5,8	-6,0	-1,0	-1,6	3,5	-8,5	-6,0
Діапазон мінливості (ВП-ДД)	-	-	-	-10,8	-12,9	-7,9	-9,4	-9,5	-6,0	-8,6	-8,1	-9,5	-8,5

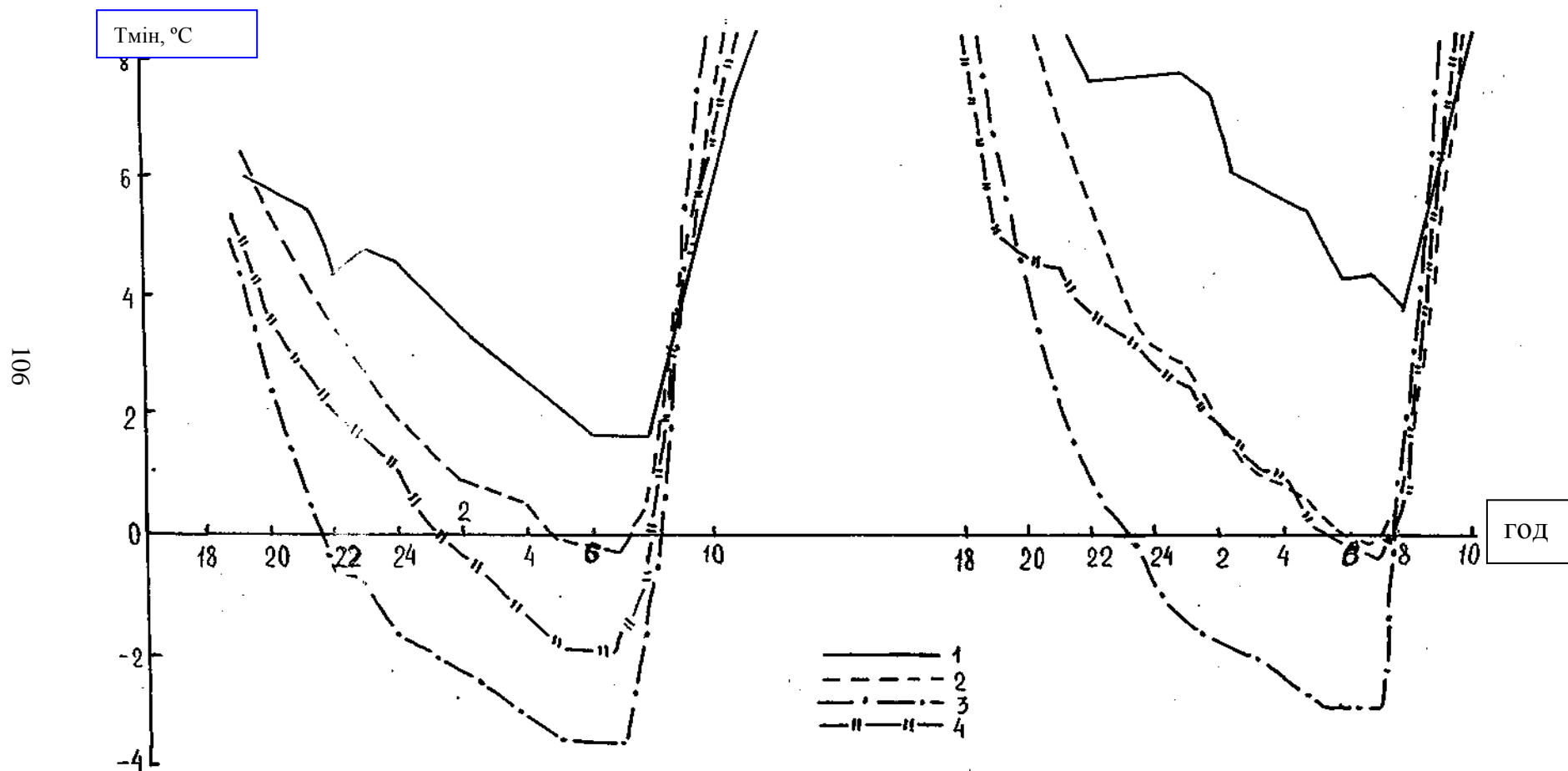


Рисунок 5.2 – Мікрокліматична мінливість мінімальних температур повітря в день заморозку по елементах рельєфу. Пуркари, Молдова, 27 квітня (а) і 4 жовтня (б) 1985 р. Північно-східний схил: 1- верхня частина, 2- середня частина, 3 - підніжжя, 4 – заплава р. Дністер

Заморозок спостерігався 27 квітня і 4 жовтня відповідно близько 22-ї години ночі на підніжжі схилу, потім в заплаві Дністра та середині схилу. На вододільному плато в ці ночі заморозок зареєстрований не був. Підвищення температури відбувалося значно швидше – впродовж 2-3 годин. Така ж закономірність нічного ходу температур була відзначена і І.А.Гольцберг та Р.С.Мктчян. На цьому рисунку також дуже чітко представлена загальна тенденція мінливості в різних місцезонах тривалості одного заморозку. Так, наприклад, заморозок 27 квітня в підніжжі схилу тривав близько 10-и годин, в заплаві – 7-и годин, в середині схилу – близько двох годин. Така ж закономірність спостерігалася і 4 жовтня.

Значна мікрокліматична різниця спостерігається й по інших показниках заморозконебезпечності – датах припинення весняних і початку осінніх заморозків, тривалості беззаморозкового періоду, сум температур повітря за беззаморозковий період. Так, наприклад, за даними Гольцберг І.А. [27], дати весняних заморозків на вододільних плато та вершинах схилів можуть припинятися на 5-10 днів раніше, а на дні долин та в улоговинах – на 10 - 15 днів пізніше, ніж на рівнинних землях. Дещо більша (на 3-5 днів) мікрокліматична різниця в строках початку заморозконебезпечного періоду. За даними експедиційних спостережень, проведених ГГО в північній частині Казахського Дрібносопковика в межах Кокчетавської і Актюбінської областей виявлено, що для порівняно пологих схилів із незначним відносним перевищенням висот тривалість беззаморозкового періоду на вершинах сопок була на 12-15 днів менша, ніж на середніх частинах схилів. В цілому, мікрокліматична різниця тривалості беззаморозкового періоду в різних місцезонах досягає 30-35 днів, а, подекуди, й 45 днів. За даними експериментальних досліджень Ляшенко Г.В. [41] на Центральному мікрокліматичному полігоні в Молдові (ОПХ МНДІВіВ, м. Кишинів) різниця в тривалості беззаморозкового періоду в 1980 році в контрастних місцезонах вододіл – дно долини склала 49 днів. Не менша різниця спостерігалася і в Суворовському районі Молдови. За даними 5-річних регулярних спостережень, які виконувала Ляшенко Г.В. [52] на території с. Пуркари та с. Антоновка, діапазон тривалості беззаморозкового періоду складав 35 діб.

Спостереження експедиції ГГО на території Казахського Дрібносопковика показали, що найбільша різниця температури по схилу спостерігається в тихі ясні ночі на висоті до 1-1,5 м над поверхнею ґрунту. На поверхні ґрунту і на малих висотах (до 20 см) ця різниця дещо менша внаслідок подібних умов випромінювання, особливо на початку ночі. Збільшення різниці температур між схилом і підніжжям на висоті 1 м і вище пояснюється стоком охолодженого повітря по схилу і, внаслідок цього, малої потужності плівки холодного повітря на схилі. В низовинах та

нижніх частинах схилів в цей час утворюється досить глибоке “озеро холоду” із застоюванням повітря в нижніх шарах до висоти 15-20 м над ґрунтом. Такі ж дані були отримані за результатами мікрокліматичних спостережень в с. Пуркари Молдови. На рис. 5.3 представлено вертикальний профіль мінімальних температур повітря по елементах рельєфу в дні із заморозками 27 квітня і 4 жовтня 1985 року. Простежується закономірність збільшення різниці мінімальних температур по елементах рельєфу з висотою. Як весною, так і восени в при поверхневому шарі повітря різниця температур найменша і складала 3 °С весною та 5 °С восени. На висоті 1 м ця різниця вже відповідно становила 4 і 5 °С й такою ж залишалася на висоті 1,5 м.

На основі результатів експериментальних мікрокліматичних досліджень в різних регіонах бувшого СРСР були виявлені основні закономірності формування мікрокліматичних особливостей режиму заморозків в умовах розчленованого рельєфу. Вони охоплювали питання мінливості дат припинення весняних і настання осінніх заморозків, тривалості беззаморозкового періоду, дослідження вертикального профілю мінімальних температур повітря в різних місцезонах на схилах, потужності шару холодного повітря в цих місцезонах.

Для визначення впливу місцевих особливостей І.А.Гольцберг використовувала, в першу чергу, багаторічні матеріали спостережень із кліматичних довідників та спеціальних мікрокліматичних спостережень в різних регіонах СРСР. Нею була розроблена уніфікована таблиця мікрокліматичної мінливості показників заморозконебезпечності під впливом горбистого рельєфу, близькості значних водоймищ та типів ґрунтів (табл. 5.2). Було виділено 14 місцезонах, які відрізняються за умовами стоку і припливу холодного повітря, ступенем заморозконебезпечності, мінливістю мінімальної температури повітря весною і восени та тривалістю беззаморозкового періоду.

Найменшою заморозконебезпечністю характеризуються опуклі форми рельєфу, до яких відносяться вододіли, вершини та верхні частини схилів. Тут відсутній приплив холодного повітря і спостерігаються добрі умови його стоку. Ступінь заморозконебезпечності для цих місцезонах оцінюється 1 і 2 балами. В цих місцезонах мінімальні температури, які характеризують інтенсивність заморозків, на 3-5 та 1-2 °С вищі, ніж на фонових місцезонах, а тривалість беззаморозкового періоду перевищує аналогічну тривалість на рівнинних ділянках на 15-25 і 5-15 днів, сума температур за беззаморозковий період на 150-200 і 50-150 °С вища ніж в середніх умовах. Цим же балом оцінюють такі місцезонах як дно та нижні частини схилів із значним та помірним нахилом вздовж лінії стоку, так звані V-подібні долини і долини великих рік. Мікрокліматична мінливість інтенсивності заморозків і тривалості

Таблиця 5.2 – Мікрокліматична мінливість показників заморозконебезпечності під впливом неоднорідностей підстильної поверхні (за І.А.Гольцберг)

Місцеположення	Умови повітрообміну		Ступінь заморозко- небезпечності (бали)	Мінливість		
	приплив	стік		інтенсивності заморозків (ΔT мін), °C	тривалості беззаморозково- го періоду (Δ N <sub>бп</sub> ), дні	суми темпе- ратур за беззаморозко- вий період (Δ), °C
				від до	від до	від до
1	2	3	4	5	6	7
1. Вершини, верхні і середні частини стрімких схилів (відносна висота ΔН >50 м)	нема	добрий	1	3 5	15 25	150 200
2. Вершини і верхні частини пологих схилів (відносна висота ΔН <50 м))	нема	є	2	1 3	5 15	50 150
3. Рівнини, пласкі вершини, середні частини дна широких відкритих долин	нема	нема	3	0	0	0
4. Середні частини пологих схилів (крутість 3-10°)	нема	є	3	0	0	0
5. Дно і нижні частини схилів вузьких долин із значним нахилом вздовж осі	є	добрий	1	3 5	15 25	150 200

Продовж.табл.5.2								
1	2	3	4	5		6		7
6. Дно і нижні частини схилів вузьких долин з помірним нахилом	є	є	2	1	3	5	15	50 200
7. Долини значних річок, берега водоймищ	є	є	2	2	4	10	20	100 200
8. Дно і нижні частини схилів нешироких глибоких долин із значним нахилом вздовж осі	є	є	3	0		0		0
9. Те ж із слабким нахилом	є	слабкий	4	-2	-3	-10	-15	-100 -200
10. Дно і нижні частини схилів нешироких звивистих замкнених долин	є	майже немає	5	-3	-5	-15	-25	-200 -300
11. Улоговини	є	немає	5	-4	-6	-20	≥-30	-250 ≥-350
12. Нижні частини схилів та прилеглі частини дна широких долин	є	слабкий	4	-3	-5	-15	-25	-200 -300
13. Замкнені широкі пласкі коритоподібні долини	є	майже немає	5	-4	-6	-20	≥-30	-250 -300
14. Вологі низини	немає	немає	4	-3	-6	-15	-30	-200 -350

Примітка. «+» - збільшення, «-» -зменшення

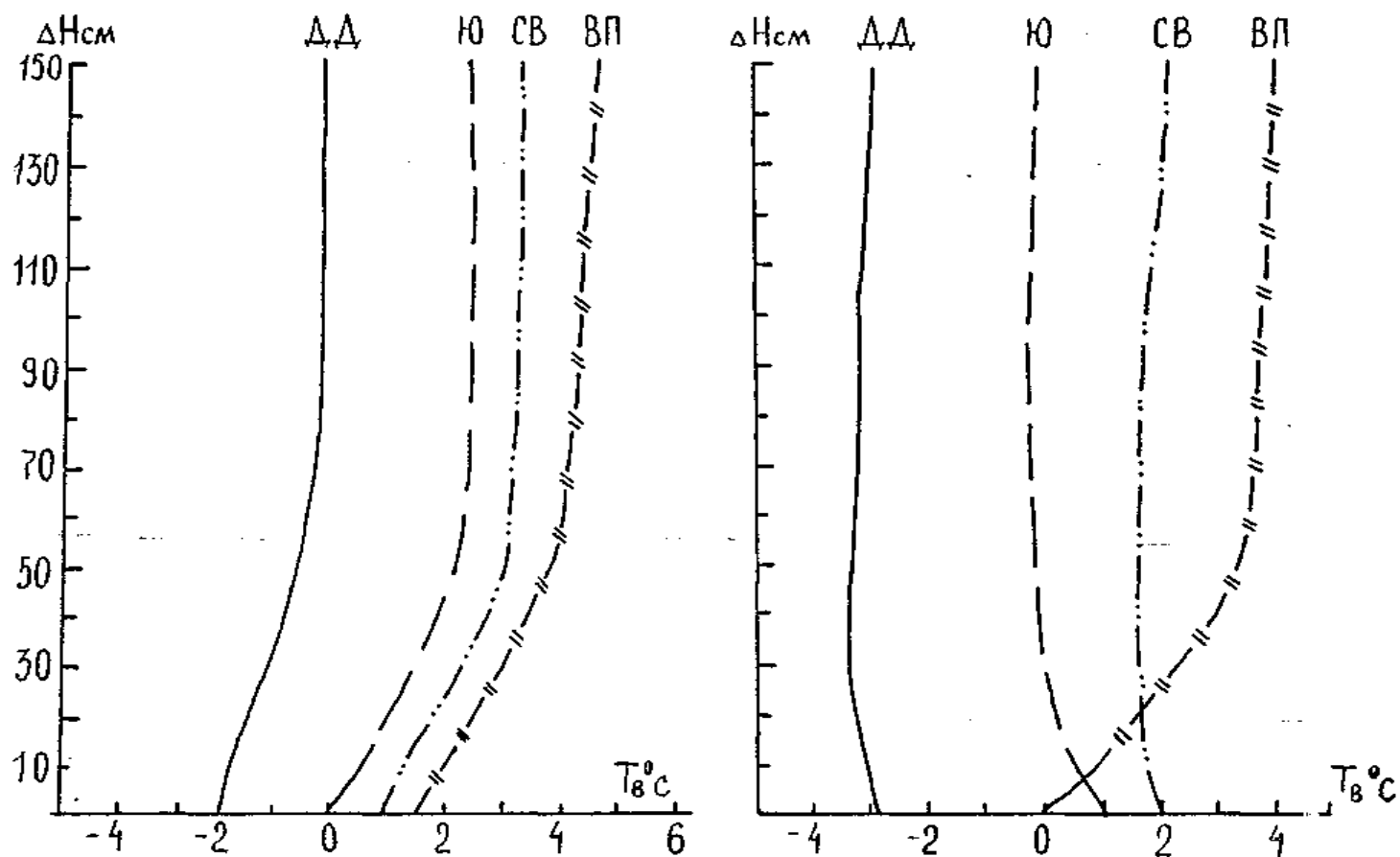


Рисунок 5.3 – Вертикальний розподіл мінімальних температур повітря по елементам рельєфу в день заморозку. Пуркари, Молдова, 27 квітня (а) і 4 жовтня (б) 1985 р. ДД – дно долини, Ю – південний схил, СВ – північно-східний схил, ВП – вододільне плато



беззаморозкового періоду в цих місцеположеннях аналогічна верхнім частинам схилів.

Середні умови заморозконебезпечності, які оцінюються 3 балами, характерні для рівнин, плоских вершин, ден широких (більше 1 км) відкритих долин та середніх частин пологих схилів в пагорбкуватому типі рельєфу. Дещо гірші умови складаються на денах та в нижніх частинах схилів із слабким нахилом вздовж осі. Вони оцінюються 4 балами. В цих місцеположеннях інтенсивність заморозків може бути на 2-3 °С нижча, ніж для середніх умов, а тривалість беззаморозкового періоду – на 10-15 днів менша. Найгірші умови складаються на денах та нижніх частинах U- подібних замкнених долин із погіршеним стоком холодного повітря та в улоговинах. Тут спостерігається значний приплив холодних повітряних мас і повна відсутність його стоку. Ступінь заморозконебезпечності оцінюється 5 балами, інтенсивність заморозків на 3 – 6 °С нижча ніж на рівнинних ділянках, тривалість беззаморозкового періоду скорочується на 15-30 днів, а сума температур за цей період менша від аналогічної на рівному місці на 200-350 °С.

Долини великих рік та озер відносяться до другої групи місцеположень, які оцінюються 2 балами заморозконебезпечності. Інтенсивність заморозків в цих місцеположеннях на 2-4 °С менша ніж на рівнинних ділянках, тривалість беззаморозкового періоду - на 10-20 днів більша, а сума температур за цей період - на 100-200 °С вища, ніж в середніх умовах. На морських островах, косах та узбережжі на відстані до 0,5-1,0 км від берега незалежно від відкритості місця можливе збільшення тривалості беззаморозкового періоду на 25-35 днів. Але цей вплив моря спостерігається в тихі безвітряні ночі або при слабкому вітрі, тобто в умовах, характерних для пізніх весняних і ранніх осінніх заморозків з переважанням радіаційного процесу і розповсюджується в глибину суші на незначні відстані. Проте цей вплив обмежений місцевою циркуляцією повітря, яка виникає між відносно теплим морем і холодною сушею, типом бризів, які в тихі весняні і осінні ночі розвиваються слабо й обіймають незначну смугу узбережжя. Вплив моря за таких умов простирається не далі, ніж на 5-6 км. За наявності вітру, який дме перпендикулярно до берега або під незначним кутом до нього, вплив водоймища розповсюджується значно далі від навітряного схилу і досягає 12-15 км.

На відміну від долин річок вологі низини відносяться до місцеположень з погіршеними умовами – ступінь заморозконебезпечності складає 4 бали, а інтенсивність заморозків в цих місцеположеннях на 4-6 °С більша, ніж в середніх умовах, тривалість беззаморозкового періоду скорочується на 15-30 днів, а сума температур за цей період зменшується на 200-350 °С. Зменшення тривалості беззаморозкового періоду порівняно з рівним місцем спостерігається на лісових полянах, де внаслідок застою холодного повітря можлива значна інверсія температури. Ступінь

заморозконебезпечності тут складає 4 бали. Інтенсивність заморозків може бути більшою, ніж на рівному місці на 3-6 °С, тривалість беззаморозкового періоду скорочується, як і в улоговинах, на 20-30 днів, а сума температур за цей період зменшується порівняно з рівнинними землями на 200-350 °С. Навіть на великих полях з діаметром 0,5-0,8 км і більше скорочення беззаморозкового періоду може складати 20-25 днів. Не кращі умови характерні для вологих низин.

Згідно з виконаними розробками вже зараз можна давати оцінку просторової мінливості показників заморозконебезпечності в будь-якому регіоні СНД для різних місцеположень. Розрахунки показників заморозконебезпечності можна виконувати за такими простими формулами:

$$D'_B = D_B \pm \Delta D'_B, \quad D'_O = D_O \pm \Delta D'_O, \quad (5.1)$$

$$T'_B = T_B \pm \Delta T'_B, \quad T'_O = T_O \pm \Delta T'_O, \quad (5.2)$$

$$N'_{\text{бп}} = N_{\text{бп}} \pm \Delta N'_{\text{бп}}, \quad (5.3)$$

$$\Sigma T'_{\text{бп}} = \Sigma T_{\text{бп}} \pm \Delta \Sigma T'_{\text{бп}}, \quad (5.4)$$

де  $D'_B$  - дати весняних заморозків в будь-якому місцеположенні;

$D'_O$  - дати осінніх заморозків в будь-якому місцеположенні;

$I'_B$  - інтенсивність весняних заморозків в будь-якому місцеположенні, °С;

$I'_O$  - інтенсивність осінніх заморозків в будь-якому місцеположенні, °С;

$N'_{\text{бп}}$  - тривалість беззаморозкового періоду в будь-якому місцеположенні;

$\Sigma T'_{\text{бп}}$  - сума температур за цей період в будь-якому місцеположенні, °С;

$D_B$  - дати весняних заморозків для умов відкритого рівного місця;

$D_O$  - дати осінніх заморозків для умов відкритого рівного місця;

$I_B$  - інтенсивність весняних заморозків для умов відкритого рівного місця, °С;

$I_O$  - інтенсивність осінніх заморозків для умов відкритого рівного місця, °С;

$N_{\text{бп}}$  - тривалість беззаморозкового періоду для умов відкритого рівного місця;

$\Sigma T_{\text{бп}}$  - сума температур за беззаморозковий період для умов відкритого рівного місця, °С;

$\Delta D'_B$  - параметр мікрокліматичної мінливості дати весняних заморозків в будь-якому місцеположенні;

$\Delta D_o'$  - параметр мікрокліматичної мінливості дати осінніх заморозків в будь-якому місцеположенні;

$\Delta I_b'$  - параметр мікрокліматичної мінливості інтенсивності весняних заморозків в будь-якому місцеположенні, °С;

$\Delta I_o'$  - параметр мікрокліматичної мінливості інтенсивності осінніх заморозків в будь-якому місцеположенні, °С;

$\Delta N_{\text{бп}}'$  параметр мікрокліматичної мінливості тривалості беззаморозкового періоду в будь-якому місцеположенні;

$\Delta \Sigma T_{\text{бп}}'$  - параметр мікрокліматичної мінливості суми температур за беззаморозковий період в будь-якому місцеположенні, °С;

У випадках впливу декілька факторів, наприклад, місцеположення і ґрунту, або ґрунту і близькості водоймища розрахунок показників заморозконебезпечності для них виконується за формулою вигляду

$$\Sigma T_{\text{бп}}' = \Sigma T_{\text{бп}} \pm \Delta \Sigma T_{\text{бп}}' \pm \Delta \Sigma T_{\text{бп}}'' \quad (5.5)$$

де  $\Delta \Sigma T_{\text{бп}}'$  - параметр мікрокліматичної мінливості, наприклад, суми температури повітря за беззаморозковий період під впливом першого фактору, °С;

$\Delta \Sigma T_{\text{бп}}''$  - параметр мікрокліматичної мінливості, наприклад, суми температури повітря за беззаморозковий період під впливом другого фактору, °С.

Виконані розробки мають важливе практичне значення і, в першу чергу, для сільськогосподарського виробництва з метою вирішення однієї із головних задач – оптимізації розміщення культур, що пов'язано із значним впливом умов заморозконебезпечності на темпи розвитку, врожайність і якість сільськогосподарської продукції.

Великої шкоди сільськогосподарським культурам завдають весняні заморозки. Навіть відносно стійкі до заморозків рослини, не отримавши видимого пошкодження від заморозків, можуть затримувати свій розвиток, а надалі, у зв'язку з запізненням в розвитку, потрапляючи в інші несприятливі умови, наприклад, весняно-літню посуху, знижують врожайність. Таким чином, заморозки опосередковано впливають на продуктивність культур. Найбільшої ж шкоди заморозки завдають групі теплолюбних культур, особливо овочевим, плодовим і винограду, збитки від яких в окремі роки досягають сотен тисяч гривень. Навіть незначні за інтенсивністю заморозки спричиняють значні збитки цим галузям. Існує думка, що осінні заморозки не завдають значної шкоди сільському господарству. Так, наприклад, виноградарі стверджують, що заморозки в період дозрівання винограду мають користь, оскільки зумовлюють накопичення цукру. Але, разом з тим, осінні заморозки значної

інтенсивності можуть спричинити “стікання ягід”, що повсюдно відзначалося в 1977 і 1978 роках в Молдові. Крім того, треба враховувати, що в осінній період у винограду і плодових культур проходить закладення квіткових вічок на майбутній рік і заморозки можуть пошкодити їх, а це вже збитки в майбутньому році. У зв’язку з цим дуже важливе значення мають дослідження, присвячені диференційним методам захисту рослин від заморозків з урахуванням їх мінливості в складному рельєфі.

#### **5.4 Рекомендації щодо диференційних методів захисту рослин від заморозків в складному рельєфі**

Агрокліматична оцінка методів захисту сільськогосподарських культур від заморозків базується на врахуванні ймовірності прояву заморозків різної інтенсивності в період їх вегетації. При цьому має сенс визначення можливого зниження їх шкідливого впливу шляхом зменшення інтенсивності заморозку у зв’язку із застосуванням того чи іншого технічного способу. Найбільш поширеними ж способами є димування, дощування, відкрите прогрівання діяльного шару повітря і ґрунту, накривка. Підставою ж для вибору способу захисту від заморозків має бути детальне врахування їх ймовірності, частоти й інтенсивності в різних природно - кліматичних зонах, конкретних місцезположень в рельєфі та цінності певної сільськогосподарської культури. Останній чинник визначає межу рентабельності застосування способів захисту: чим вища цінність культури – тим більші можуть бути витрати на захист від заморозків.

Проте основним безвитратним методом захисту сільськогосподарських культур від заморозків має бути науково обґрунтоване їх розміщення і, в першу чергу, за агрокліматичними і мікрокліматичними умовами. Таким чином, найкращий час для захисту рослин, особливо багаторічних культур - період планування та розробки проектів закладки багаторічних насаджень.

Гольцберг І.А., на основі паралельного аналізу показників заморозконебезпечності і ймовірності пошкодження сільськогосподарських культур виконала кліматичну оцінку окремих методів захисту рослин від заморозків. Нею була складена схематична карта комплексу заходів щодо захисту рослин від заморозків в різних кліматичних зонах СРСР (рис. 5.4), на якій виділено 6 макрорайонів. В першому, північному, районі вона пропонує використовувати закритий та утеплений ґрунт. На значній території (макрорайон 2), де заморозки можливі впродовж всього вегетаційного періоду, можуть застосовуватися різні агротехнічні заходи, направлені на підвищення температури ґрунту: гребенева культура, орієнтація рядків, осушення перезволожених ділянок, їх мінералізація тощо. Особливо важливе значення має врахування

мікрокліматичних умов, тобто сільськогосподарські культури висівати в найменш заморозконебезпечних місцеположеннях – на відкритих пологих схилах, в заплавах значних за розмірами рік і на берегах озер. Посів виконувати відповідними морозостійкими сортами і проводити захист рослин від холодних вітрів та своєчасно збирати врожай.

В 3-му районі, який охоплює і територію України, захист рослин пропонується проводити із застосуванням димлення та зрошення, а також посадки продуваних полезахисних смуг, під впливом яких може значно зменшитися небезпечність заморозків, навіть до 0 °С. В 4-му макрорайоні (країни Закавказзя і Середньої Азії) захист рослин пропонується виконувати, в першу чергу, шляхом врахування мікроклімату, застосуванням спеціальної агротехніки, відкритого прогрівання. В 5-му макрорайоні, для захисту субтропічних культур пропонується, в першу чергу, врахування мікроклімату, а також застосування спеціальної агротехніки, відкритого прогрівання. Треба підкреслити схематичність виконаного районування, яке потребує подальшої деталізації для конкретних територій у зв'язку із місцевими особливостями формування режиму заморозків і сортименту сільськогосподарських культур.

Спеціальні розробки, виконані в умовах складного рельєфу Молдови, дозволили Міщенко З.А.[67] запропонувати диференційні методи захисту рослин в різних місцеположеннях рельєфу. На основі агрокліматичного обґрунтування можливої інтенсивності заморозків в різних місцеположеннях рельєфу пропонується застосовувати той чи інший спосіб захисту рослин і, в першу чергу, оптимальне розміщення сільськогосподарських культур (табл.5.3). Захист теплолюбних культур від радіаційних і адвективно-радіаційних заморозків в конкретних господарствах повинен базуватися на фоновому прогнозі мінімальних температур місцевого бюро погоди, відкоректованого для найближче розташованих до нього метеорологічних станцій і уточнених за табл. 5.2 даних для різних місцеположень рельєфу.

Ступінь небезпечності заморозку визначається для різних сільськогосподарських культур з урахуванням їх критичних температур пошкодження і агротехнічних умов. І тільки після цього приймається рішення щодо вибору того чи іншого способу захисту. Треба враховувати, що димлення й укриття ефективні за слабкої інтенсивності заморозків – до -2 °С, дощування – за заморозків середньої інтенсивності (-3... - 4°С); відкритий обігрів і динамічний метод захисту в поєднанні із дощуванням ефективні для захисту з інтенсивними заморозками – до -5...-8 °С. На схилах в першу чергу виділяються ділянки з підвітряної сторони.

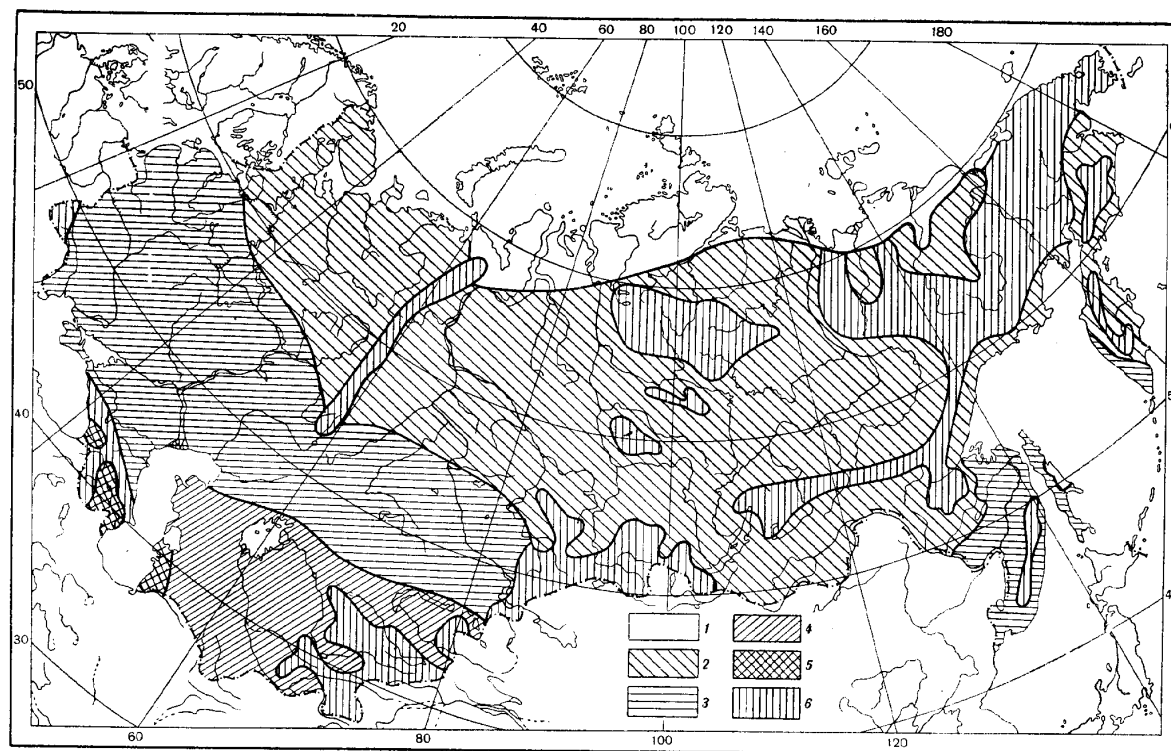


Рисунок 5.4 – Схематична карта комплексу заходів щодо захисту рослин від заморозків в різних кліматичних зонах бувшого СРСР (за І.А.Гольцберг) 1 – закритий ґрунт, 2 – врахування мікроклімату, захист від холодних вітрів, 2 - інтенсивне димлення; 3 – врахування мікроклімату, накривка, димлення; 4 – зрошення, інтенсивне димлення, 5 – врахування мікроклімату, спеціальна агротехніка, накривка, відкритий зігрів, 6 – гірські райони ( заходи не наводяться)

Таблиця 5.3 – Види захисту сільськогосподарських полів від радіаційних і адвективно-радіаційних заморозків в складному рельєфі Молдови (за З.А.Міщенко)

Місцеположення	Умови повітрообміну	Оцінка заморозконебезпечності, бали	Інтенсивність заморозків, °С	Вид захисту
Вододільні плато, вершини і верхні частини відкритих схилів (Н = 50-150 м)	Дуже добрий	5	0, 1-2	Захист не потрібен
Середні частини стрімких схилів (Н=50-100 м, крутість 8-15°, Пн, ПнСх, ПЗх, Пд., Зх, Сх., ПдСх, ПдЗх, дно долин )	Добрий	4	-1, -2 -2, -4	Димлення, накривка
Відкриті рівні ділянки на рівнинах та в широких долинах, а також середні частини пологих схилів	Нормальний	3	-4, -2, -2, -4 -4, -6	Димлення, накривка дощування
Дно широких долин із слабким нахилом, нижні частини схилу	Поганий	2	-2 -2,-4 -4, -6 і більше	Дощування, відкритий прогрів, захист не ефективний
Дно і нижні частини нешироких звивистих долин, улоговини, вологі низини	Дуже поганий	1	-4, -6 -6, -8 і більше	Захист не ефективний, не рекомендується розміщувати теплолюбні культури

Ефективність захисту виноградників від заморозків у Молдові пов'язана з наявністю розчленованого рельєфу, який зумовлює формування мікрокліматичної мінливості умов заморозконебезпечності. Міщенко З.А. виділила п'ять груп місцеположень, які відрізняються за умовами заморозконебезпечності і ефективністю застосування тих чи інших способів (табл. 5.3). На вершинах і на верхніх частинах схилів захист від заморозків, переважно, не потрібен. Він тут доцільний тільки в окремі (до 20 % ймовірності) випадки інтенсивних заморозків із слабким вітром (1-2 м/с). Ефект зменшення інтенсивності заморозку проявляється сильніше на підвітряних схилах, в широких (більше 1-2 км у поперечнику) долинах та на рівнинних землях. В увігнутих формах рельєфу через утворення плівки холодного повітря і безперервного його натікання з оточуючих схилів ефективність захисту знижується. В замкнених вузьких долинах й улоговинах, де постійно впродовж ночі відбувається приплив холодного повітря, а стік його практично відсутній і інверсія температури може досягати десятки метрів, захист від заморозків неефективний.

За будь-яких видів активної дії з метою послаблення впливу заморозків треба найбільшого ефекту очікувати за ясної погоди із слабким (до штилю) вітром. Результативність захисту також залежить від площі, яка захищається: чим вона менша, тим сильніше виражений крайовий ефект за рахунок горизонтальної адвекції повітря і тим сильніша буде ця дія. Захист же від адвентивних заморозків, які супроводжуються сильним вітром (більше 3-5 м/с), в будь-яких місцеположеннях неефективний.



## 6 МІКРОКЛІМАТИЧНА МІНЛИВІСТЬ УМОВ МОРОЗОНЕБЕЗПЕЧНОСТІ

В холодний період року істотний вплив на характер та інтенсивність процесів, які відбуваються в органічній і неорганічній природі, мають зимові температури повітря – середній із абсолютних річних мінімумів температур повітря ( $\bar{T}_m$ ), температура найхолоднішого місяця ( $T_x$ ), температура найхолоднішої п'ятиденки тощо. Основний внесок в їх абсолютні величини вносять нічні мінімальні температури повітря, які характеризуються значною чутливістю до мікроклімату. Саме вони є лімітуючим фактором клімату за умовами морозонебезпечності при розміщенні зимуючих культур в конкретній місцевості. Найбільше змінюються на незначній площі зимові термічні характеристики під впливом горбистого і гірського рельєфу, а також під впливом близькості морів і значних водоймищ.

### 6.1 Характеристика показників морозонебезпечності територій

Врожай озимих зернових культур істотно залежить від умов перезимівлі. Часті пошкодження і загибель цих культур від вимерзання у суворі зими є головною перешкодою для розширення їх площ на території СНД. Але й в сприятливих, згідно із зональною агрокліматичною оцінкою, районах мають місце їх пошкодження і загибель, зумовлені вимерзанням – Молдова, Україна, Краснодарський і Ставропольський край тощо. Таке становище спричинюється, значною мірою, наявністю розчленованого рельєфу, який зумовлює значну мікрокліматичну мінливість зимових температур у біологічно активному шарі повітря і ґрунту на обмежених територіях.

Врожай винограду також значною мірою залежить від умов перезимівлі. Наприклад, в Молдові в морозонебезпечні зими за рахунок неправильного розміщення накривних виноградників по елементах рельєфу має місце значне пошкодження лози та загибель насаджень на великих площах. Врожай ягід винограду в такі роки знижується і складає до половини від запланованого [5, 67, 69]. Також спостерігається істотна варіабільність врожаю теплолюбної групи плодових та ефіроолійних культур.

Механізм формування мікрокліматичної різниці зимових температур в складному рельєфі визначається умовами радіаційного вихолоджування вночі, стоку і підтоку холодного повітря по елементах рельєфу і площею повітрозбору. Чим більша площа схилів і вершин, з яких вночі стікає

оохолоджена повітряна маса, тим нижча  $\bar{T}_m$  і  $T_x$  на дні долини. Динамічний механізм формування мікроклімату горбистого і гірського рельєфу знаходиться в прямій залежності від глибини розчленування рельєфу по вертикалі, тобто від базисів ерозії ( $\Delta H$ , м), а також від ступеня континентальності клімату.

В табл. 6.1 представлено пари метеостанцій, які характеризують різні райони СНД і відрізняються за місцезположенням в складному рельєфі. Із таблиці видно, що на опуклих формах рельєфу (вершина, верхня частина схилу) середній із абсолютних річних мінімумів температури повітря на 9-15 °С вищий, ніж в увігнутих (вузька замкнена долина, улоговина). В умовах різкоконтинентального клімату Східного Сибіру діапазон мікрокліматичної різниці  $\bar{T}_m$  за  $\Delta H$  приблизно 190-230 м, тобто в низькогірському рельєфі, зростає до 20 °С і вище.

Таблиця 6.1 – Середній із абсолютних річних мінімумів температури повітря ( $\bar{T}_m$ ) в різних місцезположеннях горбистого та низькогірського рельєфу (°С)

№	Станції	$\Delta H$ , м	$\bar{T}_m$ , °С	Місцезположення
1	Миколаївське Верхня Косьма	190	-29 -45	Верхня частина схилу Вузька долина
2	Данилов Солигалич	30	-32 -41	Вершина Замкнена долина
3	Бугульма Осташево	150	-33 -38	Вершина Широка долина
4	Ташкент Талди-Курган	100	-20 -34	Верхня частина схилу Улоговина
5	Крутоярський з/с Верхоянськ	230	-39 -61	Вершина Улоговина
6	Ташкай Наканка	190	-33 -56	Верхня частина схилу Замкнена долина
7	Велике Голоусне Головське	80	-36 -51	Вершина Замкнена долина

В.Сміт [101] наводить аналогічні дані, визначені на основі термометричної зйомки в різних місцезположеннях карстової улоговини на висоті 1270 м над рівнем моря в Австрії поблизу Лунца. Виявилося, що взимку за ясної погоди та  $\Delta H \approx 100$ -150 м абсолютний мінімум температури повітря складає: на верхній частині північно-східного схилу

-1,8 °C, а на верхній частині південно-західного схилу - +2,3 °C. У зоні випадання інею за  $\Delta H \approx 0-40$  м, на підніжжі цих схилів та на дні долин спостерігаються досить низькі температури - в межах -20, -28 °C.

Не менш показовими є результати мікрокліматичних спостережень у морозонебезпечну зиму 1977 року в різних місцезнаходженнях горбистого рельєфу на території ДВГ НВО “Віерул” площею 2600 га у Молдові. За даними З.А.Міщенко [41, 67], в ясні безвітряні ночі січня  $\bar{T}_m$  на вершині, вододільному плато, верхній частині схилів не перевищували -12, -17 °C, а на підніжжі схилів та дні замкненої долини й улоговини вони знижувалися до -22, -29 °C (рис. 6.1). Діапазон мікрокліматичної мінливості  $\bar{T}_m$  складав 10-12 °C. Весняне обстеження виноградників показало, що на вододільному плато пошкодження вічок винограду не перевищувало 10-12 %, а на дні вузької долини й улоговини - збільшувалося до 80-100 %. Це обумовило значну різницю врожайності винограду на території окремого господарства.

В гірському рельєфі з перевищенням висот між вершиною хребтів і днищем долин у межах 200-300 м та більше мікрокліматична різниця мінімальних температур повітря взимку виявилася ще більшою. При цьому, крім місцезнаходження в рельєфі, чітко відзначається також вплив абсолютної висоти над рівнем моря. В табл. 6.2 представлені пари метеостанцій, розташовані на опуклих й увігнутих формах рельєфу в гірських системах на території СНД. Наочно видно, що діапазон мезокліматичної різниці  $\bar{T}_m$  між верхніми частинами схилів або відкритими схилами і вузькими долинами або улоговинами значний і коливається в межах 15-22 °C.

Перерозподіл  $\bar{T}_m$  на малих відстанях під впливом складного рельєфу обумовлює значну мінливість адаптивних реакцій зимуючих культур. Наприклад, Ф.Ф.Давітая [31] за спостереженнями у Східній Грузії, виявив залежність загибелі вічок винограду в період перезимівлі від абсолютного мінімуму температури повітря. За щорічними даними загибель вічок винограду ( $B_r$ , %) при  $\bar{T}_m \approx -13, -14$  °C не перевищує 20 %, а при зниженні  $\bar{T}_m$  до -20, -22 °C вона зростає на ненакривних виноградниках до 90-100 % (рис. 6.2а).

Пізніше І.В.Димченко і З.А.Міщенко [41, 69] у морозонебезпечну зиму 1984-1985 рр. провели мікрокліматичні спостереження на виноградниках, розташованих в різних місцезнаходженнях рельєфу на території окремого господарства Страшенського району Молдови. Ранньою весною були проведені біоекологічні обстеження винограду (сорт Фетяска, Совіньон) на тих же мікроточках. Виявлено строкату картину ступеня пошкодження ненакривних виноградників небезпечними морозами. На основі отриманих даних встановлено прямолінійну залежність відсотка загибелі вічок винограду від рівня мінімальних температур повітря в різних еконишах рельєфу (рис. 6.2б).

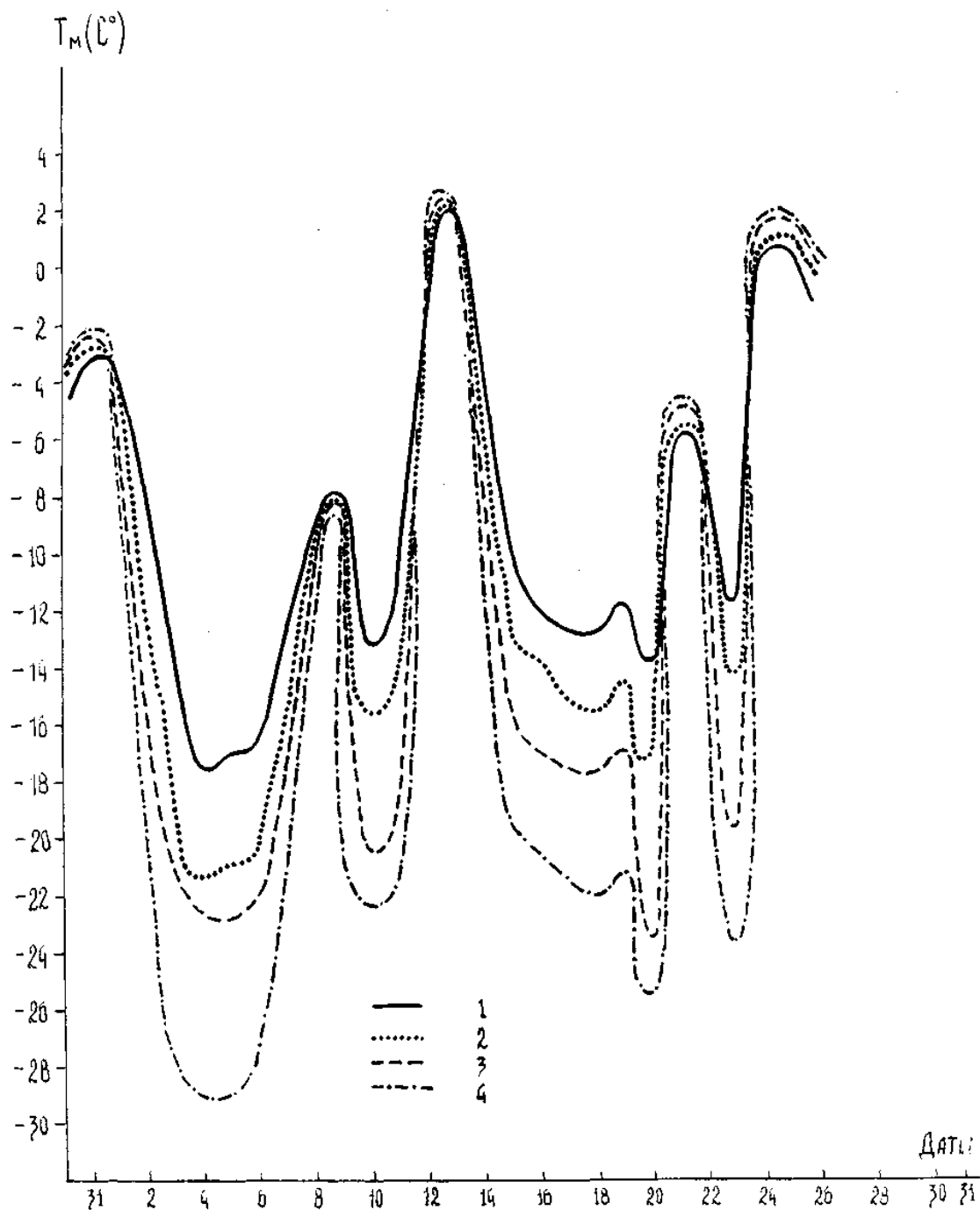


Рисунок 6.1 – Мікрокліматична мінливість мінімальних температур повітря в морозонебезпечну зиму 1977 р. на території окремого господарства в Молдові. 1 – вершина, верхня частина схилів; 2 – середина схилів; 3 – нижня частина схилів; 4 – підніжжя схилів, дена замкнених долин та улоговин

Таблиця 6.2 - Середній із абсолютних річних мінімумів температури повітря ( $\bar{T}_m$ ) на опуклих (1) й увігнутих (2) формах гірського рельєфу (°C)

Гірська система	Станція	$\Delta H$ , м	$\bar{T}_m$ , °C	Місцеположення
Великий Кавказ	1.Коджори 2.Херга	220	-13 -29	Верхня частина схилу Вузька долина
Тянь-Шань, Памір	1.Верхній Горельник 2.Сумамир	250	-22 -44	Вершина Замкнена долина
Тянь-Шань, Памір	1.Шахристан- ський перевал 2.Мур габ	440	-24 -39	Вершина Широка долина
Алтай, Саяни	1.Кос-Агач 2.Лепсинськ	550	-25 -41	Верхня частина схилу Улоговина
Східний Сибір	1.Західна 2.Оймякон	400	-50 -65	Вершина Улоговина
Східний Сибір	1.Хатиннах 2.Таскон	470	-40 -55	Верхня частина схилу Замкнена долина

Були також розраховані відповідні рівняння. Коефіцієнт кореляції становить 0,82, що вказує на досить тісний зв'язок між  $\bar{T}_m$  і  $V_r$ . Була визначена “ціна” зниження зимових мінімальних температур повітря нижче критичної на  $\pm 1$  °C стосовно до відсотка загибелі вічок винограду. Виявлено також, що із збільшенням інтенсивності морозів та їх тривалості (ночі, години) збільшується відсоток загибелі виноградних вічок у напрямку від вододільного плато (ВП), верхніх частин стрімких схилів з південною складовою (ВПд, ВПз, ВПдСх) до нижніх частин схилів та їх підніжжя. Наприклад, на ВП, ВПд, ВПдЗх, ВПдСх  $\bar{T}_m$  нижчі за -20 °C, спостерігалися за зиму 2-3 рази і загибель вічок винограду не перевищувала 10-20 %. В найбільш морозонебезпечних місцеположеннях (нижніх частинах схилів та їх підніжжях),  $\bar{T}_m$  нижчі за -20 °C спостерігалися 12-15 разів, нижчі за -25°C – 4-5 разів, і загибель вічок складала 80-100%, відзначалося також пошкодження лубу.

## 6.2 Географічний розподіл умов морозонебезпечності

Г.Т.Селянинов і І.А.Гольцберг [95, 105] вперше показали можливість використання середнього із абсолютних річних мінімумів температури

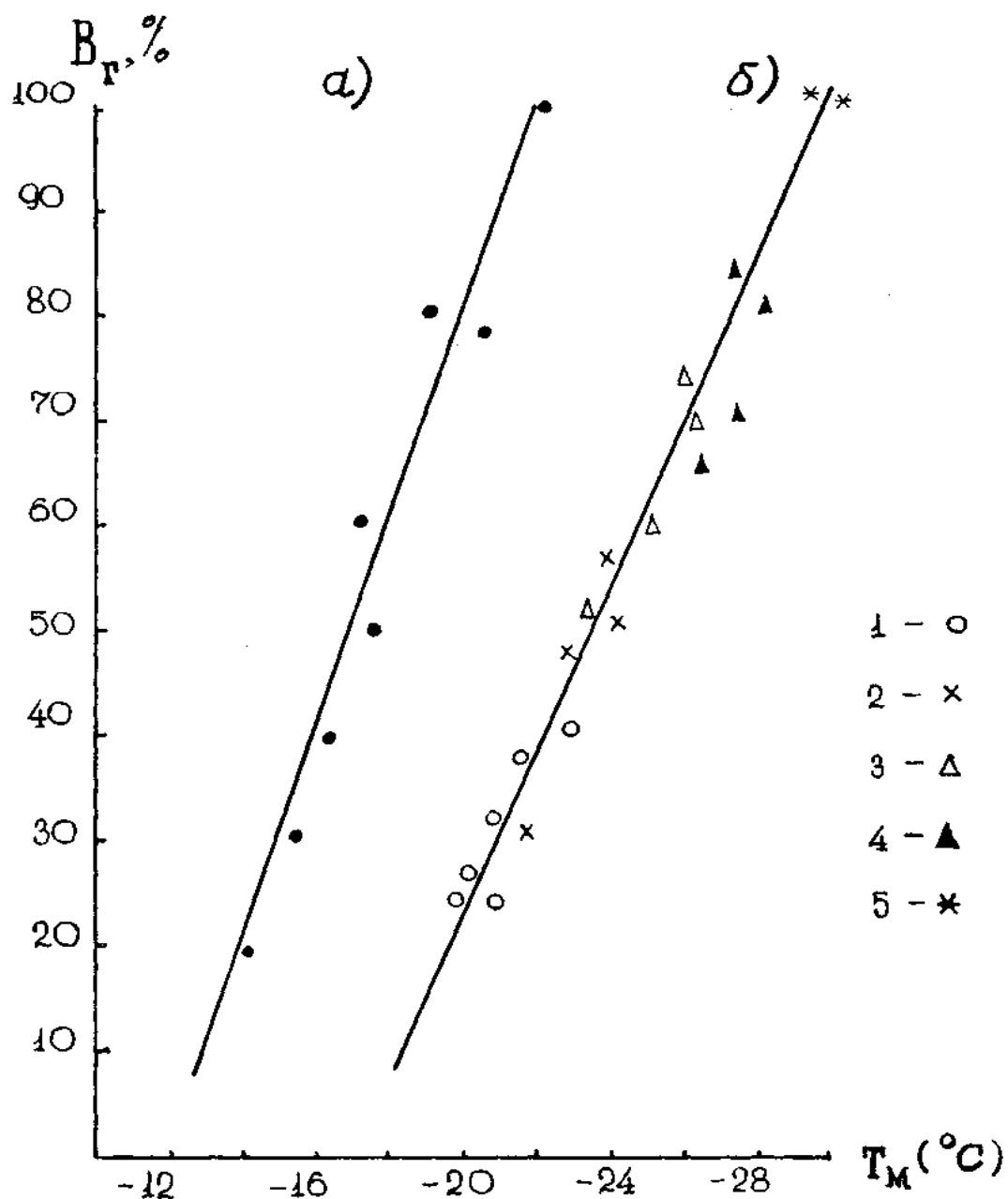


Рисунок 6.2 – Залежність загибелі вічок винограду ( $B_r$ ) від абсолютного мінімуму температури повітря ( $\bar{T}_m$ ): а) Східна Грузія, зими 1968 - 1969, 1972 - 1973рр., б) Страшенський район Молдови, зими 1984-1985 рр. 1 - вододільне плато, верхні частини схилів, 2 - середина південних і західних схилів, 3 - середина північних схилів, 4 - нижні частини схилів, 5 - підніжжя схилів, замкнені долини

повітря ( $\bar{T}_m$ ) для сільськогосподарської оцінки клімату стосовно до вимерзання надземної частини рослин взимку. Пізніше Ф.Ф.Давітая [37] запропонував використовувати цей показник стосовно до озимих культур на глибині 3 см від поверхні ґрунту (це місцезона розташування важливого органу озимих – вузла кушіння). Перевага  $\bar{T}_m$  над іншими зимовими температурами полягає в наявності масових даних в кліматичних довідниках більшості країн Світу. В національних атласах, в тому числі, в “Агрокліматическом атласе Мира” [1], представлено кліматичні карти розподілу середніх із абсолютних мінімумів температури повітря на територіях окремих країн і континентів для умов відкритого рівного місця. Крім того, згідно із численними дослідженнями  $\bar{T}_m$  знаходиться в тісній залежності з рядом показників зимового термічного режиму ( $T_x$ ,  $T_n$ ,  $\bar{T}_{мп}$ ,  $N_{хп}$  тощо), багаторічних фактичних даних спостережень яких дуже мало.

Середній із абсолютних мінімумів температури повітря відзначається високою чутливістю до мікроклімату. Але в кліматичних і агрокліматичних довідниках відсутні відомості про мінливість  $\bar{T}_m$  під впливом горбистого і низькогірського рельєфу, а також інших неоднорідностей діляльної поверхні. Перша спроба виконати кількісну оцінку мінливості  $\bar{T}_m$  в різних формах рельєфу була зроблена С.О.Сапожніковою в 30-ті минулого століття роки [93] стосовно до субтропічної зони Західної Грузії. На основі даних термометричних зйомок взимку нею був побудований графік мінливості  $\bar{T}_m$  із зростанням відстані від берега Чорного моря для трьох типів рельєфу (вододільне плато, відкрите рівне місце, дно долини або улоговини).

Пізніше З.А.Міщенко [58, 65] розробила уніфіковану методику розрахунку мікрокліматичних параметрів термічного режиму взимку для території СНД, в тому числі країн Балтії, з урахуванням ступеня континентальності клімату і морфометричних показників горбистого і гірського рельєфу. Задача вирішувалася в два етапи. Спочатку була складена фонові карта розподілу середнього із абсолютних мінімумів температури повітря на вказаній території для умов відкритого рівного місця в робочому масштабі 1: 7500000. Для цього були використані масові матеріали багаторічних спостережень на 2000 метеорологічних станцій, опубліковані в “Справочнике по климату СССР” [100].

Для рівнинної частини СНД картування виконувалося за даними репрезентативних станцій, які характеризуються місцеположенням, що відповідає відкритому рівному місцю. В гірських районах за нормальні або середні умови розподілу  $\bar{T}_m$  бралася місцеположення на схилах, яке за умовами утворення температурних інверсій відповідає деякому середньому між опуклими й увігнутими формами рельєфу, а також широкі (більше 4 км в поперечнику) долини передгір'я. При картуванні  $\bar{T}_m$  в гірських системах враховувався вплив абсолютної висоти над рівнем моря

і форми рельєфу. Групування гірських систем за їх місцеположенням дозволило отримати розподіл  $\bar{T}_m$  на опуклих й увігнутих формах рельєфу та оцінити в чистому вигляді вплив абсолютної висоти над рівнем моря на розподіл цього елемента в горах.

З цією метою були побудовані графіки залежності  $\bar{T}_m$  і  $\bar{T}_p$  (температура найхолоднішої п'ятиденки) від абсолютної висоти над рівнем моря. На рис. 6.3 представлено такі графіки для Великого Кавказу, Тянь-Шаню і Паміру. Наочно видно, що із зростанням висоти місця середній із абсолютних річних мінімумів температури повітря зменшується, але в деяких випадках має місце інверсійний розподіл  $\bar{T}_m$  до рівня 1,5 – 2 км. Так, на північних схилах Великого Кавказу за рахунок частих мікрокліматичних інверсій  $\bar{T}_m$  підвищуються з висотою до 800-1000 м, вище простежується ізотермія, а з рівня 1500 м спостерігається нормальне зниження  $\bar{T}_m$  з висотою (рис. 6.3а). Значно порушується вертикальний розподіл  $\bar{T}_m$  на північних схилах Таласького і Заїлійського Ала-Тау, де підвищення температури з висотою простежується до 1600 м, а ізотермія – до 2000 м (рис.6.3б).

Географічний розподіл  $\bar{T}_m$  на території СНД має досить складний характер. Найвищі значення  $\bar{T}_m$  спостерігаються на узбережжі Чорного моря, де на виступних далеко в море мисах і островах він становить -2, -4 °С. Найнижчі значення  $\bar{T}_m$  спостерігаються на північному сході Якутії в долинах рік Яна та Індигірка (район азійського “полюса холоду”) і досягає -65 °С (рис.6.4). На ЄЧ СНД має місце майже меридіональний хід ізоліній. Такий розподіл  $\bar{T}_m$  зумовлює майже однакові значення  $\bar{T}_m$  в Санкт-Петербурзі, Астрахані, Ризі і Ташкенті. Особливий розподіл  $\bar{T}_m$  у Східному Сибіру (у вигляді замкнених ізоліній) зумовлений стаціонаруванням взимку над цією територією антициклону і тут, на відміну від ЄЧ СНД, адвективні процеси впливають на нього меншою мірою.

На другому етапі для визначення впливу мікроклімату і місцевого клімату на мінливість  $\bar{T}_m$  використовувалися дані усіх станцій, для яких відхилення  $\bar{T}_m$  від середньої величини, знятої з карти для відповідного району, становили  $\pm 1,0$  °С. Після чого ці дані були згруповані за основними типами складного рельєфу та іншими неоднорідностями діяльної поверхні. Для визначення мікрокліматичної мінливості  $\bar{T}_m$  в гірських районах, де крім форм рельєфу чітко простежується вплив абсолютної висоти над рівнем моря, виділено чотири основні типи рельєфу.

1. Вершини та верхні частини відкритих схилів (крутістю до 10°,  $\Delta H \approx 150-300$  м і більше), з яких відбувається інтенсивне стікання холодної повітряної маси і заміна її більш теплою із вільної атмосфери.

2. Середина схилів (крутістю  $>10^\circ$ ). Ця форма рельєфу займає проміжне положення за умовами стоку і припливу холодного повітря і



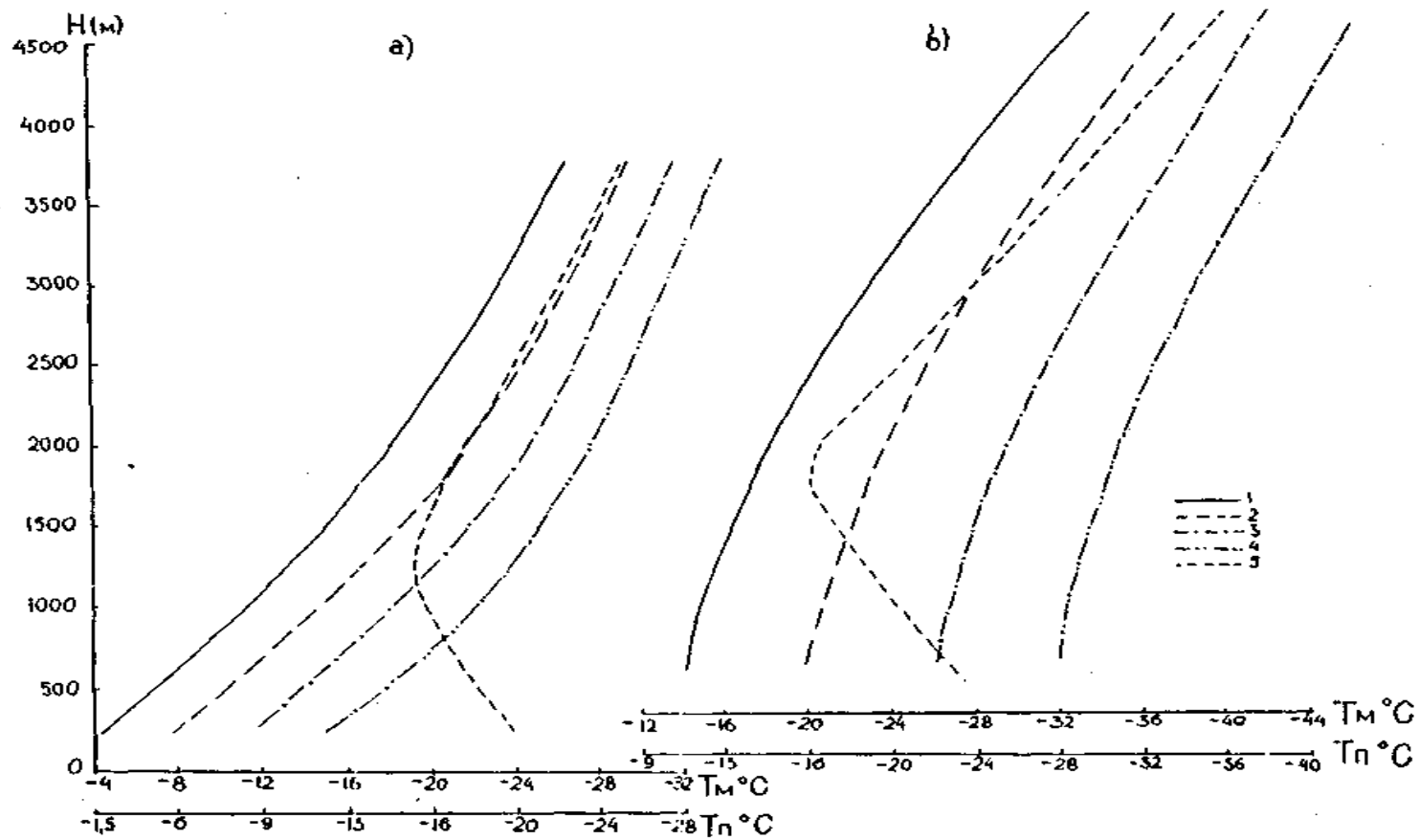


Рисунок 6.3 – Залежність між  $T_m$ ,  $T_n$  і абсолютною висотою над рівнем моря. а) північний і південний схили Великого Кавказу; б) північні і південні схили хребтів Таласького, Заїлійського і Ферганського Алатау. 1 – вершина і верхня частина схилу, 2 – середина схилу, 3 – гірська долина, 4 – замкнена долина, улоговина, 5 – інверсійний розподіл температури з висотою

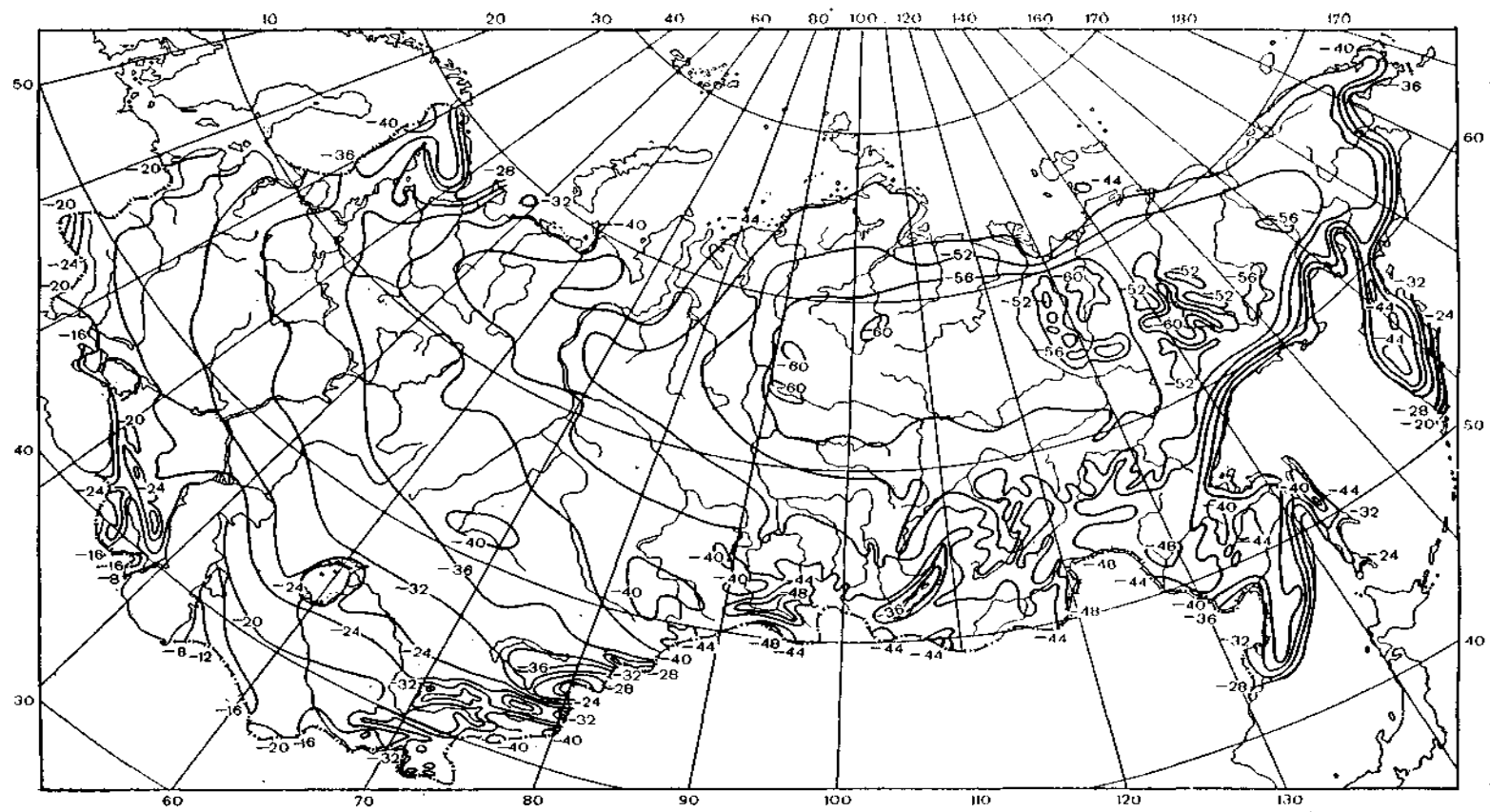


Рисунок 6.4 - Географічний розподіл  $\bar{T}_m$  на території СНД

відповідно, за значеннями  $\bar{T}_m$ . Такі ж умови утворення нормальної інверсії складаються на плато з нахилом, в теплих долинах із значним нахилом вздовж лінії стоку та в улоговинах з опуклим дном тощо.

3. Дена і нижні частини гірських долин (ширина, менша 4 км в поперечнику,  $\Delta H \approx 150-300$  м та більше). В цих умовах є інтенсивний приплив холодного повітря та його слабкий стік. Перевага припливу холодного повітря над стоком забезпечує утворення значних інверсій і зниження  $\bar{T}_m$ . Такі умови складаються в гірських долинах із слабким нахилом, в підніжжі схилів і на плато, оточених горами.

4. Дена та нижні частини звивистих, глибоких, вузьких і замкнених долин (ширина менша 1 км у поперечнику) та улоговини з  $\Delta H \approx 150-300$  м і більше. В цих умовах забезпечується інтенсивний приплив холодного повітря і відсутній або майже відсутній його стік. Тому в увігнутих формах рельєфу спостерігаються глибокі температурні інверсії та найнижчі значення  $\bar{T}_m$ . Аналогічні умови складаються на плато, оточених з усіх сторін горами, в замкнених коритоподібних долинах та в глибоких пласких западинах.

Розглянута класифікація була покладена в основу кількісної оцінки мікрокліматичної мінливості середнього із абсолютних мінімумів температури повітря в гірському рельєфі. Узагальнюючи дані табл. 6.3, передусім треба відзначити відносну стійкість мезо- і мікрокліматичних параметрів в різних формах рельєфу порівняно із значеннями  $\bar{T}_m$  в середній частині схилу. Вони обчислюються як різниця між  $\bar{T}'_m$  в будь-якому місцеположенні і  $\bar{T}_m$  в середній частині схилу, тобто за формулою вигляду:

$$\Delta \bar{T}'_m = \bar{T}'_m - \bar{T}_m \quad (6.1)$$

Значення мікрокліматичних параметрів  $\Delta \bar{T}'_m$  зменшуються з висотою місця в усіх гірських системах. Найменша різниця між опуклими й увігнутими формами рельєфу спостерігається в горах Кавказу, де, наприклад, на висоті 1 км  $\bar{T}_m$  на вершинах і верхніх частинах схилів на  $3,5^\circ\text{C}$  вища, в гірській долині на  $3,5^\circ\text{C}$  нижча, а в замкненій долині або улоговині на  $5-6^\circ\text{C}$  нижче порівняно з серединою схилу.

Сильніше проявляється вплив форм рельєфу в більш континентальному кліматі Тянь-Шаню і Паміру. Для цієї гірської країни характерне значне розчленування рельєфу, наявність пласких значних плато, оточених горами (так звані сирти) із значним перевищенням висот ( $\Delta H$ , м) порівняно з Кавказом. Над глибокими коритоподібними западинами шириною більше 15 км здіймаються окремі хребти висотою до 2-4 км (станції Чатир-Куль, Алтин-Мазар, Сари-Таш, Сусамир тощо). В цих умовах на висоті 1 км височини можуть бути взимку на  $5-6^\circ\text{C}$  тепліші

Таблиця 6.3 – Мінливість середнього із абсолютних річних мінімумів температури повітря ( $\bar{T}_m$ ) в різних умовах горбистого рельєфу порівняно із схилом

Гірська система	Верховина				Гірська долина				Замкнена долина, улоговина			
	висота, км											
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Великий і Малий Кавказ												
Західні і східні схили Малого Кавказу	3,5	3,5	3,0	-	-3,5	-3,0	-3,0	-	-7,5	-6,5	-5,5	-
Південний схил Великого Кавказу	3,5	3,5	3,0	3,0	-3,5	-3,0	-2,5	-2,0	-7,5	-6,0	-5,0	-4,5
Північний схил Великого Кавказу	3,5	3,5	3,0	2,5	-3,5	-3,5	-2,5	-2,5	-7,5	-6,5	-5,0	-4,5
Тянь-Шань, Памір												
Південні схили Зеравшанського, Заалайського хребтів і Паміру	5,0	4,5	4,5	4,5	-4,5	-4,5	-4,5	-4,3	-10,0	-9,5	-9,0	-8,5
Північні схили Туркестанського, Зеравшанського і Алайського хребтів	5,0	4,5	4,5	4,5	-5,0	-4,5	-4,5	-4,5	-10,0	-9,5	-9,5	-8,5
Південні схили Таласького Алатау і Ферганського хребта	6,0	6,0	5,0	4,5	-6,0	-6,0	-5,5	-5,0	-12,0	-11,5	-10,5	-9,5
Північні схили Таласького і Заїлійського Алатау	5,5	5,5	5,0	5,0	-6,0	-5,5	-5,0	-4,0	-12,0	-10,5	-9,0	-8,0

від схилів, а гірські долини та замкнені вузькі долини і улоговини - холодніше схилів відповідно на 5-6 і 8-9 °С.

Значна частина території бувшого СРСР характеризується слабопагорбистим і горбистим рельєфом, який відрізняється від гірського рельєфу меншим відносним перевищенням між верхньою і нижньою точками (не більше 150 м). В цих умовах вплив абсолютної висоти над рівнем моря повністю перекривається впливом форм рельєфу. Кількісна оцінка мікрокліматичної мінливості  $\bar{T}_m$  в різних формах горбистого рельєфу виконувалась порівняно з нормальним місцеположенням, тобто з умовами відкритого рівного місця.

Як результат аналізу і узагальнення розглянутих матеріалів З.А.Міщенко [64, 65] виконала типізацію мезо- і мікрокліматичної мінливості середнього із абсолютних річних мінімумів температури повітря. В основу районування покладено мінливість не тільки  $\bar{T}_m$ , але й температури найхолоднішого місяця ( $T_x$ ), а також температуру найхолоднішої п'ятиденки ( $T_{хп}$ ) в залежності від глибини розчленування рельєфу по вертикалі ( $\Delta H$ , м) та ступеня континентальності клімату. Спеціальні розробки показали, що мікрокліматична мінливість  $T_x$  і  $T_{хп}$  за абсолютною величиною близька до  $\bar{T}_m$ .

На території СНД виділено сім великих районів із різною мінливістю  $\bar{T}_m$ ,  $T_x$  і  $T_{хп}$  в певних місцеположеннях рельєфу (рис. 6.5). До карти додається легенда у вигляді табл. 6.4, яка містить кількісну оцінку мезо- і мікрокліматичної мінливості зимових температур в типовому мікрорельєфі. Наприклад, в північно-західних, західних і південних рівнинних районах ЄЧ СНД, в північних і центральних районах Західного Сибіру, а також в субтропічних районах Західної Грузії і Азербайджану із слабопагорбистим рельєфом, який характеризується відносним перевищенням висот місцевості близько 20-50 м ( $\Delta H < 50$  м) вершини і верхні частини схилів приблизно на 2 °С тепліші, а замкнені вузькі долини - на 3-4 °С холодніші від відкритого рівного місця. Максимальна мікрокліматична різниця цих температур по елементах рельєфу не перевищує 5-6 °С (район 1). В більш континентальному кліматі Приволзької низовини і південних районів Західного Сибіру, за однієї й тієї ж відносної різниці висот місцевості ( $\Delta H \approx 20-50$  м) діапазон мікрокліматичної мінливості зимових температур збільшується до 6-7 °С (район 2).

У горбистому рельєфі за базисах ерозії 50-150 м вплив мікроклімату зростає. На підвищеннях ЄТ СНД (Середньо-Руська, Валдайська, Приволзька, Волинсько-Подільська, Ставропольська, Донецький Кряж, Загальний Сирт) і в горбкуватому рельєфі Кольського півострова,

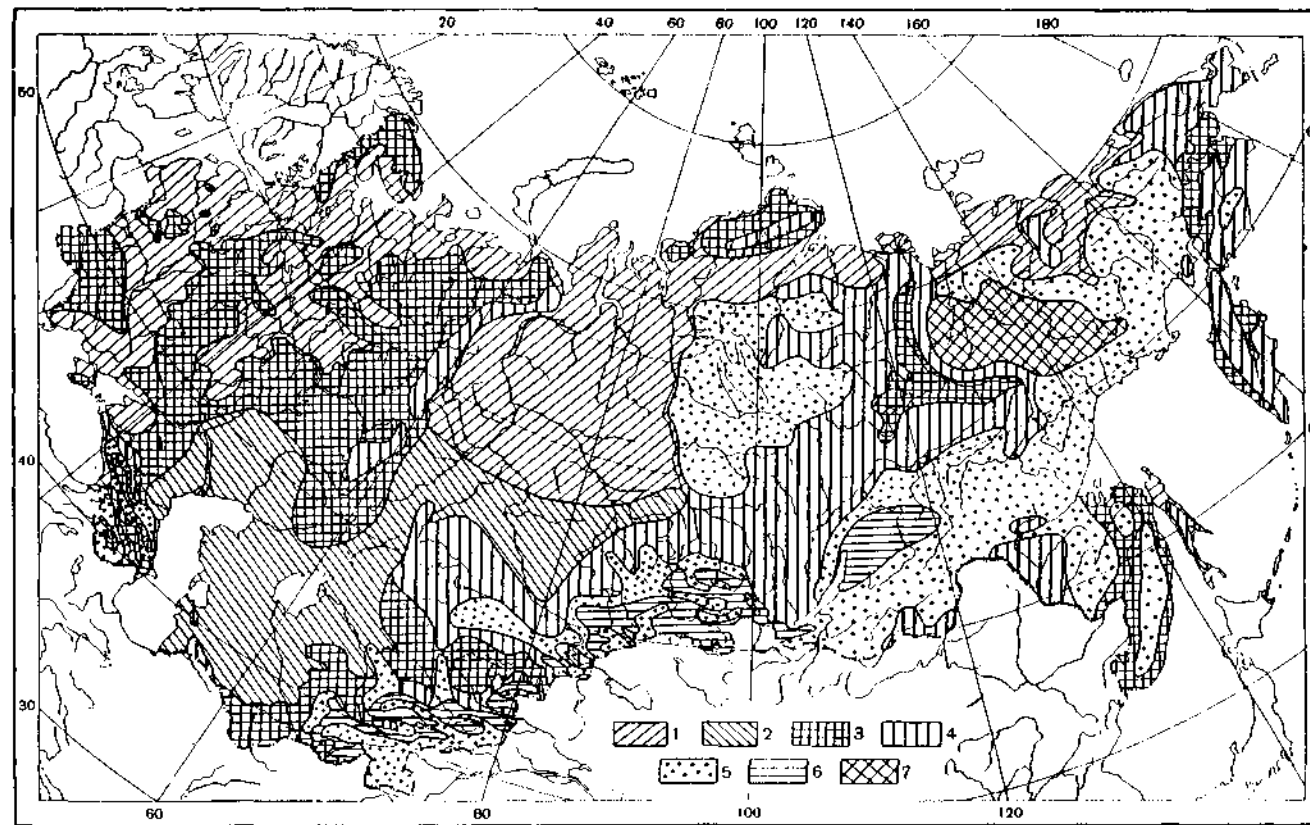


Рисунок 6.5 – Типізація мезо- і мікрокліматичної мінливості зимових температур повітря на території СНД. Райони з різницею температур  $T_m$ ,  $T_x$  і  $T_{хп}$  між вершиною й улоговиною, °C: 1) 5-6; 2) 6-7; 3) 7-9; 4) 9-11; 5) 11-13; 6) 13-15; 7) 15-17

Таблиця 6.4 – Мінливість зимових температур повітря ( $\bar{T}_m$ ,  $T_x$  і  $T_{xp}$ ) під впливом місцеположення в горбкуватому і гірському рельєфі на території СНД (°C)

Райони	Параметри	Вершина, верхня частина схилу	Середина схилу	Широка долина	Замкнена долина, улоговина	Різниця вершина-улоговина
1. Слабкопагорбкуватий рельєф ЄЧ СНД ( $\Delta H \leq 50$ м)	$\bar{T}_m$ , $T_x$ , $T_{xp}$	2	1	-2	-3;-4	5-6
2. Те ж в умовах континентального клімату АЧ СНД	$\bar{T}_m$ , $T_x$ , $T_{xp}$	2,3	1,2	-2	-4	6,7
3. Горбистий рельєф ЄЧ СНД ( $\Delta H \approx 50-150$ м) і відносно рівнинний рельєф АЧ СНД	$\bar{T}_m$ , $T_x$ , $T_{xp}$	3,4	>2	-2;-3	-4;-5	7-9
4. Горбистий рельєф АЧ СНД ( $\Delta H \approx 50-150$ м) і середньогірський рельєф ЄЧ СНД ( $\Delta H \approx 150-300$ м та більше)	$\bar{T}_m$ , $T_x$ , $T_{xp}$	4-5	2,3	>-3	-5;-6	9-11
5. Низько- і середньогірський рельєф АЧ СНД ( $\Delta H \approx 150-300$ м) та гори Кавказу ( $\Delta H > 300$ м)	$\bar{T}_m$ , $T_x$ , $T_{xp}$	>5	-	-3;-5	-6;-8	11-13
6. Гори Тянь-Шаню, Паміру, Алтаю і Саян ( $\Delta H > 300$ м)	$\bar{T}_m$ , $T_x$ , $T_{xp}$	5-6	-	-5;-6	-8;-9	13-15

Продовж. табл.6.4						
7. Гори Центральної і Східної Якутії ( $\Delta$ Н > 300 м)	$\bar{T}_m, T_{xp}$	>6	-	-6;-7	-9;-10	15-17

Примітка. Знак “плюс” – підвищення зимових температур порівняно з рівним місцем в горбкуватому рельєфі або із схилом в гірському рельєфі; знак “мінус” – відповідно зниження



півострова Таймир вершини на 3-4 °С тепліші, а замкнені долини й улоговини на 4-5 °С холодніші від відкритого рівного місця. Максимальна мікрокліматична різниця  $\bar{T}_m$ ,  $T_x$  і  $T_{xp}$  в цих умовах складає 7-9 °С (район 3). Приблизно такі ж мікрокліматичні параметри можуть спостерігатися в слабкопагорбкуватих районах передгір'я Тянь-Шаню, Паміру і Центральної Якутської низовини ( $\Delta H < 50$  м) за рахунок зростання континентальності клімату, а також в гірському рельєфі Кавказу (вище 2 км), де накладається вплив висоти місця.

В горбистому рельєфі ( $\Delta H \approx 50-150$  м) з континентальним кліматом Казахського Дрібносопковика, передгір'я Алтаю, Саян, Тянь-Шаню і Східного Сибіру різниця  $\bar{T}_m$ ,  $T_x$  і  $T_{xp}$  між опуклими й увігнутими формами рельєфу збільшується до 9-11 °С. Такі ж значення  $\Delta \bar{T}_m$ ,  $\Delta T_x$ ,  $\Delta T_{xp}$  можливі у низько- і середньогірському рельєфі ( $\Delta H \approx 150-300$  м) Уралу, Кавказу, Карпат, Копет-Дага, а також Камчатки і Чукотського півострова (район 4). В низько- і середньогірських районах Тянь-Шаню, Паміру, Алтаю, Саян і Східного Сибіру ( $\Delta H \approx 150-300$  м), а також у гірських районах вище 2 км максимальна різниця  $\bar{T}_m$ ,  $T_x$  і  $T_{xp}$  між вершиною й улоговиною збільшується до 11-13 °С. Близькі до них величини можливі в гірському рельєфі Кавказу за зростання відносної різниці висоти місцевості більше 300 м (район 5).

За базисів ерозії до 300 м і більше в горах Тянь-Шаню, Паміру, Алтаю, Саян і Східного Сибіру максимальна різниця зимових температур для контрастних місцеположень збільшується до 13-15 °С (6-й район). Найбільша мікрокліматична різниця цих температур по елементах рельєфу має місце в горах Центральної та Східної Якутії (Верхоянський і Черський хребет, Оймяконське і Нервське плоскогір'я,  $\Delta H = 300$  м та більше), вершини можуть бути на 6 °С тепліші, а замкнені долини на 9-10 °С холодніші від середини схилів, тобто максимальна мікрокліматична різниця досягає 15-17 °С (7-й район).

Із розглянутих матеріалів видно, що мікрокліматичні параметри зимового термічного режиму мають чітко виражену географічну мінливість. Діапазон мікрокліматичної різниці  $\bar{T}_m$ ,  $T_x$  і  $T_{xp}$  в складному рельєфі збільшується із північного-заходу на схід і південний схід території СНД більше ніж в 3 рази відповідно із зростанням континентальності клімату і базисів ерозії.

На основі виконаних наукових досліджень розроблено методику розрахунків зимових температур повітря за допомогою мікрокліматичних параметрів. За даними табл. 6.4 і рис.6.5 можна, з достатньою для практичних задач точністю  $\pm 1^\circ\text{C}$ , визначити величини  $\bar{T}'_m$ ,  $T_x$  і  $T_{xp}$  в конкретному місцеположенні, де проводяться сільськогосподарські роботи (коли відомі його координати). В найпростішому випадку фонові величини  $\bar{T}_m$  для умов відкритого

рівного місця або середини схилу в горах знімається з кліматичної карти (рис.6.4).

Якщо відома ця величина, можна визначити  $\bar{T}'_m$  в різних місцезположеннях рельєфу розрахунковим шляхом за формулою

$$\bar{T}'_m = \bar{T}_m \pm \Delta\bar{T}'_m, \quad (6.2)$$

де  $\bar{T}'_m$  – середній із абсолютних річних мінімумів температури повітря в конкретному місцезположенні рельєфу, °C

$\bar{T}_m$  - те ж для умов відкритого рівного місця;

$\Delta\bar{T}'_m$  – відповідний мікрокліматичний параметр.

Значення  $T_x$  і  $T_{хп}$  можна визначити за  $\bar{T}_m$  за встановленими тісними залежностями між цими показниками:

$$T_x' = (1.01 \bar{T}_m + 2,9) \pm \Delta\bar{T}'_x \quad (6.3)$$

$$T_{хп}' = (0,89 \bar{T}_m - 0,4) \pm \Delta\bar{T}'_{хп} \quad (6.4)$$

Можна також використовувати і дані найближчої метеорологічної станції з обов'язковим коректуванням на місцезположення.

Для деяких практичних задач, в тому числі для розробки рекомендацій щодо розміщення сільськогосподарських культур, особливо багаторічних (виноградники, сади, ефіроолійні культури) треба орієнтуватися на ймовірнісні характеристики зимових мінімальних температур. Інформацію в зональному розрізі про можливі  $\bar{T}_m$  різної забезпеченості порівняно із середніми багаторічними величинами для нормальних місцезположень можна отримати із довідників з клімату або виконати розрахунки сумарної ймовірності  $\bar{T}_m$  за формулою Г.О. Алексеєва. Аналогічну інформацію з урахуванням мезо- і мікроклімату отримати традиційним шляхом неможливо. З цією метою, за методом ущільнення кліматологічної інформації, З.А. Міщенко запропонувала використовувати дані табл. 6.4 і фоновий розподіл середнього із абсолютних річних мінімумів температури повітря на території СНД (рис.6.5).

Величини  $T'_m$ ,  $T'_x$  і  $T'_{xp}$  заданої ймовірності для конкретних місцеположень в рельєфі вона пропонує виконувати за наступними формулами:

$$\bar{T}'_{m(10, 20, \dots, 90\%)} = \bar{T}_{m(10, 20, \dots, 90\%)} \pm \Delta \bar{T}'_m, \quad (6.5)$$

$$T'_{x(10, 20, \dots, 90\%)} = \bar{T}_{x(10, 20, \dots, 90\%)} \pm \Delta \bar{T}'_x \quad (6.6)$$

$$T'_{xp(10, 20, \dots, 90\%)} = \bar{T}_{xp(10, 20, \dots, 90\%)} \pm \Delta \bar{T}'_{xp} \quad (6.7)$$

де  $\bar{T}'_m$ ,  $T'_x$  і  $T'_{xp}$  - зимові температури різної ймовірності в певному місцеположенні рельєфу, °С;

$\bar{T}_m$ ,  $T_x$ ,  $T_{xp}$  - те ж для умов відкритого рівного місця в горбкуватому рельєфі або на середині схилу в горах, °С;

$\Delta \bar{T}'_m$ ,  $\Delta T'_x$ ,  $\Delta T'_{xp}$  - відповідні мікрокліматичні параметри, °С.

Викладена методика розрахунку ймовірнісних характеристик зимових температур повітря з урахуванням мікроклімату була реалізована стосовно до оцінки умов морозонебезпечності для зимуючих культур на прикладі Вологодської області Росії та Молдови. А саме, додатково до фонових карт розподілу  $\bar{T}_m$  на цих територіях для середніх багаторічних умов були складені номограми забезпеченості можливих  $\bar{T}'_m$  в окремі роки в різних екологічних нішах рельєфу.

### 6.3 Особливості мікрокліматичної мінливості умов морозонебезпечності в різних природних зонах

Наукові розробки з мезо- і мікрокліматичної мінливості зимових температур відкривають нові можливості для деталізації умов морозонебезпечності на обмежених територіях (адміністративна область, район, окреме господарство). З цією метою З.А.Міщенко [65, 67] розробила методику регіональної оцінки і районування показників морозонебезпечності в різному масштабі з урахуванням мікроклімату. Суть її полягає в тому, що здійснюється комплексний підхід, за допомогою якого можна отримати інформацію про макрокліматичний розподіл показників морозонебезпечності шляхом проведення ізоліній на карті та про їх мікрокліматичну мінливість на основі кількісного

врахування площі, яка відрізняється за морфометричними показниками рельєфу.

На рис. 6.6 наведено приклад комплексного районування показників морозонебезпечності ( $\bar{T}_m$ ,  $T_x$ ) на морфометричній основі для території Вологодської області Росії. Ізолініями показано фоновий розподіл цих показників для умов відкритого рівного місця в межах області. Мезорайони виділено за умовами формування мікрокліматичних інверсій температури повітря взимку в складному рельєфі в залежності від базисів ерозії ( $\Delta H$ , м). Як картографічна основа використовувалася морфометрична карта глибини розчленування рельєфу по вертикалі. Мікрокліматичні параметри умов морозонебезпечності для основних форм мікрорельєфу визначено за допомогою табл. 6.4. Абсолютні значення  $\bar{T}_m$ ,  $T_x$  для середніх багаторічних умов по елементах рельєфу розраховано за формулами 8.2 і 8.3. Ймовірна оцінка можливих  $T_m'$ ,  $T_x'$  в окремі роки для 12 місцеположень в рельєфі виконана за формулами 8.5 і 8.6.

До карти додаються розрахункові номограми для визначення можливих величин  $T_m'$ ,  $T_x'$  в типових екологічних нішах складного рельєфу в кожному із виділеному макрорайоні на території області з ймовірністю 5, 50 і 90% (рис. 8.7). За їх допомогою можна отримати вичерпну інформацію про макро-, мезо- і мікрокліматичну мінливість зимових температур. На карті з ізолініями (мезокліматична мінливість) видно, що  $T_m'$ ,  $T_x'$  змінюються від -34 до -38 і від -31 до -35 °С, а з урахуванням мікроклімату діапазон мінливості, наприклад  $T_m'$ , зростає і становить -28...-44 °С. Наочно видно, що класичний метод проведення ізоліній дає неточну інформацію про реальний розподіл агрокліматичних показників морозонебезпечності на обмеженій території.

Практична цінність такого методичного підходу до картування агрокліматичних показників зимового періоду очевидна, особливо для районів і областей з інтенсивним розвитком виноградарства і садівництва. Урахування мікроклімату дозволяє вносити істотні корективи до комплексного показника суворості зими стосовно до перезимівлі плодових культур. Відомо, що з інтервалом в 5 °С виділяють тип зими з сортиментом плодових і ягідних культур, забезпечених сприятливими умовами перезимівлі. В межах Вологодської області можна виділити три типи зими. Оцінка умов перезимівлі озимих зернових культур в різних місцеположеннях рельєфу на території Вологодської області може змінюватися від трьох до п'яти балів, що відповідає мінливості можливої площі загибелі озимих культур від 5 до 20%.

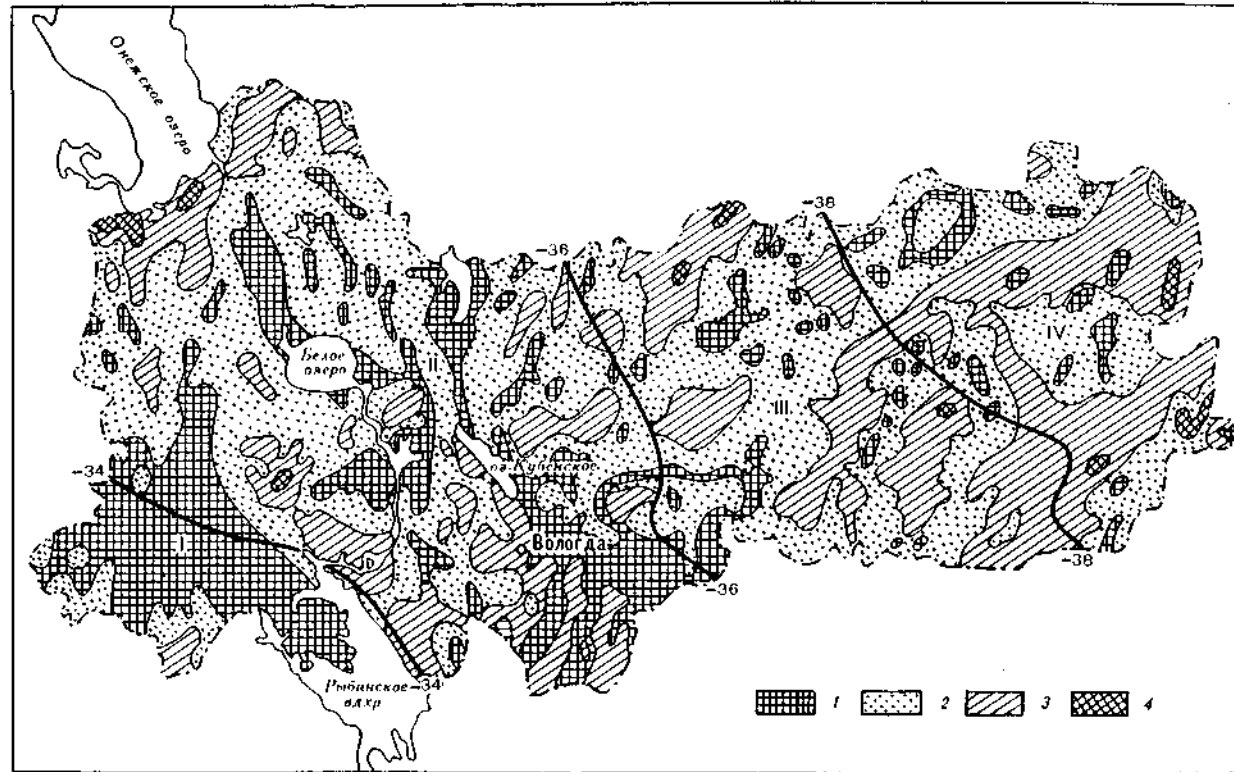


Рисунок 6.6 – Мезо- і мікрокліматичне районування показників морозонебезпечності на території Вологодської області. Макрорайони за  $T_m$ ,  $T_x$  (°C): I - вище -34; II - -34...-36; III - -36...-38; IV - нижче -38. Мезорайони за базисами ерозії ( $\Delta H$ , м): 1 – 0-25 м; 2 – 25-50 м; 3 – 50-100 м; 4 – 100-150 м та більше.

Аналогічний підхід здійснили З.А.Міщенко і С.В.Ляхова [73] при агрокліматичному районуванні умов морозонебезпечності на території України з внесенням ряду методичних розробок. Спочатку була складена карта розподілу середнього із абсолютних мінімумів температури повітря ( $\bar{T}_m$ ) на території країни для умов відкритого рівного місця. Далі, з метою ущільнення кліматичної інформації, були встановлені залежності між  $\bar{T}_m$  і температурою найхолоднішого місяця ( $T_x$ ),  $\bar{T}_m$  і тривалістю холодного періоду з  $\bar{T}_c$  нижче  $0^\circ\text{C}$  ( $N_{xp}$ ),  $\bar{T}_m$  і сумою температури повітря нижче  $0^\circ\text{C}$  ( $\Sigma T_c < 0^\circ\text{C}$ ). Розраховано рівняння прямої лінійної регресії у вигляді

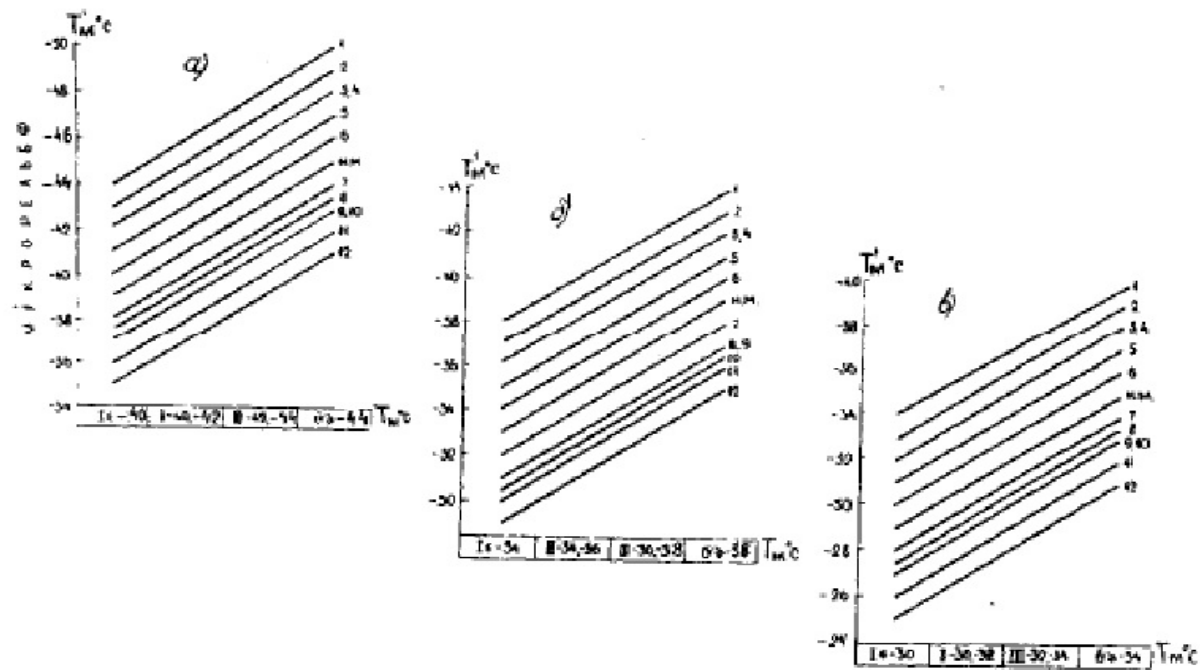
$$T'_x = 0,97 \bar{T}_m + 2,72; \quad r = 0,96 \quad (6.7)$$

$$\Sigma T_c < 0^\circ\text{C} = 44,5 \bar{T}_m - 624,6; \quad r = 0,83 \quad (6.8)$$

$$N_{xp} = -6,81 \bar{T}_m - 55,2; \quad r = 0,91 \quad (6.9)$$

Далі для кожного макрорайону за формулами 8.7-8.9 були визначені величини  $T_x$ ,  $N_{xp}$  і  $\Sigma T_c < 0^\circ\text{C}$ . Результати цієї роботи представлені на рис. 6.8 і в табл. 6.5. На карті виділено 8 макрорайонів, які відрізняються за умовами морозонебезпечності для зимуючих культур, в тому числі для винограду. В крайньому північно-східному районі (макрорайон 1)  $\bar{T}_m$  і  $N_{xp}$  складають  $-28^\circ\text{C}$  і 135 днів. На Південному березі Криму (макрорайон 8)  $\bar{T}_m$  і  $N_{xp}$  не перевищують  $-16, -14^\circ\text{C}$  і 55-35 днів. Для визначення показників морозонебезпечності в будь-якому господарстві із складним рельєфом деталізована розрахункова схема мезо- і мікрокліматичної мінливості  $\bar{T}_m$  і  $T_x$  стосовно до геоморфологічних особливостей України. Було встановлено, що діапазон різниці  $\bar{T}_m$  і  $T_x$  між опуклими й увігнутими формами рельєфу коливається в межах  $6-11^\circ\text{C}$ .

Для визначення ступеня ризику вирощування винограду та плодових культур складена номограма забезпеченості можливих значень середнього із абсолютних мінімумів температури повітря в окремі роки. Ці номограми є додатком до агрокліматичної карти морозонебезпечності (рис. 6.8). Далі, за допомогою уточненої табл. 6.6, визначена сумарна ймовірність  $\bar{T}'_m$  в різних місцезоположеннях рельєфу. На основі співставлення цих матеріалів з класифікацією груп сортів винограду за морозостійкістю, запропонованою Ф.Ф.Давітая [30], розроблено



Макрорайони Модови

Рисунок 6.7 – Номограма для розрахунку параметрів морозонебезпечності ( $T'_m$ ,  $T'_x$ ) із забезпеченістю 5% (а), 50% (б) і 90% (в) в різних місцеположеннях рельєфу. Замкнені вузькі долини, улоговини: 1)  $\Delta H \geq 100-150$  м; 2)  $\Delta H \approx 50-100$  м; 3)  $\Delta H \leq 50$  м; широкі долини, підніжжя схилів: 4)  $\Delta H \geq 100-150$  м; 5)  $\Delta H \approx 50-100$  м; 6) ( $\Delta H \leq 50$  м; 7) нормальне місцеположення (рівнинні землі; середина схилів 8)  $\Delta H \approx 50$  м; 9)  $\Delta H \approx 50-100$  м; 10)  $\Delta H \approx 100-150$  м; відкриті вершини, верхні частини схилів: 11)  $\Delta H \leq 50$  м; 12)  $\Delta H \approx 50-100$  м; 13)  $\Delta H \geq 100-150$  м

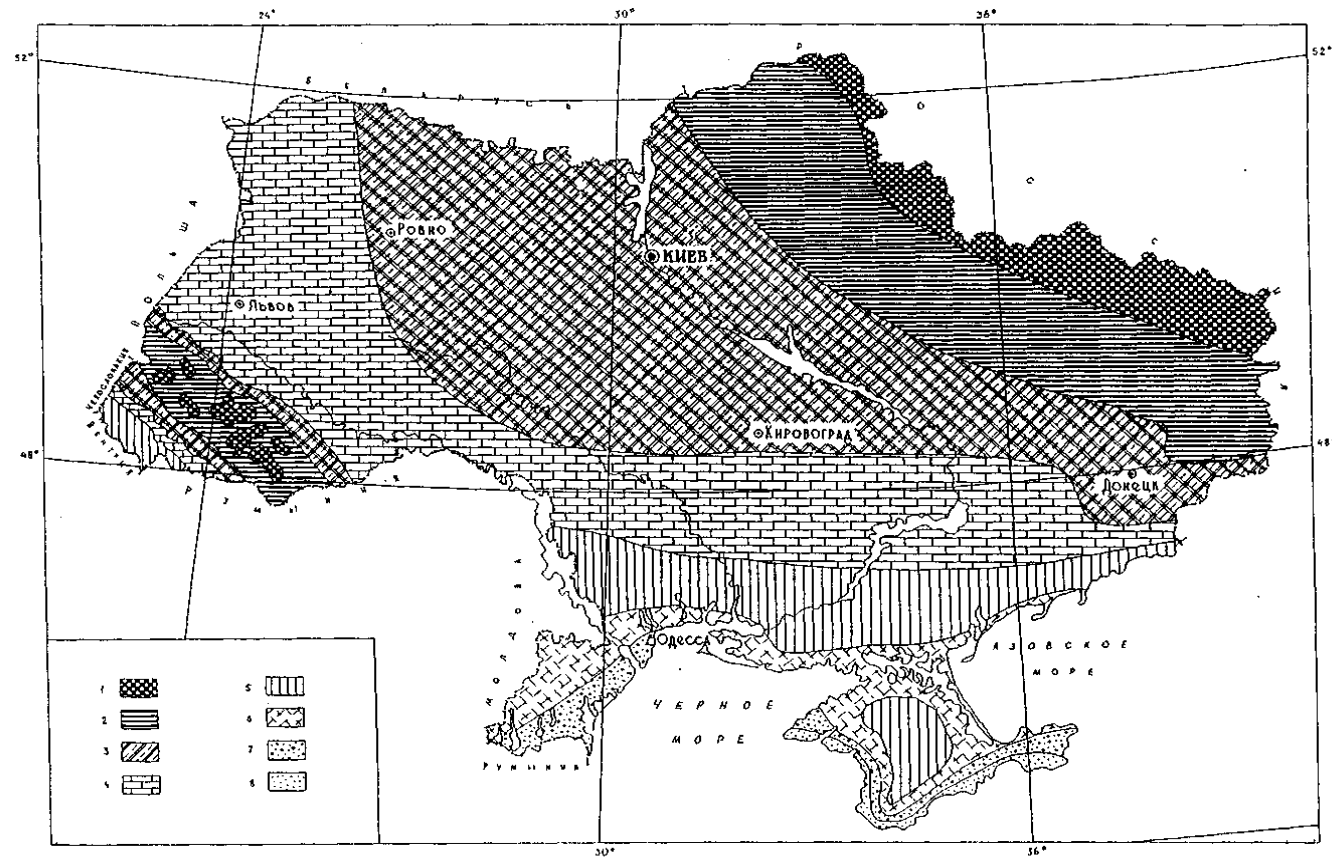


Рисунок 6.8 – Агрокліматичне районування показників морозонебезпечності для зимуючих культур на території України. Макрорайони 1-8 (див. табл. 8.5)



Таблиця 6.5 – Агрокліматична оцінка показників морозонебезпечності для перезимівлі винограду на території України (для умов відкритого рівного місця)

Макрорайон, тип зими	$\bar{T}_m$	$T_m(10\%)$	$\bar{T}_x$	$N_{xp}$	$\Sigma T_c < 0^\circ\text{C}$
1. Помірно сувора	-28	-34	-25	135	-650
2. Дуже холодна	-28, -26	-34, -32	-25, -23	135-120	-650,-530
3. Холодна	-26, -24	-32, -30	-23, -21	120-110	-530,-440
4. Помірно холодна	-24, -22	-30, -28	-21, -19	110-95	-440,-350
5. Помірно м'яка	-22, -20	-28, -26	-19, -17	95-80	-350,-265
6. М'яка	-20, -18	-26, -24	-17, -15,5	80-65	-265, -175
7. Дуже м'яка	-18, -16	-24,-22	-15,5, -13,5	65-55	-175,-85
8. Тепла	-16, -14	-22, -20	-13,5, -11,6	55-35	-85,-20

рекомендації щодо раціонального розміщення виноградників в Україні. Вони зведені до наступного.

В 4-му макрорайоні можливе ведення накривного виноградарства на рівнинних і схилових землях. В 5-му макрорайоні ненакривним способом можна вирощувати сорти винограду тільки високої морозостійкості, а на схилових землях – групи сортів підвищеної морозостійкості. Сорти слабкої і середньої морозостійкості в цьому макрорайоні повинні накриватися. В 6-му макрорайоні ненакривним способом можна вирощувати сорти винограду високої і підвищеної морозостійкості, а на південній його межі та на схилових землях – сорти середньої морозостійкості. Сорти слабкої і дуже слабкої морозостійкості повинні накриватися на зиму. В 7-му макрорайоні на південній межі і на схилових землях можна вирощувати ненакривним способом сорти дуже слабкої і слабкої морозостійкості (їх критичні температури -17, -19 °С; -19, -20°С . Сорти середньої, підвищеної та високої морозостійкості (їх критичні температури -20, -21; -21, -22; -22, -23 °С) можна вирощувати як ненакривні.

У 8-му макрорайоні усі групи сортів винограду можна вирощувати ненакривним способом, за винятком підніжжя схилів та замкнених долин. Повсюдно недоцільно розміщувати виноградники в нижніх частинах схилів, їх підніжжі, а також в широких і вузьких долинах та улоговинах із ускладненим стоком холодного повітря вночі. Ці місцеположення в горбкуватому та низькогірському рельєфі відзначаються підвищеною морозонебезпечністю.

## **7 АГРОКЛІМАТИЧНЕ РАЙОНУВАННЯ ТЕРИТОРІЙ З ВРАХУВАННЯМ МІКРОКЛІМАТА**

Прикладне значення та найбільше практичне застосування мають результати досліджень з агрокліматичного районування територій, де в наочній формі надається інформація про просторовий розподіл агрокліматичних ресурсів. Значно розширюється можливість практичного застосування при розміщенні галузей сільськогосподарського виробництва результатів спеціалізованого агрокліматичного районування, яке виконується як за окремими складовими агрокліматичних ресурсів, так і стосовно певних сільськогосподарських культур. Проте для територій, де відзначається значна неоднорідність підстильної поверхні, результати районування із застосуванням традиційного підходу і розроблених методів часто неефективні, так як не враховують можливий просторовий перерозподіл агрокліматичних ресурсів на малих площах під впливом елементів підстильної поверхні.

Дослідження, присвячені агрокліматичному районуванню територій, започатковані на початку минулого сторіччя, а вже в середині століття Селяніновим Г.Т., Колосковим П. І., Поповим В. П., Сапожніковою С. А., Давітая Ф.Ф., Чирковим Ю. І., Шашко Д. І. сформульовані принципи і підходи та розроблені методи загального і спеціалізованого агрокліматичного районування [23, 93, 95, 108-109]. Їх реалізація здійснена на прикладі територій СРСР, країн Східної Європи і світу.

Треба відзначити, що агрокліматичне районування, як завдання поділу території на однорідні за певними показниками ділянки, здійснювалося за алгоритмом, аналогічного кліматичному районуванню, який базується на врахуванні просторового розподілу кліматичних ресурсів, зумовлених надходженням сонячного тепла на земну поверхню, його перерозподілом внаслідок макромасштабних циркуляційних процесів і впливом підстильної поверхні. При цьому, вплив останнього чинника оцінювався на рівні суші, океану та морів, рівнин і гірських систем. Але в основу агрокліматичного районування, на відміну від кліматичного, було покладено принципи сільськогосподарської оцінки клімату, які базуються на врахуванні вимоги сільськогосподарських культур до факторів життя рослин - світла, тепла і вологи. При поділі територій були запропоновані таксономічні одиниці, за якими охоплюються значні площі - теплові пояси, зони зволоження та агрокліматичні області, відповідно за ресурсами тепла, вологи і умовами зимового періоду. Усі агрокліматичні показники відбивають вимоги сільськогосподарських культур до клімату, що дозволяє визначати різний ступінь його сприятливості.

Подальший розвиток напрямку здійснювався шляхом виділення двох підходів, які розвивалися паралельно – загального і спеціалізованого

агрокліматичного районування. Для цих підходів однаковими залишаються принципи поділу території, але відрізняється комплекс агрокліматичних показників, ступінь деталізації агрокліматичних умов стосовно до вимог культур та врахування мезо- і мікромасштабних циркуляційних процесів під впливом підстильної поверхні вже на рівні типів, форм і елементів. Змінюється й ступінь просторово-часового узагальнення тощо.

Паралельно з розвитком теорії та удосконаленням методів і методик агрокліматичного районування територій удосконалювалися методи картографування показників агрокліматичних ресурсів і складання карт агрокліматичного районування. Саме можливість складання карт агрокліматичного районування визначає перевагу досліджень цього напрямку, що пов'язано зі значною наочністю представлення отриманих результатів і дозволяє давати оцінку просторового розподілу агрокліматичних ресурсів з їх територіальною прив'язкою. Важливість територіальної прив'язки зумовила, в свою чергу, необхідність чіткого поділу агрокліматичних карт за масштабом. Було запропоновано виділення наступних масштабів при складанні карт агрокліматичного районування: дрібномасштабні (М 1:1000000 та дрібніше), середньомасштабні (М 1:100000 – 1:1000000) і великомасштабні (М 1:100000 та більше).

Зазначені підходи розроблялися стосовно агрокліматичного районування територій зі значною площею – площею континентів, країн, регіонів, а усі карти відносилися до дрібномасштабних, точність яких не перевищує 10 км. Районування таких територій за агрокліматичними ресурсами можливе за умови використання показників, яким притаманна мінливість тільки під впливом загально-географічних чинників, а саме географічної широти і довготи, висоти над рівнем моря, і які базуються на врахуванні макромасштабних циркуляційних процесів. Використання показників, які відзначаються значною мінливістю під впливом елементів неоднорідностей підстильної поверхні, ускладнює виділення однорідних територій. На картах районування ця ситуація відбивається у вигляді значної хвилястості ізоліній, що значно зменшує їх точність.

Для подолання недоліку при складанні дрібномасштабних карт агрокліматичного районування, що виконується за показниками, яким притаманна значна чутливість до неоднорідностей підстильної поверхні, І.А.Гольцберг запропонована, а З.А.Міщенко удосконалена методика складання фонових карт агрокліматичного районування [28, 63]. Уникнення значної хвилястості ізоліній для підвищення точності карт досягається за цією методикою шляхом виділення агрокліматичних макрорайонів тільки за даними метео- і агрометеорологічних станцій, які розміщені на рівнинних землях або в середній частині пологих схилів в горбистій та гірській місцевостях. Величини показників усіх інших станцій повинні бути приведені до даних станцій на рівнинних місцезонах шляхом введення параметрів мезо- і мікрокліматичної мінливості

показників під впливом елементів підстильної поверхні. У табличному вигляді до таких карт додатково надається інформація для згрупованих типів місцевості на території кожного із виділених агрокліматичних районів.

За таким підходом автором в останнє десятиріччя виконано агрокліматичне районування території України за різними складовими агрокліматичних ресурсів і лімітуючи агрокліматичних факторів [52]. Із зменшенням розмірів досліджуваної території та збільшенням масштабу карт можливості просторової деталізації інформації про агрокліматичні умови зростають. Вже на картах середнього масштабу (М 1:100000 і до 1:400000) може бути показана їх просторова мінливість під впливом типів рельєфу і типів ґрунтів та значних водойм, що проявляється у відхиленні напрямку ізоліній. Але на картах такого масштабу неможливо показати мінливість агрокліматичних ресурсів під впливом форм рельєфу, експозиції і крутизни схилів, місцеположення на схилі, гранулометричного складу ґрунту та дрібних водойм.

Подальший розвиток досліджень присвячений агрокліматичному районуванню територій зі значною неоднорідністю підстильної поверхні [5, 52, 53, 68, 72, 74, 75]. До таких територій можна віднести Україну, де на просторовий розподіл агрокліматичних ресурсів впливають дві гірські систем, моря і великими ріками, пагорбкуватий і горбистий типи рельєфу, значна пістрявість ґрунтового покриття та різні фіто- і агроценози. Слід відмітити, що якщо перші три чинники можна відзначити вже на загальних фізико-географічних картах масштабів 1:1500000 і 1:750000, то виділення впливу інших чинників можливе тільки при дослідженні топографічних або гіпсометричних і ґрунтових карт масштабу 1:50000 і більше. Тобто, врахування впливу усього спектру неоднорідностей підстильної поверхні на просторовий перерозподіл зональних закономірностей і виявлення азональних особливостей формування агрокліматичних ресурсів можливе на підставі детального аналізу великомасштабних топографічних та інших спеціалізованих карт.

До методологічних аспектів агрокліматичного районування територій з неоднорідною підстильною поверхні слід віднести такі:

1. Обґрунтування етапів агрокліматичного районування та складання карт районування територій з неоднорідною підстильною поверхнею.

2. Визначення лінійних розмірів або площі досліджуваної території та масштабу складання карт районування, за яких можливості деталізації агрокліматичної інформації враховують максимально вплив усього спектру елементів неоднорідностей підстильної поверхні.

3. Застосування агрокліматичних показників, які здатні враховувати просторовий перерозподіл агрокліматичних ресурсів під впливом елементів підстильної поверхні.

4. Уточнення методів генералізації агрокліматичної інформації при тематичному і комплексному районуванні території з неоднорідною підстильною поверхнею.

Насамперед розглянемо можливості масштабів дослідження просторової деталізації агрокліматичних ресурсів з врахуванням впливу елементів підстильної поверхні (рис.7.1). Наочно видно, що при дослідженні просторового розподілу агрокліматичних ресурсів і районуванні території країни (наприклад, України) із елементів підстильної поверхні можливе врахування впливу гірських систем та значних підвищень, типів ґрунтів, а також морів й великих рік. При аналогічних дослідженнях адміністративних областей можна враховувати вже вплив типів рельєфу, глибини вертикального розчленування рельєфу, а адміністративних районів і окремих господарств – форм рельєфу, профілю, експозиції і крутизни схилів та місцеположенню на схилах, типів долин, малих річок і ставків.

При агрокліматичному районуванні територій з неоднорідною підстильною поверхнею до методологічних відносяться питання етапності районування: в якому напрямку здійснювати районування – від дрібного до великого масштабу чи навпаки? Більш обґрунтованим і доцільним нам вважається метод агрокліматичного районування від значних територій до менших, від загального до спеціалізованого, тобто від дрібномасштабного до великомасштабного. За такого порядку здійснюється, по-перше, деталізація агрокліматичних умов у просторово - часовому розрізі, а по-друге, стосовно окремих сільськогосподарських культур. Ступінь генералізації інформації зменшується, проте збільшується ступінь її фільтрації з точки зору виявлення впливу окремих елементів підстильної поверхні. Зростає й точність виділених агрокліматичних таксонів (макро-, мезо- і мікрорайонів) на картах агрокліматичного районування.

Незалежно від того, тематичне чи комплексне агрокліматичне районування територій здійснюється, етапи проведення досліджень залишаються однаковими:

1. Ідентифікація території дослідження і визначення географічної широти і довготи та абсолютної висоти місцевості; Визначення метео- або агрометеорологічної станції, інформація якої характеризує агрокліматичні умови рівнинних земель території;

2. Кількісна характеристика агрокліматичних ресурсів (ресурсів світла, тепла і вологи) та лімітуючих агрокліматичних умов (режиму заморозків і умов перезимівлі).

3. Геоморфологічний аналіз території – визначення типу, форм і елементів рельєфу, поширених на досліджуваній території. Для виконання цього етапу необхідна топографічна або гіпсометрична карта у великому масштабі (М 1:50000, М 1:25000, М 1:10000 або М 1:5000). Із збільшенням масштабу карти зростає точність виділення контурів на карті з різними місцеположеннями. Аналогічно за великомасштабними картами

виконується аналіз ґрунтового покриву за типом, гранулометричним складом і мінералізацією, а також встановлення відстані до найближчих значних водойм;

4. Встановлення механізму формування мікрокліматичної мінливості різних складових агрокліматичних ресурсів і лімітуючих агрокліматичних факторів та уточнення параметрів їх мікрокліматичної мінливості для виділених місцеположень та проведення розрахунку величин показників агрокліматичних ресурсів і лімітуючих агрокліматичних факторів для усього комплексу місцеположень на досліджуваній території;

5. Визначення діапазону мінливості величин показників агрокліматичних ресурсів і лімітуючих факторів та встановлення кроку районування, який залежить від конкретного показника і вимог сільськогосподарських культур. Визначення кількості мікрорайонів та їх ідентифікація;

6. Агрокліматичне районування досліджуваної території за конкретним фактором (показником ) або їх комплексом, яке полягає у віднесенні окремих місцеположень до конкретного мікрорайону.

7. Складання великомасштабної карти агрокліматичного районування досліджуваної території (комплексної або за окремими складовими агрокліматичних умов).

На рис.7.1 представлено алгоритм таких досліджень, за яким показано шляхи аналізу вихідної і генералізації кінцевої інформації в залежності від конкретних чинників території. Кожен з етапів досліджень базується на врахуванні цілком визначених географічних і геоморфологічних чинників, які зумовлюють оптимальний масштаб карт агрокліматичного районування. Це дозволяє, крім наочності представлення матеріалів досліджень, мати високу точність результатів районування території.

Етапність здійснення агрокліматичного районування територій з неоднорідною підстильною поверхнею пов'язана з необхідністю проведення певних досліджень, в яких немає необхідності при дрібномасштабному агрокліматичному районуванні, а саме - детальному аналізі елементів підстильної поверхні. Для виконання такого аналізу необхідні картографічні основи, насамперед великомасштабні топографічні або гіпсометричні карти і карти ґрунтового покриву, а також карти сучасної організації угідь. Причому, якщо на великомасштабних (М 1:10000) картах ґрунтового покриву виділено землі з різним типом і гранулометричним складом, то з великомасштабними картами рельєфу необхідно виконати значну частину картографічних робіт, які вимагають певних навиків і досвіду. В залежності від напрямку агрокліматичного районування території – певного тематичного чи комплексного, необхідно скласти карти глибини вертикального розчленування рельєфу, форми рельєфу, експозиції і крутизни схилів, місцеположення на схилі.



Рисунок.7.1 - Алгоритм агрокліматичного районування територій з неоднорідною підстильною поверхнею

Інший методологічний аспект пов'язаний з обґрунтуванням для конкретних територій доцільних площ районування. Методологія досліджень цього напрямку базується на застосуванні методів макро-, мезо- і мікрокліматичної обробки даних метеорологічних і агрометеорологічних спостережень з різним рівнем їх просторового і часового осереднення та методів генералізації інформації з агрокліматичних ресурсів і лімітуючих агрокліматичних умов. Ступінь генералізації агрокліматичної інформації визначається розміром і характером (неоднорідністю) підстильної поверхні території, для якої



виконується агрокліматичне районування. Вона визначає й вибір масштабу карт, які здатні з високою точністю відбивати можливий спектр величин, зумовлених просторовою неоднорідністю підстильної поверхні.

При агрокліматичному районуванні територій з неоднорідною підстильною поверхнею ставляться певні вимоги до показників, за якими здійснюється районування. В якості основних агрокліматичних показників при загальному дрібномасштабному районуванні, з метою збереження послідовності, пропонується використання традиційних показників, які характеризують світлові і теплові ресурси, ресурси вологи, а також умови заморозко- і морозонебезпечності та посушливості. При спеціалізованому агрокліматичному районуванні необхідно використовувати показники, які адекватно відбивають вплив умов середовища на конкретну культуру, або повною мірою характеризують просторово-часову структуру конкретних складових агрокліматичних ресурсів. При цьому, як за підходу загального, так і спеціалізованого районування, треба зважати на наступні етапи, які здійснюватимуться з врахуванням мезо- та мікроклімату. Тобто важливим кроком є вибір показників, які цілком здатні характеризувати ресурси територій з врахуванням встановленого спектру елементів підстильної поверхні, різномасштабних циркуляційних процесів і вимог сільськогосподарських культур до середовища.

Реалізація методу агрокліматичного районування території з неоднорідною підстильною поверхнею на сьогоднішній день здійснена на більшості площі Північного Причорномор'я. В табл. 7.1 надано фрагмент такого районування території Арцизького району Одеської області за умовами заморозко- і морозонебезпечності. Ця територія, за дрібномасштабним агрокліматичним районуванням України за заморозконебезпечністю, входить в п'ятий – сьомий макрорайони. Тривалість беззаморозкового періоду тут становить 171-200 діб, припинення весняних заморозків у повітрі і на поверхні ґрунту відзначається відповідно 10-20 і 20-30 квітня, а дати перших осінніх заморозків – 10 жовтня-10 листопада і 1-30 жовтня. Формування мезо- і мікрокліматичної різниці умов заморозконебезпечності зумовлене термодинамічним механізмом при мезо- і мікромасштабних циркуляційних процесах, пов'язаних з наявністю неоднорідної підстильної поверхні, насамперед вертикальним розчленуванням рельєфу.

Згідно із геоморфологічним районуванням України на цій території глибина вертикального розчленування рельєфу змінюється від 10 до 100 м, поширені значні рівнинні ділянки, вододільні поверхні і плато, схили різної експозиції і крутизни, дно широких і вузьких долин, заплави. Найбільш значний просторовий перерозподіл термічного режиму, який зумовлює формування умов заморозконебезпечності в весняний і осінній періоди, визначається саме впливом глибини вертикального розчленування рельєфу. Тому за цим показником й виділяються мезорайони. Деталізація величин

показників заморозконебезпечності виконується в залежності від місцеположення на схилі – верхній, середній або нижній частинах.

На рис.7.2 представлено великомасштабну (1:10000) мікрокліматичну карту агрокліматичного районування території окремого господарства в межах шостого макрорайону України, на якій показано виділені в межах двох мезорайонів 11 мікрорайонів за умовами заморозконебезпечності. Складена мікрокліматична карта дозволяє ідентифікувати конкретні мікрорайони на місцевості. Точність виділення мікрорайонів складає 10 м., що значно перевищує точність розроблених раніше карт.

В табл.7.1 представлено результати розрахунку умов заморозконебезпечності за основним показником – тривалістю беззаморозкового періоду. Так, наприклад, тільки в межах шостого макрорайону виділено два мезорайони: слабкопагорбкуватого з глибиною вертикального розчленування рельєфу менше 60 м і пагорбкуватого - 60-100 м. В кожному із мезорайонів виділяються мікрорайони в залежності від форми рельєфу і місцеположення на схилі.

Таким чином, в межах одного макрорайону виділено два мезорайони і по 5 мікрорайонів – усього, з врахуванням вирівняних земель, 11 мікрорайонів. В межах першого мезорайону тривалість беззаморозкового періоду в залежності від місцеположення ділянки може змінюватися від 170 до 195 діб, а другого мезорайону – від менше 170 до більше 200 діб. Тобто в межах одного макрорайону діапазон мінливості тривалості беззаморозкового періоду складає 25-30 діб.

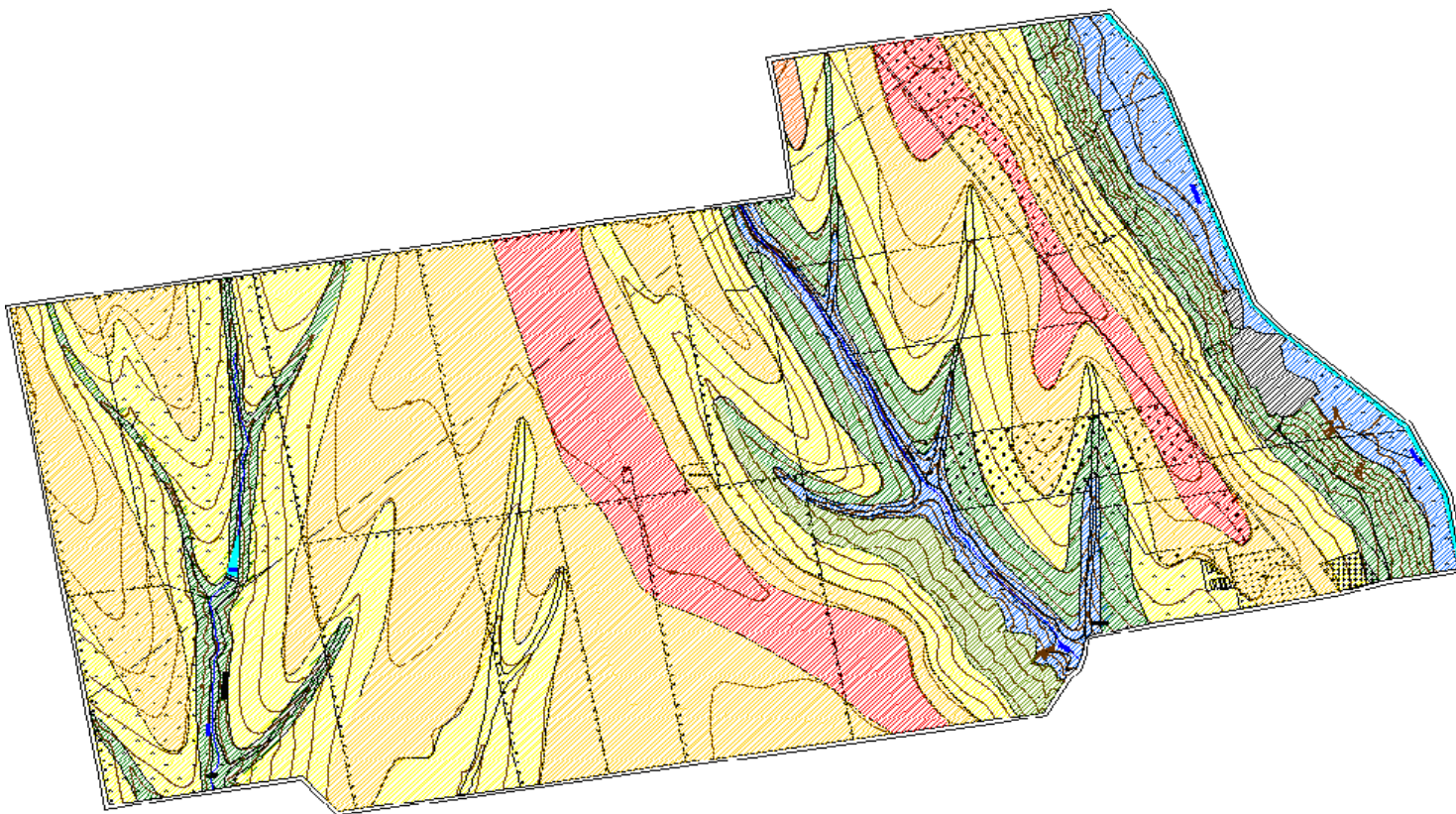


Рисунок 7.2 -Карта великомасштабного агрокліматичного районування території окремого господарства за умовами заморозконезбезпечності з врахуванням мезо- і мікроклімату (М 1:10000).

Таблиця 7.1 - Мезо- і мікрокліматичне районування шостого макрорайону України за умовами заморозконебезпечності (тривалість беззаморозкового періоду, доба)

Макро-район	Рівни- на	Мезора- йон, $\Delta H$ , м)	Вододільна поверхня	Частина схилу			Дена долин
				верхня	середня	нижня	
6	181- 190	<60	186-195	186-195	181-190	176-185	170-180
		60-100	>200	191-200	181-190	170-180	<170

## **8 ПРАКТИЧНІ РОБОТИ**

## Практична робота №1

на тему: Розрахунок мікрокліматичної мінливості показників радіаційних ресурсів

Мета практичної роботи – закріпити теоретичні знання про основні показники радіаційно-світлових ресурсів та придбати практичні навички їх розрахунку для горизонтальної поверхні та схилів різної експозиції та крутизни.

### Порядок виконання роботи

1. За даними табл. 8.1 побудувати криву річного ходу денної температури повітря для двох пунктів України (північного та південного).
2. Використовуючи графік для кожної станції визначити: дати переходу  $T_{\text{дн}}$  через 5, 10, 15 °С навесні та восени;
3. Виконати розрахунки тривалості теплого періоду з температурою  $T_{\text{дн}}$  вище 5, 10, 15 °С. Дані розрахунків занести в форму табл.8.2.

Таблиця 8.2 - Дати переходу  $T_{\text{дн}}$  через 5, 10, 15°С восени та навесні та тривалість відповідних теплих періодів з  $T_{\text{д}}$  вище 5, 10, 15°С.

Станція	Дв			До			Нд		
	5°С	10°С	15°С	5°С	10°С	15°С	5°С	10°С	15°С
Чернігів	07.04	26.04	19.05	24.10	02.10	06.09	203	159	108
Херсон	26.03	17.04	08.05	07.11	17.10	26.09	229	215	141

4. За даними табл.8.3 виконати розрахунки:
  - місячних значень сум ФАР за формулою 8.1

$$\Sigma Q_{\phi} = 0,43\Sigma S + 0,57\Sigma D = 0,5\Sigma Q \quad (8.1)$$

- суми сумарної радіації та ФАР за теплий період з  $T_{\text{дн}}$  вище 5, 10, 15°С для горизонтальної поверхні за формулами 8.2 і 8.3:

$$\Sigma Q' = (\Sigma Q_{IV} + \Sigma Q_V + \dots + \Sigma Q_X) \quad (8.2)$$

Таблиця 8.1 - Перехідні коефіцієнти ( $K_Q$ ) для розрахунку місячних сум сумарної радіації ( $\Sigma Q_c$ ) і ФАР на північних (а) і південні (б) схилах в Україні

а)

Широта, градус	місяці						
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Північний схил $5^0$							
44	0,97	0,98	0,98	0,98	0,97	0,95	0,91
46	0,97	0,98	0,98	0,98	0,97	0,95	0,90
48	0,96	0,97	0,98	0,98	0,97	0,94	0,89
50	0,96	0,97	0,98	0,98	0,97	0,94	0,88
52	0,94	0,95	0,98	0,97	0,95	0,92	0,84
Північний схил $10^0$							
44	0,94	0,96	0,96	0,96	0,94	0,89	0,82
46	0,93	0,95	0,96	0,96	0,94	0,89	0,81
48	0,92	0,94	0,96	0,96	0,94	0,88	0,80
50	0,92	0,94	0,96	0,96	0,94	0,88	0,79
52	0,90	0,91	0,94	0,94	0,92	0,87	0,78
Північний схил $15^0$							
44	0,90	0,93	0,94	0,93	0,90	0,82	0,80
46	0,89	0,92	0,94	0,93	0,90	0,82	0,79
48	0,88	0,92	0,94	0,93	0,90	0,81	0,75
50	0,87	0,92	0,93	0,93	0,89	0,80	0,74
52	0,85	0,90	0,92	0,91	0,87	0,78	0,72
Північний схил $20^0$							
44	0,86	0,90	0,92	0,91	0,86	0,75	0,58
46	0,85	0,90	0,92	0,91	0,86	0,75	0,56
48	0,84	0,90	0,92	0,90	0,86	0,75	0,56
50	0,82	0,90	0,91	0,90	0,85	0,75	0,56
52	0,78	0,88	0,90	0,88	0,82	0,70	0,54

б)

Широта, градус	місяці						
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Південний схил 5°							
44	1,02	1,01	1,00	1,01	1,02	1,04	1,08
46	1,03	1,01	1,00	1,01	1,02	1,04	1,08
48	1,03	1,01	1,00	1,01	1,02	1,04	1,09
50	1,03	1,01	1,00	1,01	1,02	1,04	1,09
52	1,04	1,02	1,01	1,01	1,03	1,05	1,10
Південний схил 10°							
44	1,04	1,02	1,00	1,00	1,04	1,08	1,14
46	1,05	1,02	1,00	1,01	1,04	1,08	1,15
48	1,05	1,02	1,00	1,00	1,04	1,08	1,16
50	1,05	1,02	1,00	1,01	1,04	1,08	1,17
52	1,05	1,03	1,01	1,02	1,06	1,09	1,19
Південний схил 15°							
44	1,05	1,02	0,99	1,00	1,05	1,11	1,17
46	1,06	1,02	0,99	1,01	1,05	1,11	1,18
48	1,06	1,02	1,00	1,01	1,05	1,12	1,19
50	1,06	1,02	1,00	1,01	1,05	1,12	1,21
52	1,06	1,02	1,00	1,01	1,05	1,14	1,25
Південний схил 20°							
44	1,06	1,02	0,98	1,00	1,06	1,15	1,26
46	1,07	1,02	0,99	1,01	1,06	1,15	1,28
48	1,08	1,02	1,00	1,01	1,06	1,16	1,30
50	1,08	1,03	1,00	1,01	1,06	1,16	1,32
52	1,08	1,03	1,00	1,02	1,06	1,17	1,34

де  $\Sigma Q'$  – сума сумарної радіації за теплий період для відкритого рівного місця;  $\Sigma Q_{IV}$ ,  $\Sigma Q_V$  і до  $\Sigma Q_X$  – місячні суми сумової радіації з квітня по жовтень.

$$\Sigma Q'_{\phi} = 0,5 \Sigma Q'; \quad \Sigma Q'_{\phi c} = 0,5 \Sigma Q'_c. \quad (8.3)$$

Результати записати в табл. 8.2.

- Застосовуючи перехідні коефіцієнти  $K_Q$  із табл. 8.1 розрухувати місячні суми сумарної радіації і ФАР для північних та південних схилів крутістю 5, 10, 15, 20° за формулою 8.4
- 

$$\Sigma Q'_c = \Sigma Q \cdot K_Q; \quad \Sigma Q'_{\phi c} = \Sigma Q_{\phi} \cdot K_Q. \quad (8.4)$$



Результати розрахунків записати в табл.8.3а (станція Чернігів) і табл. 3б (станція Херсон).

7. Використовуючи одержанні дані розрахувати суми сумарної радіації та ФАР за теплий період з  $T_{\text{дн}}$  вище 5, 10, 15 °С для північних та південних схилів за формулами 8.5 і 8.6. Результати записати в табл.8.4.

$$\Sigma Q'_c = (\Sigma Q_{cIV} + \Sigma Q_{cV} + \dots + \Sigma Q_{cX}); \quad (8.5)$$

$$\Sigma Q'_{\phi} = 0,5 \Sigma Q'_c; \quad \Sigma Q'_{\phi c} = 0,5 \Sigma Q'_c. \quad (8.6)$$

8. Виконати розрахунки відхилення сум сумарної радіації та ФАР ( $\Delta \Sigma Q$ ,  $\Delta \Sigma Q_{\phi}$ ) відносно рівного місця. Результати записати в табл. 8.4.
9. Побудувати графік відхилень місячних сум сумарної радіації і ФАР на схилах відносно рівного місця (рис.8.1 і 8.2), використовуючи дані табл. 4а і б. На осі абсцис слід зазначити крутизну схилу, а на осі ординат – значення  $\Delta \Sigma Q$ ,  $\Delta \Sigma Q_{\phi}$ .
10. Одержані результати проаналізувати та скласти коротку агро- та мікрокліматичну характеристику радіаційно-світлових ресурсів в районі обраних пунктів.

Таблиця 8.2 - Місячні суми сумарної радіації та ФАР за теплий період з  $T_d$  вище 5, 10, 15 °С для горизонтальної поверхні

Станція	Параметр	Місяць									За період з $T_d$ вище		
		III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	5°С	10°С	15°С
Чернігів	$\Sigma Q$	314,6	444,6	484,8	679,6	579,6	479,8	306,6	224,8	88,6	3380,2	2736,3	2127,2
	$\Sigma Q_{\text{ф}}$	157,3	222,3	242,4	339,8	289,8	239,9	153,3	112,4	44,3	1690,1	1368,2	1063,1
Херсон	$\Sigma Q$	382,3	456,8	640,9	646,8	752,5	680,7	375,4	302,3	185,4	3945	3474,6	2423,8
	$\Sigma Q_{\text{ф}}$	191,2	228,4	320,5	323,4	376,3	340,4	187,7	151,2	92,7	1972,5	1737,3	1211,9

Таблиця 8.3 – Мікрокліматична мінливість сум сумарної радіації та ФАР для північних та південних схилів метеостанцій Чернігів (а) і Херсон (б)

а)

Чернігів	Місяць	Північний схил				р.м.	Південний схил			
		20°	15°	10°	5°		5°	10°	15°	20°
$\Sigma Q$	III	257,1	270,5	286,3	298,9	314,6	346,1	339,8	333,4	327,2
	IV	364,6	386,8	409,0	426,8	444,6	480,2	471,3	446,8	457,9
	V	436,3	446,0	455,7	470,3	484,8	499,3	494,5	494,5	489,6
	VI	618,4	632,0	652,4	666,0	679,6	674,6	679,6	679,6	679,6
	VII	521,6	539,0	556,4	568,0	579,6	585,4	585,4	585,4	585,4
	VIII	407,8	427,0	451,0	465,4	479,8	508,6	503,8	498,9	489,4
	IX	229,9	245,3	269,8	288,2	306,6	355,8	333,7	331,1	318,9
	X	125,9	166,4	177,6	200,1	224,8	296,7	281,2	263,0	245,6
	XI	46,9	63,8	76,2	77,1	88,6	118,7	113,4	106,3	97,5
$\Sigma Q\phi$	III	119,5	133,7	147,9	147,9	157,3	173,0	169,8	166,7	163,6
	IV	182,3	193,4	204,5	213,4	222,3	240,1	235,7	233,4	228,9
	V	218,2	223,0	227,9	235,1	242,4	249,2	247,2	247,2	244,8
	VI	309,2	346,0	326,2	333,0	339,8	339,8	339,8	339,8	339,8
	VII	260,8	269,5	278,3	284,0	289,8	292,7	292,7	292,7	292,7
	VIII	203,9	213,5	225,5	232,7	239,9	254,3	251,9	249,5	249,5
	IX	114,9	122,6	134,9	144,1	153,3	177,8	171,7	165,6	159,4
	X	62,9	83,2	88,8	98,9	112,4	148,4	136,0	131,5	122,5
	XI	23,0	31,0	34,1	38,5	44,3	60,2	55,4	53,2	48,7

б)

Херсон	Місяць	Північний схил				р.м.	Південний схил			
		20°	15°	10°	5°		5°	10°	15°	20°
$\Sigma Q$	III	321,7	392,6	347,9	363,2	382,3	416,7	412,8	409,1	401,4
	IV	387,8	406,1	424,4	442,6	456,3	469,2	483,7	479,1	469,9
	V	576,8	589,6	608,9	628,1	640,9	647,7	653,7	653,7	647,3
	VI	595,0	607,9	620,9	633,9	646,8	640,3	640,3	646,8	646,8
	VII	684,7	699,8	722,4	737,5	752,5	760,0	760,0	760,0	760,0
	VIII	585,4	612,6	639,9	660,3	680,7	721,5	714,7	707,9	694,3
	IX	281,5	307,8	334,1	356,6	375,4	431,7	416,7	405,4	390,4
	X	169,3	238,8	244,8	272,1	302,3	386,9	356,7	347,6	326,5
	XI	100,1	142,7	146,5	163,2	185,4	241,9	222,4	216,9	203,9
$\Sigma Q\phi$	III	158,7	166,3	173,9	181,6	191,2	208,4	206,5	204,6	200,8
	IV	194,1	203,3	212,4	221,5	228,4	244,4	242,1	239,8	235,3
	V	288,5	294,9	304,5	314,1	320,5	326,9	326,9	326,9	323,7
	VI	297,5	303,4	310,5	316,9	323,4	320,2	320,2	323,4	323,4
	VII	342,4	349,9	361,2	368,7	376,9	380,4	380,1	380,1	380,1
	VIII	292,7	306,4	319,6	330,2	340,4	357,4	357,4	354,0	347,2
	IX	140,7	153,9	167,1	178,3	187,7	218,3	208,3	202,7	195,2
	X	84,7	119,4	122,4	135,1	151,2	193,5	178,4	173,8	163,3
	XI	50,1	71,4	73,2	81,6	92,7	120,5	111,2	108,5	102,0

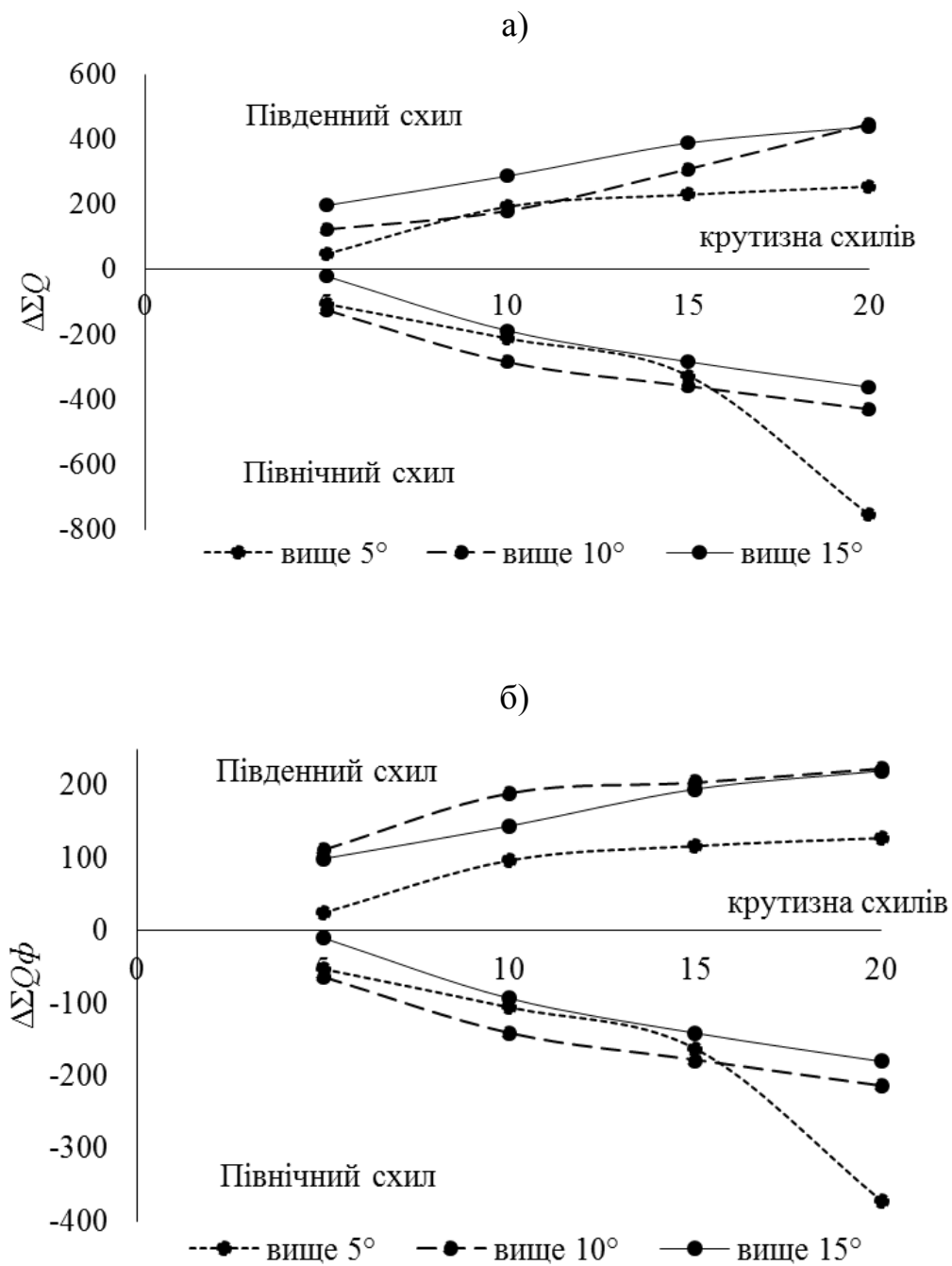
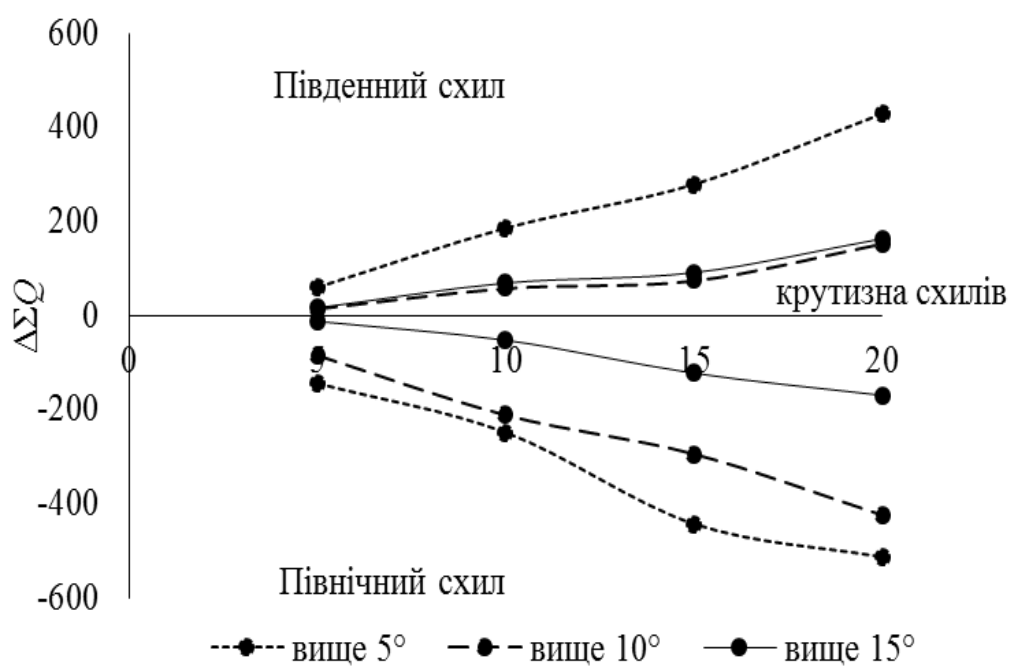


Рисунок 8.1 - Графік відхилень  $\Delta\Sigma Q$  (а) і  $\Delta\Sigma Q\phi$  (б) на схилах відносно рівного місця за даними метеостанції Чернігів

а)



б)

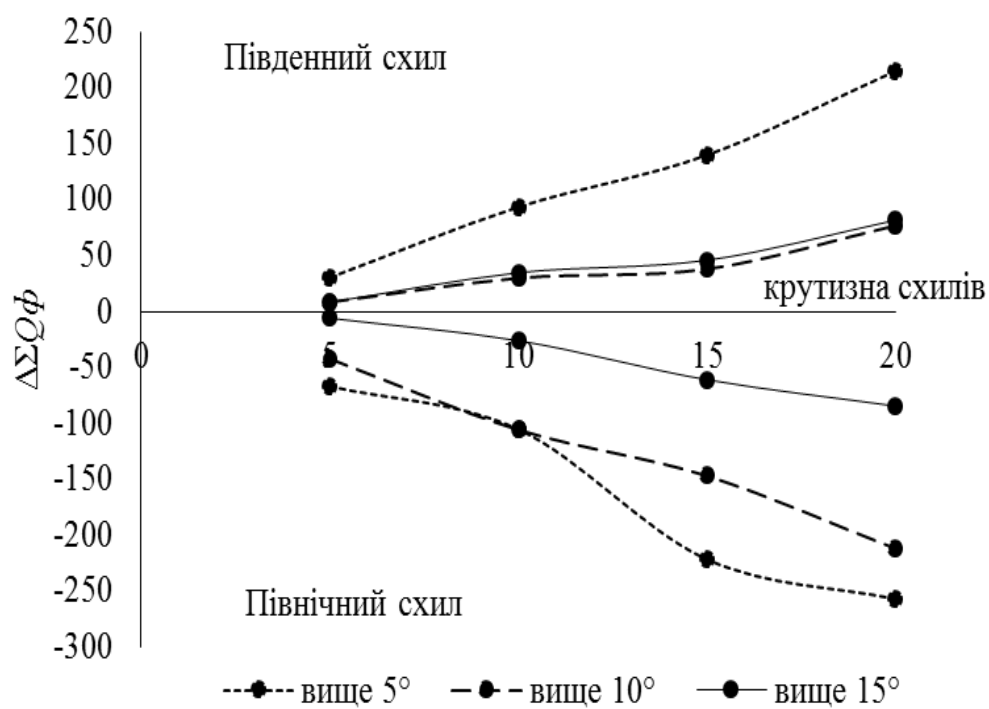
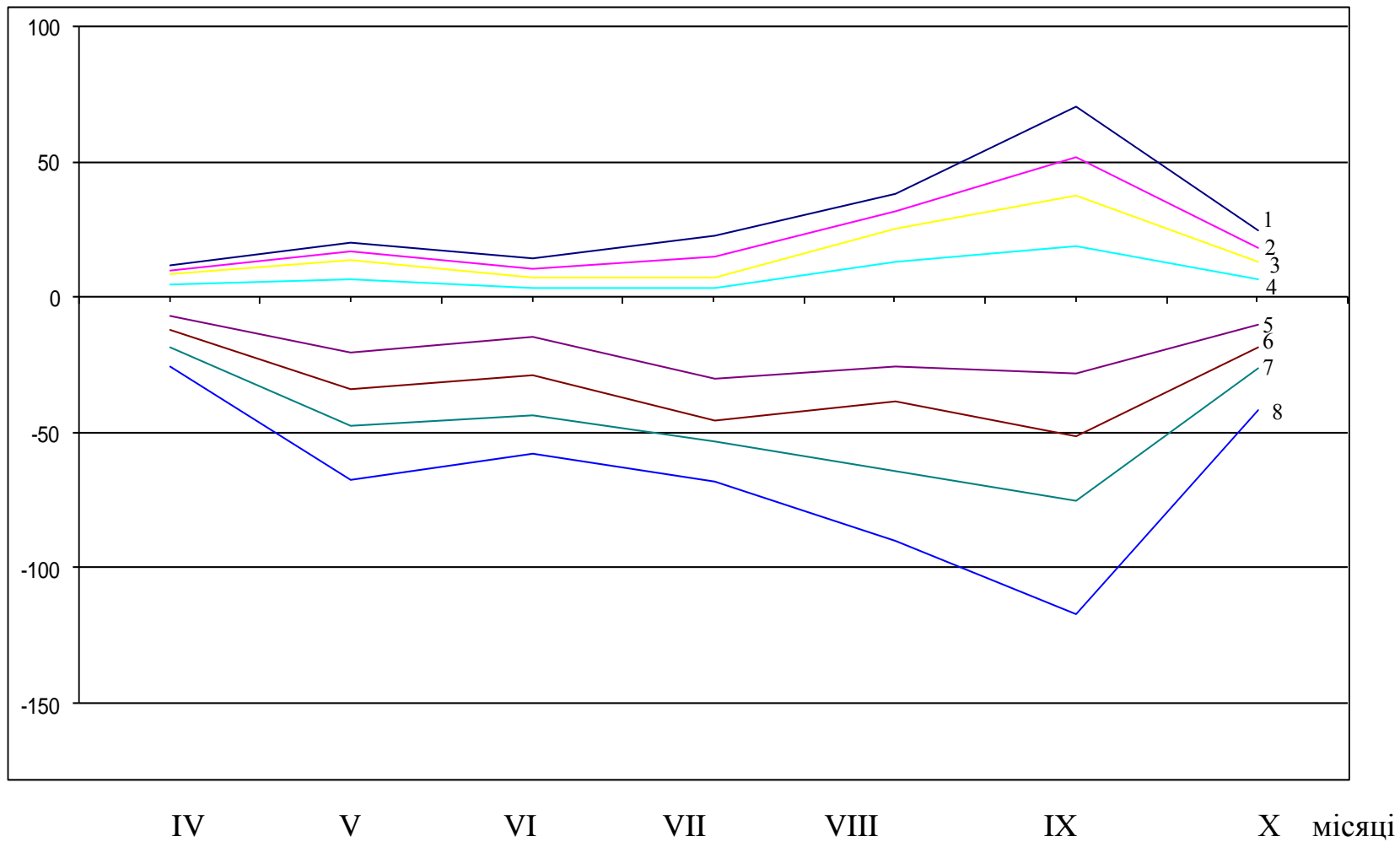


Рисунок 8.2 - Графік відхилень  $\Delta\Sigma Q$  (а) і  $\Delta\Sigma Q\phi$  (б) на схилах відносно рівного місця за даними метеостанції Херсон

В)

$Q_{\phi}, \text{МДж} \cdot \text{м}^{-2}$

166



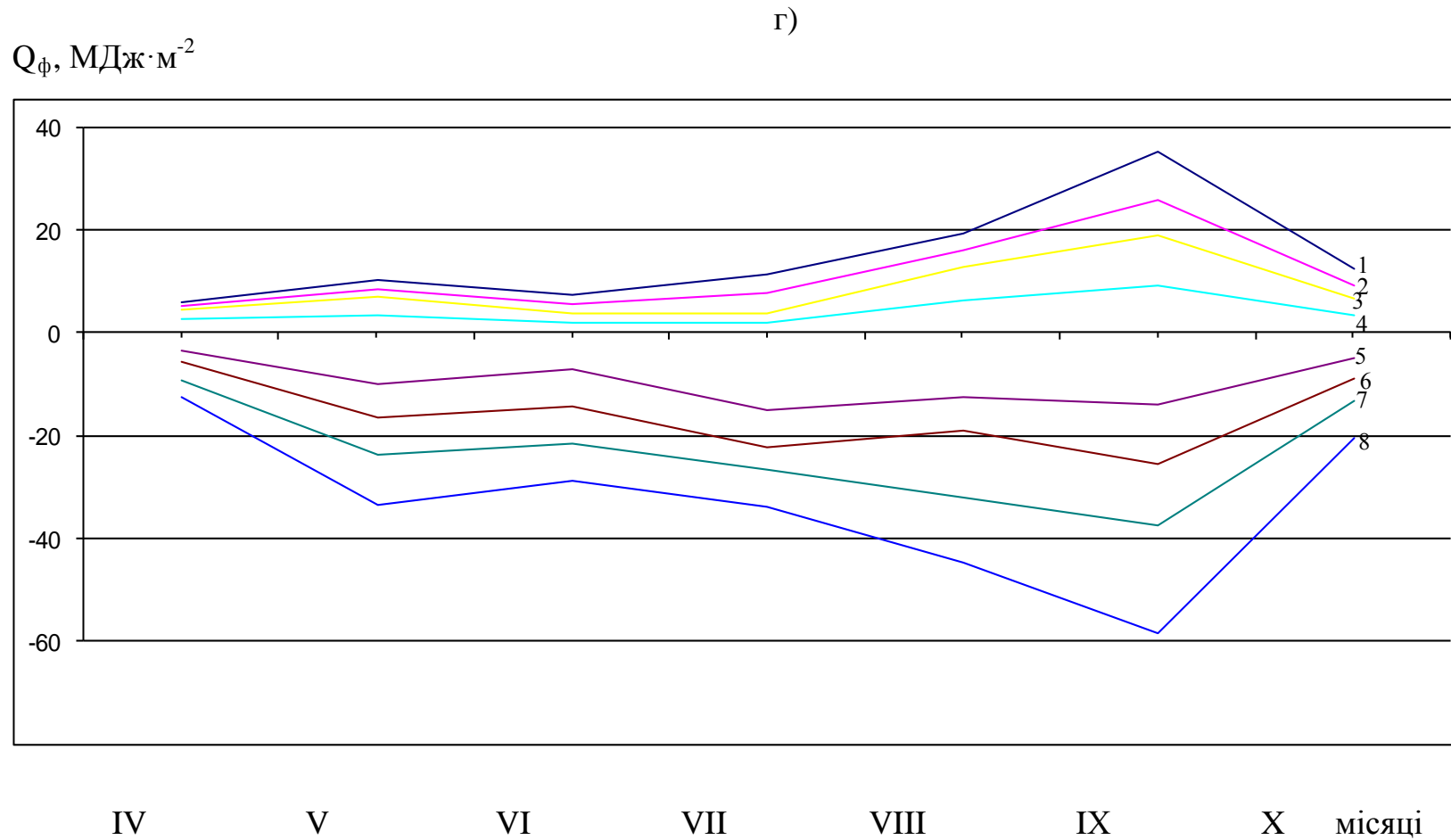


Рисунок 8.2 - Відхилення величин сум сумарної (а) і сум фотосинтетичноактивної радіації (б) на різних місцезположеннях відносно рівного місця. Місцезположення: 1, 2, 3, 4 - відповідно південний схил крутістю 20, 15, 10, 5°; 5, 6, 7, 8 - відповідно північний схил крутістю 5, 10, 15, 20°.



Таблиця 8.4 – Мікрокліматична мінливість сум сумарної і фотосинтетично активної радіації теплий період (з  $T_{\text{дн}}$  вище 5, 10, 15 °C) в різних місцезонах метеостанцій Чернігів (а) і Херсон (б)

а)

Пара- метр	Північний схил				Рівне місце	Південний схил			
	20°	15°	10°	5°		5°	10°	15°	20°
Абсолютне значення									
$\Sigma Q$ вище									
5°	2622,9	3054,2	3168,5	3274,3	3380,2	3428,2	3574,2	3611,4	3636,5
10°	2307	2378,3	2452,6	2606,9	2736,3	2858,4	2915,8	3045,2	3184,2
15°	1765,8	1843,9	1939,9	2107,2	2127,2	2324,2	2414,3	2516,1	2566,4
$\Sigma Q\phi$ вище									
5°	1316,5	1527	1584,3	1637,2	1690,1	1714,1	1787,1	1807,2	1818,3
10°	1153,5	1189,2	1226,3	1303,5	1368,1	1479,2	1557,9	1572,6	1592,1
15°	882,9	921,9	969,9	1053,1	1063,1	1162,1	1207,2	1258,1	1283,2
Відносно рівного місця									
$\Sigma Q$ вище									
5°	-757,3	-326	-211,7	-105,9	0	48	194	231,2	256,3
10°	-429,3	-358	-283,7	-129,3	0	122,1	179,5	308,9	447,9
15°	-361,4	-283,3	-187,5	-20	0	197	287,1	388,9	439,2
$\Sigma Q\phi$ вище									
5°	-373,6	-163,1	-105,8	-52,9	0	24	97	117,1	128,2
10°	-214,6	-178,9	-141,8	-64,6	0	111,1	189,8	204,5	224
15°	-180,2	-141,2	-93,2	-10	0	99	144,1	195	220,1

б)

Пара-метр	Північний схил				р.м.	Південний схил			
	20°	15°	10°	5°		5°	10°	15°	20°
Абсолютне значення									
$\Sigma Q$ вище									
5°	3430,5	3501,4	3696,4	3810,3	3945	4004,2	4130,3	4223,6	4374
10°	3050,2	3180,3	3263,2	3390,1	3474,6	3490,2	3533,7	3550,1	3628,7
15°	2254,3	2301,3	2371,3	2411,5	2423,8	2440,1	2493	2515,1	2587,2
$\Sigma Q\phi$ вище									
5°	1715,3	1750,7	1848,2	1905,2	1972,5	2002,1	2065,3	2111,8	2187
10°	1525,1	1590,2	1631,6	1695,1	1737,3	1745,1	1766,9	1775,1	1814,4
15°	1127,2	1150,7	1185,7	1205,8	1211,9	1220,1	1246,5	1257,6	1293,6
Відносно рівного місця									
$\Sigma Q$ вище									
5°	-514,5	-443,6	-248,6	-143,7	0	59,2	185,3	278,6	429
10°	-424,4	-294,3	-211,4	-84,5	0	15,6	59,1	75,5	154,1
15°	-169,5	-122,5	-52,5	-12,3	0	16,3	69,2	91,3	163,4
$\Sigma Q\phi$ вище									
5°	-257,3	-221,8	-105,7	-67,4	0	29,6	92,8	139,3	214,5
10°	-212,2	-147,1	-105,7	-42,2	0	7,8	29,6	37,8	77,1
15°	-84,7	-61,2	-26,2	-6,1	0	8,2	34,6	45,8	81,7

$Q_{\phi}, \text{МДж} \cdot \text{м}^{-2}$

д)

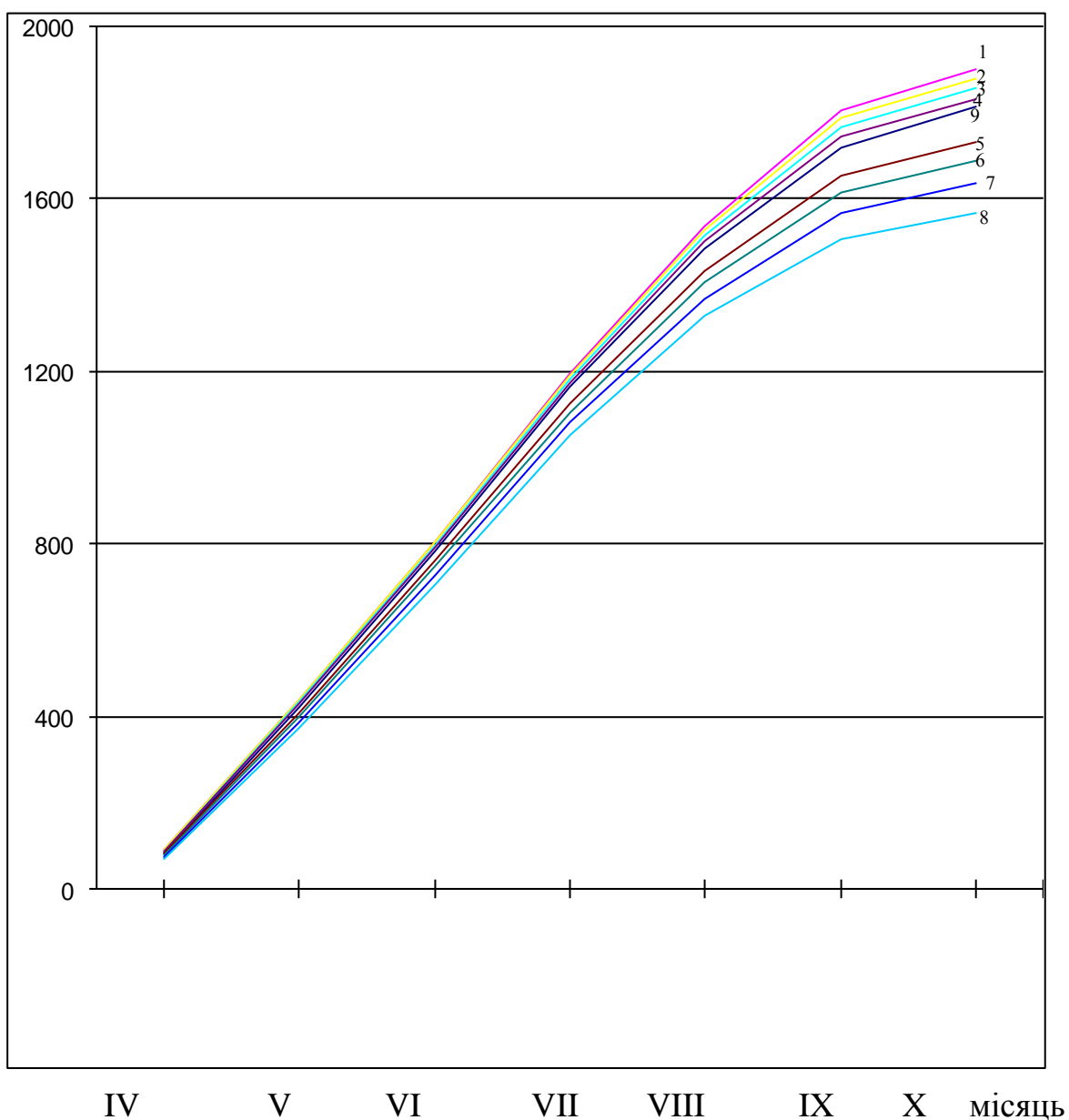


Рисунок 8.2- Мікрокліматична мінливість фотосинтетичноактивної радіації (методом накопичення). Місцезнаходження: 1, 2, 3, 4 - відповідно південний схил крутістю 20, 15, 10, 5°; 5, 6, 7, 8 - відповідно північний схил крутістю 5, 10, 15, 20 °, 9 - рівне місце.

## Практична робота 2

на тему: Мікрокліматична мінливість показників термічного режиму і теплових ресурсів

Мета практичної роботи - закріпити теоретичні знання студентів з агрокліматичної оцінки показників теплових ресурсів, які визначаються по середній добовій температурі повітря, середнім денним та середнім нічним температурам повітря, а також по вертикальним характеристикам  $\Sigma T_c$ ,  $\Sigma T_{дн}$ ,  $\Sigma T_n$  для оцінки теплозабезпеченості сільськогосподарських культур, які розміщені на рівнинних та схилових землях.

### Порядок виконання роботи

1. Із агрокліматичних довідників виписати середні багаторічні значення сум денних та сум нічних температур ( $\Sigma T_{дн}$ ,  $\Sigma T_n$ ) для рівного місця і їх середньоквадратичні відхилення ( $\sigma_{дн}$ ,  $\sigma_n$ ). Результати записати у табл. 8.5.

Таблиця 8.5 - Сума середніх багаторічних значень денних та нічних температур повітря за період  $T_{дн}$ ,  $T_n$  вище 10 °C на ст. Кишинів

№ з.п.	Станція	$\Sigma \bar{T}_{дн}$	$\sigma_{дн}$	$\Sigma \bar{T}_n$	$\sigma_n$
1	Кишинів	3687	270	2685	235

2. За допомогою мікрокліматичних параметрів ( $\Delta \Sigma T_{дн}'$  та  $\Delta \Sigma T_n'$ ) поданих у табл.3.5 за формулами 8.7 і 8.8 виконати розрахунки сум денних і нічних температур повітря вище 10 °C для різних місцеположень у горбистому та гірському рельєфі, а також визначити їх відхилення від умов відкритого рівного місця.

$$\Sigma T_{дн}' = \Sigma T_{дн} \pm \Delta \Sigma T_{дн}', \quad (8.7)$$

$$\Sigma T_n' = \Sigma T_n \pm \Delta \Sigma T_n', \quad (8.8)$$

де:  $\Sigma T_{дн}$ ,  $\Sigma T_n$  - середні багаторічні значення сум температур повітря розраховані за період з  $T_{дн}$ ,  $T_n$  вище 10 °C, для умов відкритого рівного місця, тобто для рівнинних земель;

$\Delta \Sigma T_{дн}'$  та  $\Delta \Sigma T_n'$  - мікрокліматичні параметри. Ці дані можна зняти для конкретного пункту з фонових карт розподілення  $\Sigma T_{дн}$ ,  $\Sigma T_n$  на території СНД або розрахувати за відомою методикою для найближчої до господарства метеорологічної станції, якщо за місцеположенням вона репрезентативна для умов відкритого рівного місця.

Результати розрахунку занести до табл. 8.6 і побудувати гістограму (рис.8.3).

Таблиця 8.6 - Сума денних та нічних температур в різних місцеположеннях пагорбкуватого (а) і горбистого (б) рельєфу та їх відмінність відносно рівнинних земель за даними метеостанції Кишинів в умовах пагорбкуватого і горбистого рельєфу

а)

Місцеположення	$\Sigma T_{\text{дн}}$	$\Sigma T_{\text{н}}$	$(\Sigma T_{\text{дн}} - \Sigma T_{\text{н}})$	$\Sigma T_{\text{дн}} / \Sigma T_{\text{н}}$
абсолютні значення				
Рівне місце	3687	2685	1002	1,4
Воднороздільне плато	3577	3735; 2485	842; 1092	1,3; 1,4
Середина схилу	3637; 3529	2635; 2535	1002; 994	1,4; 1,4
Широка долина	3637; 3587	2585; 2435	1052; 1152	1,4; 1,5
Замкнена долина	3537; 3487	2535; 2485	852; 802	1,3; 1,4
відмінність відносно рівного місця				
Рівне місце	0	0	0	0
Середина схилу	-50; 50	-50; 50	0; 0	1; 1
Широка долина	-50; 100	100; 150	-150; -50	0,5; 0,6
Замкнена долина	-100; 150	150; 200	-250; -50	0,6; 0,8

б)

Місцеположення	$\Sigma T_{\text{дн}}$	$\Sigma T_{\text{н}}$	$(\Sigma T_{\text{дн}} - \Sigma T_{\text{н}})$	$\Sigma T_{\text{дн}} / \Sigma T_{\text{н}}$
абсолютні значення				
Рівне місце	3687	2685	1002	1,4
Воднороздільне плато	3587; 3537	2885; 3035	702; 502	1,2; 1,2
Середина схилу	3637; 3587	2785; 3135	852; 452	1,3; 1,1
Широка долина	3837; 3787 3787; 3537	3136; 2485	701; 1302	1,2; 1,5
Замкнена долина	> 3837	2485; 3035	652; 1052 1352; 802	1,2; 1,4 1,5; 1,3
відмінність відносно рівного місця				
Рівне місце	0	0	0	0
Середина схилу	50; 100	100; 150	150; -50	0,5; 0,6
Широка долина	-50; -100 100; 150	150; 150	50; -250 250; 0	0,5; -0,6 -0,6; 1
Замкнена долина	> -150	200; 250	-50; -400	-0,8; 0,6

$\Sigma T_{\text{дн.}}, \Sigma T_{\text{н.}}, ^\circ\text{C}.$

173

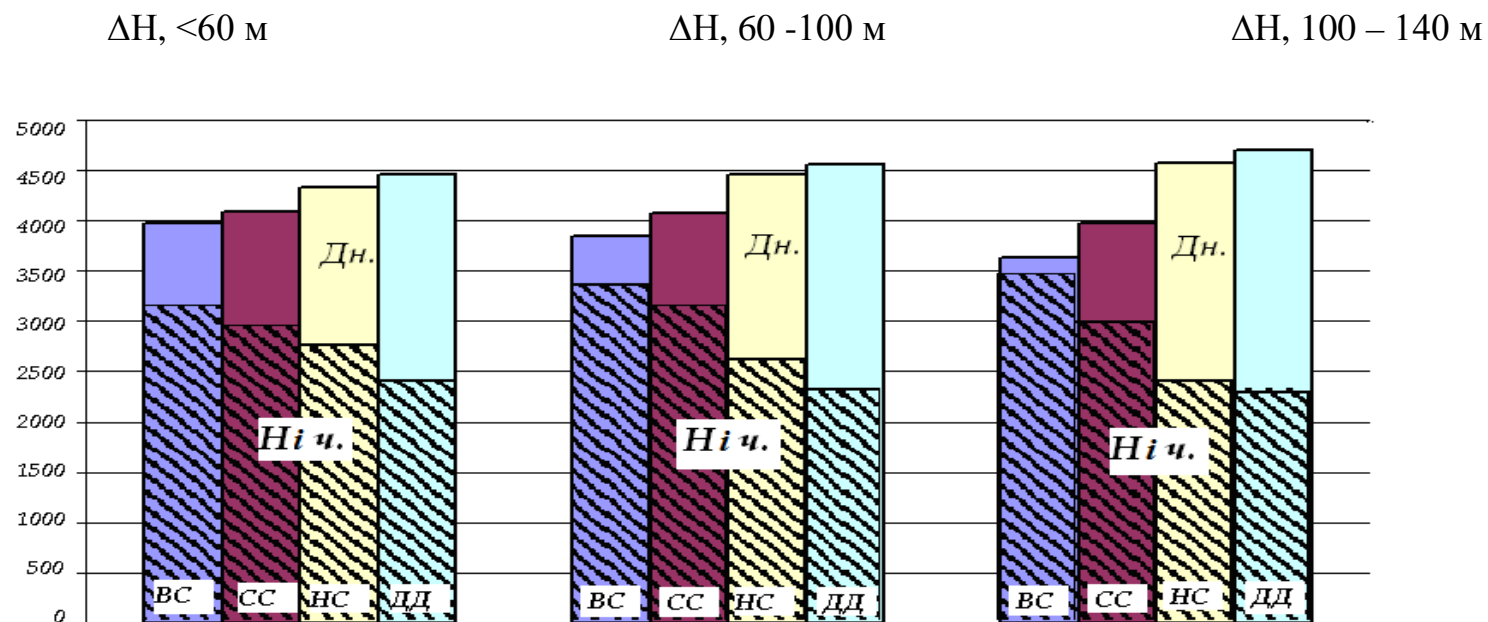


Рисунок 8.3 - Характеристика мікрокліматичної мінливості сум денних і нічних температур повітря в різних місцезонах рельєфу ( $\Delta H = 100-140 \text{ м}$ ). ВС, СС, НС, ДД - відповідно верхня, середня і нижня частини схилів та дно долини.

3. Побудувати гістограму відхилень  $\Delta\Sigma T_{\text{дн}}'$ ,  $\Delta\Sigma T_{\text{н}}'$  в різних місцєположеннях рельєфу від їх значень на рівному місці. По ординаті відкладаються значення  $\Delta\Sigma T_{\text{дн}}'$  та  $\Delta\Sigma T_{\text{н}}'$  (в 1 см 100-200 °C), а по абсцисі - різні місцєположення.
4. Використовуючи значення коефіцієнтів кривої Гаусса ( $K_{\text{Г}}$ ), які характеризують нормальне розподілення сум температур повітря, і їх середньоквадратичні відхилення ( $\sigma_{\text{дн}}$ ,  $\sigma_{\text{н}}$ ), виконати розрахунки імовірнісних характеристик  $\Sigma T_{\text{дн}}'$  і  $\Sigma T_{\text{н}}'$  з кроком 5,10,20% і до 90, 95% для рівного місця за формулами 8.9 та 8.10, а також для різних місцєположень в рельєфі за допомогою формул 8.12 і 8.13. Результати розрахунків записати у табл. 8.7.

$$\Sigma T_{\text{дн}(\%)} = \Sigma T_{\text{дн}} \pm \sigma_{\text{дн}} K_{\text{Г}}, \quad (8.9)$$

$$\Sigma T_{\text{н}(\%)} = \Sigma T_{\text{н}} \pm \sigma_{\text{н}} K_{\text{Г}}, \quad (8.10)$$

де:  $K_{\text{Г}}$  - коефіцієнт кривої Гаусса;

$\sigma_{\text{дн}}$ ,  $\sigma_{\text{н}}$  - величини для визначення відхилень  $\Sigma T_{\text{дн}}$ ,  $\Sigma T_{\text{н}}$  від середньої із заданих імовірностей середньобаторічних значень у вигляді

$$n_{\text{дн}} = \sigma_{\text{дн}} K_{\text{Г}}, n_{\text{н}} = \sigma_{\text{н}} K_{\text{Г}} \quad (8.11)$$

$$\Sigma T_{\text{дн}}'_{(10,20,\dots,90\%)} = \Sigma T_{\text{дн}(\%)} \pm \Delta\Sigma T_{\text{дн}}, \quad (8.12)$$

$$\Sigma T_{\text{н}}'_{(10,20,\dots,90\%)} = \Sigma T_{\text{н}(\%)} \pm \Delta\Sigma T_{\text{н}}, \quad (8.13)$$

де  $\Sigma T_{\text{дн}}'_{(10,20,\dots,90\%)}$  та  $\Sigma T_{\text{н}}'_{(10,20,\dots,90\%)}$  - суми денних та суми нічних температур повітря різної імовірності для різних місцєположень у рельєфі;

$\Sigma T_{\text{дн}}(\%)$  та  $\Sigma T_{\text{н}}(\%)$  - суми температур різної імовірності для умов відкритого рівного місця;

$\Delta\Sigma T_{\text{дн}}'$  та  $\Delta\Sigma T_{\text{н}}'$  - мікрокліматичні параметри, котрі для конкретних, місцєположень можна визначити за допомогою табл.3.5

За даними табл. 8.7 побудувати графіки забезпеченості сум денних і нічних температур на рівних ділянках та в різних місцєположення пагорбкватого і горбистого рельєфу (рис.8.3а і б).

Таблиця 8.7 – Сумарна імовірність сум денних ( $\Sigma T_{\text{дн}}$ ) і нічних температур ( $\Sigma T_{\text{н}}$ ) вище 10 °С на рівному місці та в різних місцезположеннях рельєфу

Параметри	Забезпеченість, %										
	100	90	80	70	60	50	40	30	20	10	5
$K_T$	-2,25	-1,28	-0,84	-0,52	-0,25	0	0,25	0,52	0,84	1,28	2,25
а) рівне місце											
$\sigma_{\text{д}} K_T = n_{\text{д}}$	-607,5	-345,6	-226,8	-140,4	-67,5	0	67,5	140,4	226,8	345,6	607,5
$\Sigma T_{\text{д}}$	3079	3341	3460	3547	3619	3687	3755	3827	3914	4033	4295
$\sigma_{\text{н}} K_T = n_{\text{н}}$	-528,8	-300,8	-197,4	-122,2	-58,8	0	58,8	122,2	197,4	300,8	528,8
$\Sigma T_{\text{н}}$	2077	2339	2458	2563	2626	2685	2753	2825	2912	3031	3293
б) водороздільне плато											
$\Sigma T_{\text{д}}$	2969	3231	3350	3437	3509	3577	3645	3717	3804	3923	4185
$\Sigma T_{\text{н}}$	2002	2264	2383	2470	2542	2610	2678	2750	2837	2956	3218
в) середина схилу											
$\Sigma T_{\text{д}}$	2975	3237	3356	3443	3515	3583	3651	3723	3810	3929	4191
$\Sigma T_{\text{н}}$	1977	2239	2358	2445	2517	2585	2653	2725	2812	2931	3193
г) широка долина											
$\Sigma T_{\text{д}}$	2604	3266	3385	3472	3544	3612	3680	3752	3839	3958	4220
$\Sigma T_{\text{н}}$	1902	2164	2283	2370	2242	2510	2578	2650	2737	2856	3118



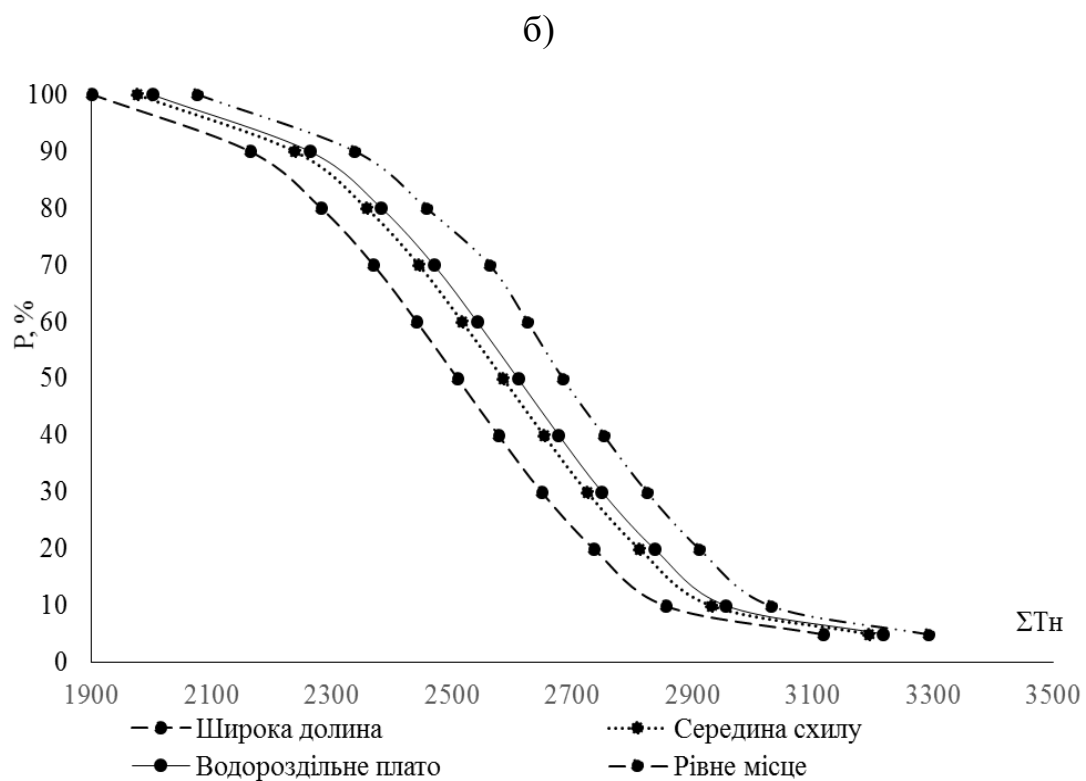
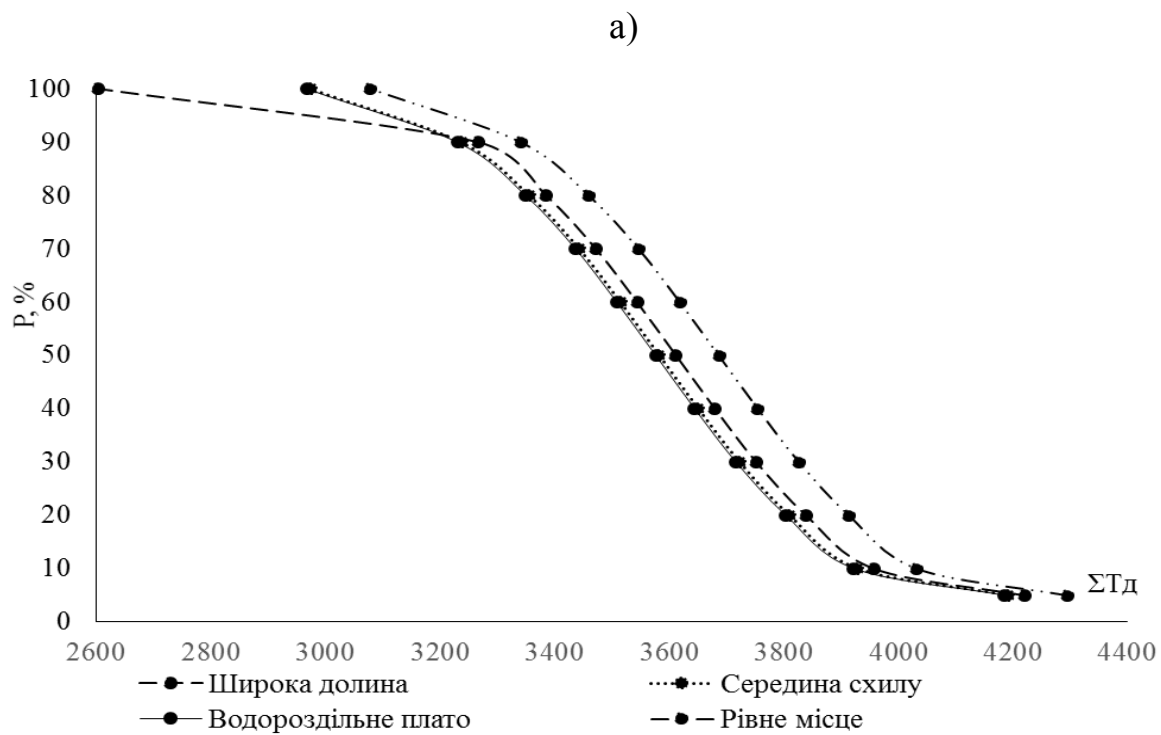


Рисунок 8.3 - Графіки забезпеченості сум денних ( $\Sigma T_{дн}'$ ) і нічних ( $\Sigma T_{н}'$ ) температур на рівних ділянках та в різних місцезположення пагорбкуватого і горбистого рельєфу Центрального регіону Молдови

### Практична робота 3

на тему: Мікрокліматична мінливість показників ресурсів вологи горбистому рельєфі

Мета лабораторної роботи - закріпити у студентів теоретичні знання про основні показники вологозабезпеченості рослин (випаровуваність, сумарне випаровування, запаси продуктивної вологи у ґрунті); допомогти придбати їм практичні навички розрахунків цих показників в умовах відкритого рівного місця на рівнинних землях і в різних місцях розташування (вершина, схил, долина) горбистого рельєфу.

#### Порядок виконання роботи

1. З довідкової літератури виписати місячні значення випаровуваності  $E_0$  і випаровування  $E$  для рівного місця для однієї із метеорологічних станцій. Як приклад візьмемо станцію Мелітопіль (табл.8.8).

Таблиця 8.8 - Місячні норми випаровування і випаровуваності по окремих населених пунктах України

Пункт	Параметр	Місяць							
		3	4	5	6	7	8	9	10
Мелітопіль	$E_0$ , мм	108	135	183	204	205	161	114	93
	$E$ , мм	29	38	69	86	64	40	34	26
	$E/E_0$ , відн.од.	0,27	0,28	0,38	0,42	0,31	0,25	0,3	0,28
	$E_0 - E$ , мм	79	97	114	118	141	121	80	67

2. Виконати розрахунки відношення і різниці показників випаровування і випаровуваності за кожний місяць і записати в табл.8.8.

3. За значеннями  $E/E_0$  (табл. 8.9) для рівного місця визначити перехідні коефіцієнти  $K_E = E_{OC}/E_{OP}$  в залежності від зони зволоження для північних, західних, східних і південних схилів крутістю 5, 10, 15, 20° (табл.8.10).

4. Використовуючи перехідні коефіцієнти  $K_E$  виконати розрахунки за формулою 8.14 випаровуваність для північних, західних, східних і південних схилів крутістю 5, 10, 15, 20° по сезонах і за теплий період в абсолютних значеннях  $E_{OC}$  і відносно рівного місця у вигляді різниці  $E_{OC} - E_{OP}$ . Дані записати в табл. 8.10 і побудувати рис.8.4.

Таблиця 8.9 – Узагальнена для зон зволоження по сезонах року величина відношення  $K_E$  ( $E_P/E_{OP}$ ) для рівнинних земель (відносна величина)

Період, сезон	Зона зволоження					
	Надлишково зволожена	Достатньо зволожена	Слабо посушлива	Посушлива	Дуже посушлива	Суха
Теплий період	0,9	0,6-0,8	0,5-0,6	0,3-0,5	0,1-0,3	0,1
Весна	1,0	0,9-1,0	0,7-0,9	0,6-0,7	0,5-0,6	0,3-0,5
Літо	0,7-0,9	0,5-0,6	0,3-0,5	0,2-0,3	$\leq 0,1$	$\leq 0,1$
Осінь	0,9-1,0	0,6-0,7	0,3-0,5	0,1-0,3	$\leq 0,1$	$\leq 0,1$

$$E_{OC} = E_{OP} \left( \frac{E_{OC}}{E_{OP}} \right) = E_{OP} K_E \quad (8.14)$$

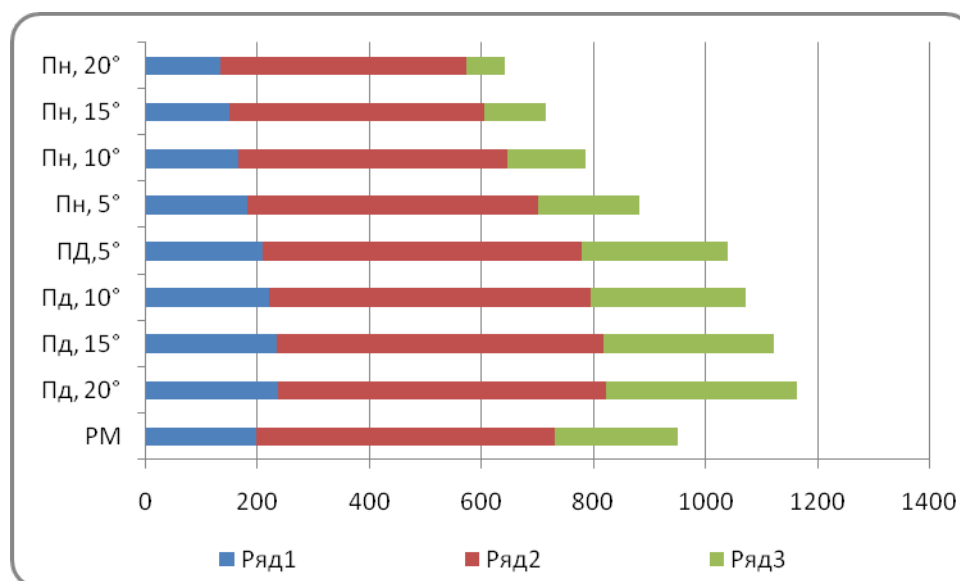


Рисунок 8.4 Мікрокліматична мінливість випаровуванності в різних місцезнаходженнях рельєфу.

5. За даними табл. 8.10 побудувати графік відхилення випаровуванності в різних місцезнаходженнях (експозиція і крутість схилів) від рівного місця ( $E_{OC} - E_{OP}$ ) весною, влітку, восени і в сумі за теплий період (рис.8.4).

Таблиця 8.10 - Значення  $K$  по сезонах та за теплий період для розрахунку випаровуваності на схилах

Період	Експозиція та крутість схилів, °															
	північний				південний				східний				західний			
	5	10	15	20	5	10	15	20	5	10	15	20	5	10	15	20
Весна	0,91	0,83	0,7	0,64	1,03	1,08	1,14	1,18	0,98	0,98	1	1,02	0,98	0,98	0,96	0,97
Літо	0,95	0,89	0,84	0,82	1,05	1,05	1,07	1,10	1,00	0,96	1,00	0,97	1,00	0,96	0,94	0,91
Осінь	0,84	0,65	0,51	0,51	1,04	1,18	1,24	1,35	1,53	1,01	1,02	1,02	1,00	0,94	0,88	0,93
Теплий період	0,93	0,86	0,79	0,73	1,05	1,10	1,13	1,17	1,00	0,99	0,99	0,99	1,00	0,98	0,96	0,94

Таблиця 8.11 - Мікрокліматична мінливість випаровуваності на різноманітних схилах

Період	PM	Експозиція та крутість схилів, ... <sup>0</sup>															
		північний				південний				східний				західний			
		5	10	15	20	5	10	15	20	5	10	15	20	5	10	15	20
а) абсолютне значення																	
Весна	142	129	118	99	91	146	153	162	168	139	139	142	145	139	139	136	137
Літо	190	181	169	160	156	200	200	203	209	190	182	190	184	190	182	179	173
Осінь	104	87	68	53	53	108	123	130	140	104	100	104	101	104	100	98	95
Теплий період	436	405	375	344	318	458	480	493	510	436	432	432	432	436	427	419	410
б) відносно рівного місця																	
Весна	0	-13	-24	-43	-51	4	11	20	26	-3	-3	0	3	-3	-3	-6	-5
Літо	0	-9	-21	-30	-34	10	10	13	19	0	-8	0	-6	0	-8	-11	-17
Осінь	0	-17	-36	-51	-51	4	19	26	36	0	-4	0	-3	0	-4	-6	-9
Теплий період	0	-31	-61	-92	-118	22	44	57	74	0	-4	-4	-4	0	-9	-17	-26

6. Використовуючи коефіцієнти зволоженості  $K_w$  (табл.4.5) для різних частин північного і південного схилі за формулою 8.15 виконати розрахунки сумарного випаровування в різних місцезнаходженнях  $E_c$ , а також значення  $E_c/E_{oc}$  і різницю  $E_c - E_p$ . Результати записати в табл.8.11.

$$E_c = E_{oc} \frac{E_p}{E_{op}} K_w, \quad (8.15)$$

де  $K_w$  - коефіцієнт зволоженості схилів, представляє собою відношення запасів продуктивної води в ґрунті на схилі до запасів продуктивної води на рівному місці ( $W_c/W_p$ );

$W_c$ ,  $W_p$  - запаси продуктивної води в корененаселеному шарі відповідно на схилах і рівному місці.

7. Скласти коротку агрокліматичну характеристику режиму зволоження за елементами рельєфу і представити результати розрахунків (таблиця, графіки).

Таблиця 8.12- Мікрокліматична мінливість сумарного випаровування в різних місцезнаходженнях на північних та південних схилах

Пара-метр	Північний				Південний			
	верх	сере-дина	низ	підніж-жя	верх	сере-дина	низ	підніж-жя
$K_w$	1	1,6	2	0,3	0,5	0,7	0,9	1,3
$E_c$	267	115	379	451	201	250	416	527
$E_c/E_{oc}$	1	1,6	2	0,4	0,6	0,7	0,9	1,3
$E_c - E_p$	238	77	310	365	137	210	382	501

Примітка. Усі параметри розраховуються для весни, літа, осені та за теплий період.

## Практична робота 4

на тему: Мікрокліматична мінливість показників заморозконебезпечності

### Порядок виконання роботи

1. Виписати із довідника значення показників заморозконебезпечності – дати останніх весняних (Дв) та перших осінніх (До) приморозків, тривалості безприморозкового періоду (Nб/п), суми температур вище  $10^{\circ}\text{C}$

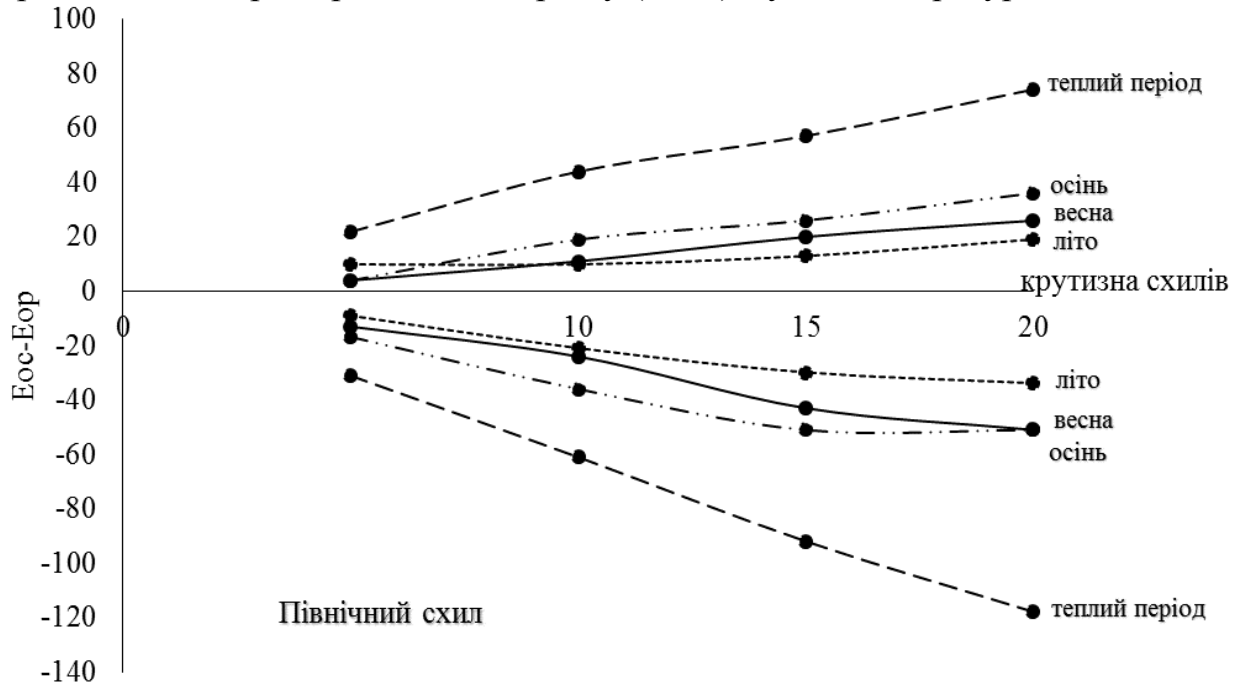


Рисунок 8.4 – Відхилення випаровуваності на північних і південних схилах щодо рівного місця

для даного пункту за безморозковий період ( $\sum T_{б/п}$ ) за занести до табл. 8.13. Доповнити дані значення показників заморозконебезпечності ймовірністними характеристиками [ $P(10\%)$  та  $P(20\%)$ ] або значеннями середньоквадратичного відхилення ( $\sigma$ ) для кожного із показників.

2. Розрахунок мікрокліматичної мінливості показників приморозконебезпечності.

3. Результати заносимо до табл. 8.14.

4. За результатами розрахунків будуємо гістограму тривалості беззаморозкового періоду в різних місцезоположеннях рельєфу (рис.85).

Таблиця 8.14– Параметри мікрокліматичної мінливості показників заморозконебезпечності (а) і мікрокліматична мінливість показників заморозконебезпечності (б) в умовах горбистого рельєфа

а)

Місцеположення	Показники			
	Дата заморозків		Nб/п	$\Sigma Tб/п$
	Весна	Осінь		
ВП ВЧС $n < 50$	.2	.3	.7...12	.100...150
ВП ВЧС $n > 51$	.3	.4	.10...12	.100...175
СКС	.2...3	.3...4	.5...10	.5...10
Рівне місце	.0	.0	0	0
НЧС	.0...-2	.0...-3	-.5...-10	-.100
ДВЗД	-.5...-6	-.5...-8	-.20...-25	-.200...-250
К	-.5...-7	-.5...-8	-.25...-35	-.250...-300
ПМР	.0	0	.	0
НВН	-.5...-7	-.5...-8	-.20...-35	-.250...-350

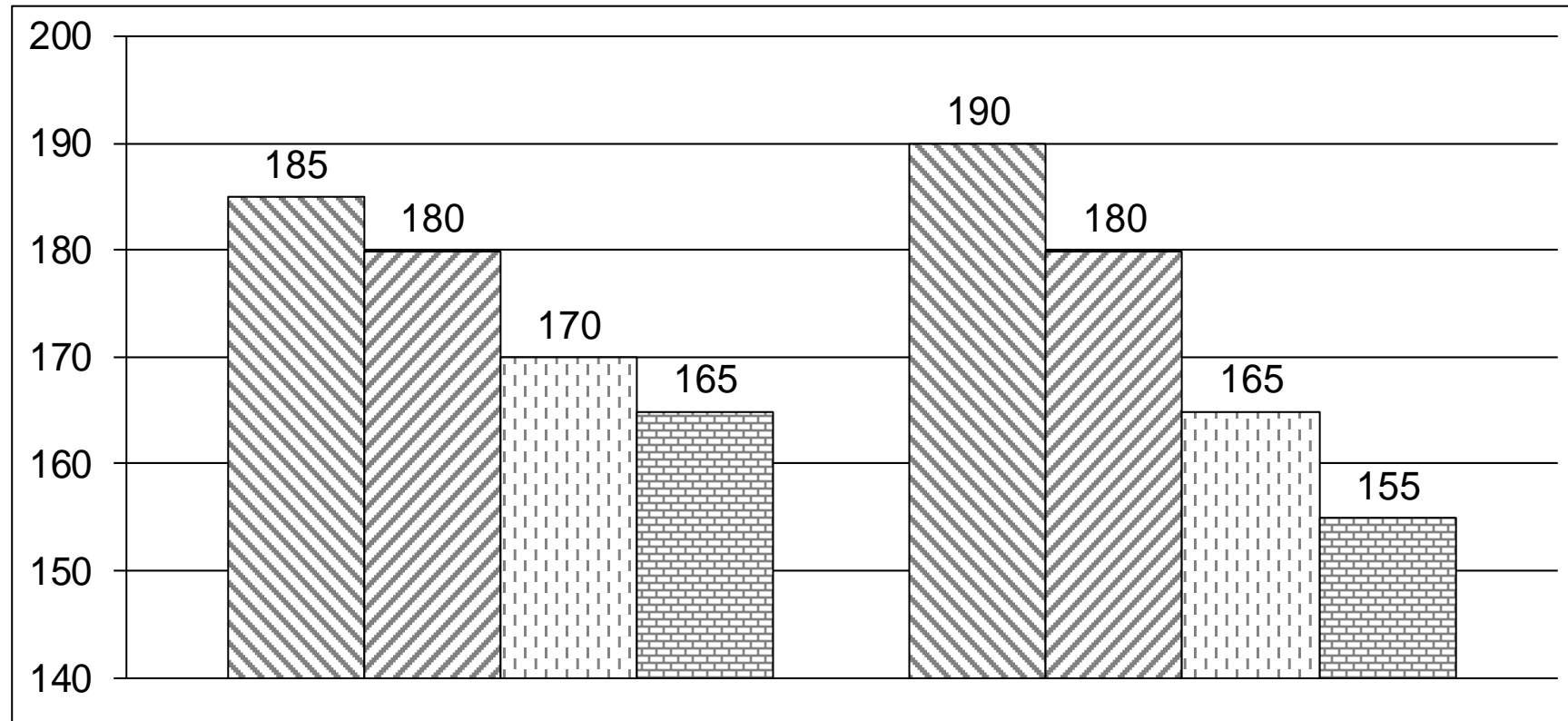
б)

Місцеположення	Показники			
	Дата заморозків		Nб/п	$\Sigma Tб/п$
	Весна	Осінь		
ВВП	29.4	5.10	158	2750
ВЧС	27.4	8.10	170	2900
СЧС	26.4	9.10	173	2925
Рівне місце	26.4	9.10	168	2850
НЧС	1.5	2.10	148	2650
ДВД	5.5	28.9	133	2500
К	6.5	28.9	123	2450
ПМР	29.4	5.10	158	2750
НВН	6.5	28.9	123	2400
Діапазон, дні	10	11	50	525

$N_{б/п, Д}$

$\Delta H < 50 \text{ м}$

$\Delta H > 50 \text{ м}$



СхС

Пд.С

НС

ДД

ВС

СС

НС

ДД

Рисунок 8.5 - Мікрокліматична мінливість тривалості беззаморозкового періоду. Місцеположення:  $\Delta H$  - відносне перевищення висот; ВС, СС, НС, ДД - відповідно верхня, середня і нижня частини схилів та дно долини.



## Практична робота № 5

Тема: Визначення мікрокліматичної мінливості умов морозонебезпечності в горбистому рельєфі

Порядок виконання роботи:

1. Виписати із довідника значення основного показника морозонебезпечності – середнього із абсолютних річних мінімумів температури повітря ( $\bar{T}_{\min}$ ) для одного вказаного пункту та занести в табл.8.15. Доповнити цей показник ймовірністними характеристиками (для 20 і 10 % забезпеченості). В разі відсутності таких характеристик виписати значення середнього квадратичного відхилення ( $\sigma$ ) і тоді за методом І.А. Гольцберг розрахувати ймовірність 10 та 20 % забезпеченості  $\bar{T}_{\min}$  за формулою:

$$T_{\min}(20,10\%) = \bar{T}_{\min} + \sigma K,$$

де значення  $K$  – в табл.5.16.

Таблиця 5.16- Значення коефіцієнта  $K_G$  для розрахунку ймовірностей

Ймовір- ність, (%)	0 100	10, 90	20, 80	30, 70	40, 60	50
$K_G$	2,25 -2,25	1,28 -1,28	0,84 -0,84	0,52 - 0,52	0,26 -0,26	0,0

2. Виписати із довідника значення середньомісячних температур повітря за листопад, грудень, січень, лютий і березень.

3. Графічним методом визначити дати переходу температури повітря через  $-10$ ,  $-15$  та  $-20^{\circ}\text{C}$  на початку і в кінці зими.

4. Підраховуємо суму температур нижче  $-10$ ,  $-15$  та  $-20^{\circ}\text{C}$ .

5. Визначити тип рельєфа для даної території : слабопогорбкуватий ( $\Delta H < 60\text{м}$ ); пагорбкуватий ( $\Delta H = 60 - 100\text{м}$ ); горбистий ( $\Delta H = 100 - 140\text{м}$ ); низькогірський ( $\Delta H \approx 140 - 180\text{м}$ ) та гірський ( $\Delta H > 180\text{м}$ ).  $\Delta H$  - відносне перевищення висот або базис ерозії. і виконати розрахунки середнього із абсолютних річних мінімумів температури (табл.8.17). За результатами розрахунку побудувати гістограму (рис.8.6).

5. Визначити можливі відхилення значень середнього із абсолютних мінімумов температури повітря для середніх та ясних днів для максимального набору місцеположень на даній території. Визначаємо

Таблиця 8.17 - Мікрокліматична мінливість умов морозонебезпечності.

Місцеположення	Т и п р е л ь є ф у					
	.....( $\Delta H = \dots\dots$ )			.....( $\Delta H = \dots\dots$ )		
	$T_{\text{мін}} (50\%)$	$T_{\text{мін}} (20\%)$	$T_{\text{мін}} (10\%)$	$T_{\text{мін}} (50\%)$	$T_{\text{мін}} (20\%)$	$T_{\text{мін}} (10\%)$
1.Рівне місце						
2.Вершина вододільного плато						
3.Верхня частина схилу						
4.Середня частина схилу						
5.Нижня частина схилу						
6.Дно вузьких долин						
7.Улоговина						
Діапазон мінливості						

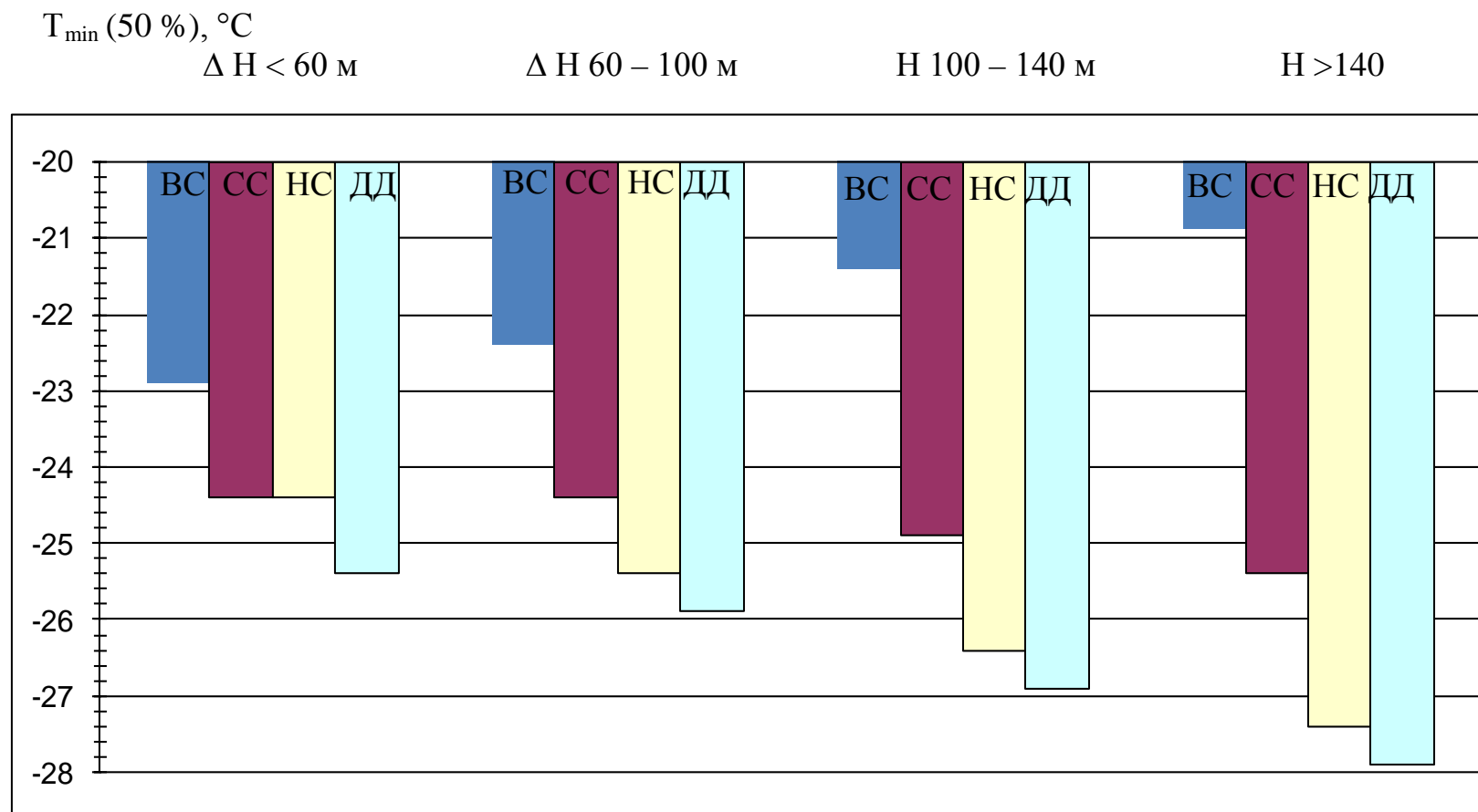


Рисунок 8.6 – Мікрокліматична мінливість показників морозонебезпечності в умовах неоднорідної підстильної поверхні. Місцеположення:  $\Delta H$  - відносне перевищення висот; BC, CC, HC, DD - відповідно верхня, середня і нижня частини схилів та дно долини.

можливі значення (10 та 20% ймовірності) середнього із абсолютних мінімумів температури повітря та заносимо їх до табл. 8.18.

## Практична робота 6

### Тема: Складання мікрокліматичних карт

Мікрокліматичне районування територій виконується за загальною схемою для окремих показників в декілька етапів:

1. Виконується геоморфологічний аналіз території (візуальний на місцевості й картографічний ) для оцінки природних неоднорідностей діяльної поверхні (ПНДП) й готується синтетична карта;
2. Проводять розрахунки середніх багаторічних значень показників клімату з імовірнісною оцінкою для умов відкритого рівного місця;
3. Виконується інвентаризація місцеположень на території й визначаються мікрокліматичні параметри за розрахунковими схемами мезо- і мікрокліматичної мінливості тих або інших показників клімату;
4. Розраховуються абсолютні значення агрокліматичних показників (середні багаторічні значення та імовірнісні характеристики показників) для усіх місцеположень на даній території;
5. Визначається інтервал для виділення мікрорайонів за показниками клімату для згрупованих, у рельєфі або на різних ґрунтах, місцеположень;
6. Виконується угруповання показників за їх значеннями в межах визначених інтервалів.
7. Складається схема мікрокліматичного районування території, де вказується номер мікрорайону та його назва, а далі дається перелік місцеположень, для яких величина районованого показника або комплексу показників входить у визначену градацію.

Найбільш наглядною формою представлення просторової мінливості агрокліматичних умов є мікрокліматична карта (картосхема). Значна просторова мінливість елементів клімату, які підлягають картуванню, на малих відстанях не дозволяє застосовувати звичайний для кліматичних карт метод ізолій. На мікрокліматичних картах ( М 1:10000 і 1:25000) усі особливості клімату, обумовлені неоднорідністю підстильної поверхні (рельєфу, типів ґрунтів, близькості водоймищ тощо) показуються безпосередньо на карті у полігонному (площинному) вигляді. Каркасом цих карт є геоморфологічні карти та карти ґрунтового покриття як елементів підстильної поверхні (місцеположень). Оцінка елементів по площі дається в розгорнутій легенді до карти або схеми мікрокліматичного районування.

Іноді буває необхідність представлення просторової мінливості показників ще й у вигляді графіка.

Кількісні характеристики мікрокліматичних показників можуть бути представлені в абсолютних величинах або у відносних показниках порівняно з якоюсь частиною досліджуваної території – так званим нормальним або фоновим місцеположенням. У складному рельєфі за нормальне місцеположення приймається ділянка, яка характеризує умови відкритого рівного місця або середню частину схилу. На рівнинних землях із значною строкатістю ґрунтів, у тому числі за гранулометричним складом, за нормальне місцеположення приймається ділянка з середнім суглинком.

Мікрокліматичне районування і складання мікрокліматичних карт зазвичай проводяться паралельно. Так, на першому етапі виконується геоморфологічний аналіз території і складаються тематичні карти елементів рельєфу або синтетичні карти природних неоднорідностей підстильної поверхні (ПНДП). Приклад такої карти представлено на рис.3.1, де у вигляді окремих навантажень представлена детальна характеристика форм рельєфу, експозицій і крутості схилів та видів агроценозів. Саме ця карта є, так би мовити, каркасом для складання мікрокліматичних карт. Каркасом для мікрокліматичних карт радіаційних ресурсів буде геоморфологічна карта експозиції і крутості схилів, для карти заморозко- і морозонебезпечності – карта форм рельєфу, відносного перевищення висот, експозиції схилу та місцеположення на схилі. Мікрокліматичні карти можуть складатися по окремим елементам клімату і бути комплексними. Геоморфологічна карта, на підставі якої складається мікрокліматична карта, повинна значно перевищувати за площею

1 - На першому етапі проводиться аналіз фонових агрокліматичних умов території, які взято з різних довідників з клімату, агрокліматичних ресурсів тощо. В даному випадку це показники перезимівлі й теплових ресурсів: середній із абсолютних мінімумів температури повітря ( $T_{\min}$ ) з 50, 20 і 10%-ною ймовірністю (це такі значення  $T_{\min}$ , які спостерігаються 5, 2 і 1 раз в 10 років); сума активних температур повітря за беззаморозковий період з температурами вище  $10^{\circ}\text{C}$  ( $\Sigma T_{\text{бп}} > 10^{\circ}\text{C}$ ).

2 - Інвентаризація території, тобто виділення місцеположень, які відрізняються по умовам формування мікрокліматичної різниці показників перезимівлі та теплових ресурсів). Враховуючи механізм формування мікрокліматичної різниці умов перезимівлі та теплозабезпеченості, необхідно виділити вододільні плато, вододіли, верхні, середні та нижні частини схилів, дно долин і улоговини. При цьому, треба зважати на тип рельєфу: пагорбкуватий, горбистий, низько гірський. Для складання мікрокліматичної карти теплових ресурсів необхідно виділити схили з південною й північною складовою.

3 - На третьому етапі виконують розрахунки значень показників  $\bar{T}'_{\text{м}}$ ,

$\Sigma T_{\text{дн}}'$ ,  $\Sigma T_{\text{н}}'$ ,  $\Sigma T_{\text{бп}}'$  за формулами 2.12,-2.14.

3 - На четвертому етапі виконується аналіз діапазону мінливості того чи іншого показника і обирається крок районування, який є доцільним й перевищує похибку вимірювання і розрахунку. Наприклад, для районування  $\bar{T}'_{\text{м}}$  він може бути не нижче  $0,5^{\circ}\text{C}$  тощо. На цьому етапі відбувається саме складання картосхеми морозонебезпечності та теплозабезпеченості (рис. 8.7).

Всього на даній території виділено 13 місцеположень, згрупованих в 3 мікрокліматичних района. В легенді до карти надається вичерпна інформація про просторову мінливість умов морозонебезпечності та теплозабезпеченості, дано в таблиці.

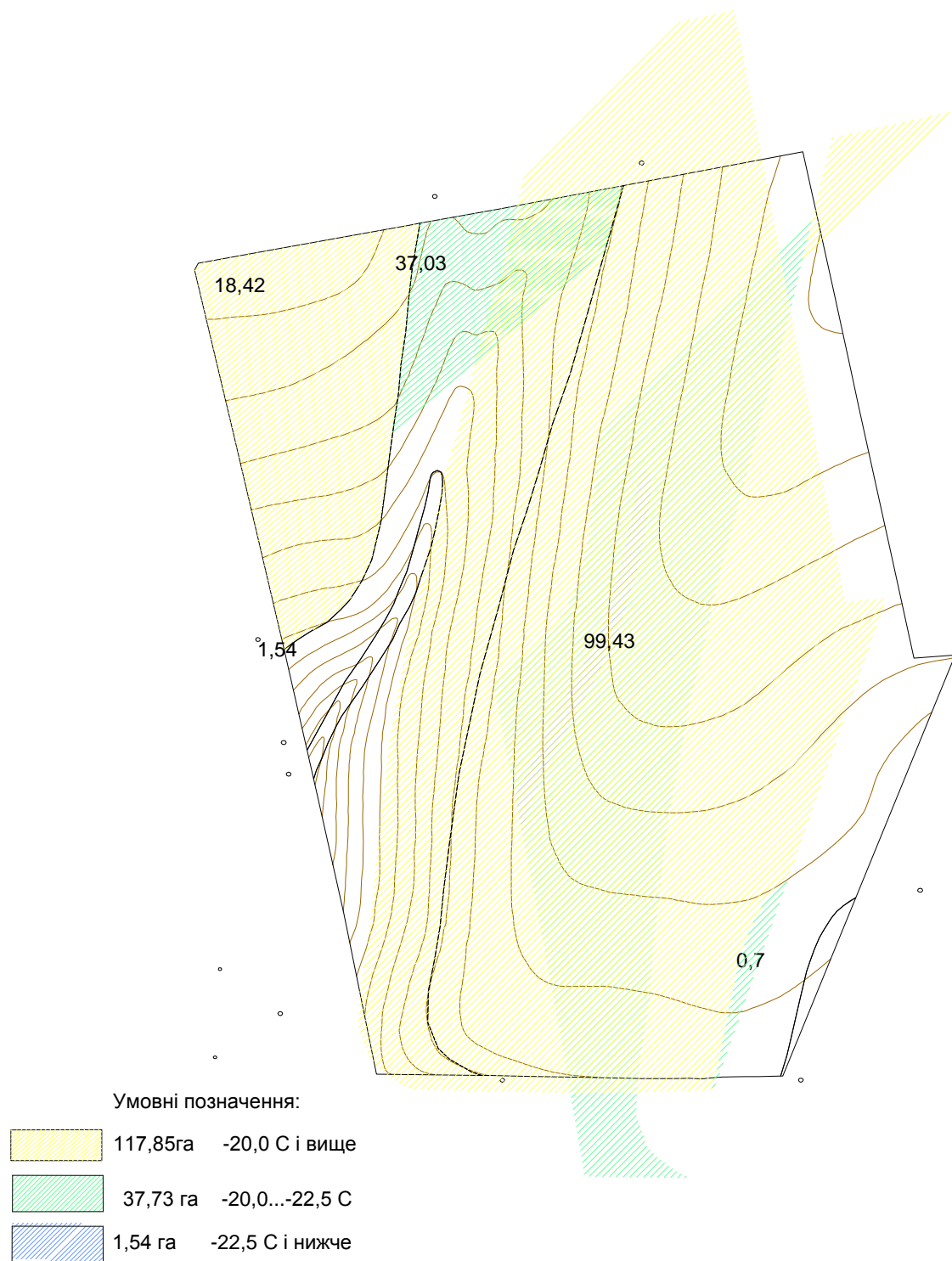


Рисунок 8.7 - Мікрокліматична карта окремого господарства за умовами морозонебезпечності

## Список літератури

1. Агроклиматический атлас мира. – М.-Л.: ГУГК. Гидрометеиздат, 1962. – 186 с.
2. Агроклиматический атлас Украинской ССР. / Под ред. С.А. Сапожниковой. - К.: Урожай, 1964. –36 с.
3. Агроклиматическое районирование пяти основных сельскохозяйственных культур на территории социалистических стран Европы. – София: БАМ, 1979. – 123 с., 14 карт.
4. Агроклиматические ресурсы природных зон СССР и их использование. // Под ред. Ф.Ф. Давитая, И.А. Гольцберг. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 160 с.
5. Агроклиматические ресурсы и микроклимат Молдавии // Под ред. З.А.Мищенко. – Кишинев: Штиинца, 1988. 161 с.
6. Айзенштат Б.А. Метод определения радиационного баланса склонов. – Метеорология и гидрология. 1952, № 2. – С. 24-28
7. Адаменко В.Н. Мелиоративная микроклиматология. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. –184 с.
8. Алпатьев А.М. Влагообороты в природе и их преобразование. – Л.: Гидрометеиздат, 1954. –248 с.
9. Альbedo и угловые характеристики отражения подстилающей поверхности и облаков // К.Я.Кондратьев, В.И.Биненко, А.Н.Дьяченко и др. - Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 232 с.
10. Амирджанов А.Г. Солнечная радиация и продуктивность винограда. - Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 208 с.
11. Афиногенов Л.П., Грунин С.И., Романов Е.В. Аппаратура для исследований приземного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 148 с.
12. Ахметзянов Р.В. Принципы организации измерительных информационных систем в агрометеорологии. //Автоматизация и метрология научных исследований. – Кишинев: Штиинца, 1985. – С.3-7.
13. Берлянд Т.Г. Распределение солнечной радиации на континентах. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. –227 с.
14. Биологические основы орошаемого земледелия. – М.: Наука, 1966. – 519 с.
15. Бондаренко Н.Ф. Физические основы мелиорации почв. – М.: Колос, 1975. – 257 с.
16. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. -Л.: Гидрометеиздат, 1956. – 256 с.
17. Будыко М.И. Климат и жизнь. - Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 472 с.
18. Будыко М.И., Дроздов О.А., Львович М.И. и др. Изменения климата в связи с планом преобразования природы засушливых районов СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1952. –206 с.



19. Бурман Э.А. Местные ветры. -Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 339 с.
20. Вериго С.А. Разумова Л.А. Почвенная влага. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. –327 с.
21. Воейков А.И. Избранные сочинения. Сельскохозяйственная метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1957. –259 с.
22. Вольвач В.В., Ахметзянов Р.Ш. и др. Информационно-измерительный комплекс НИАК для микроклиматических и градиентных измерений. // Вопросы создания и внедрения перспективных технических средств и систем. – М.: Гидрометеиздат, 1990, № 3. С.65-72.
23. Вопросы агроклиматического районирования СССР //Под. ред. Селянинова Г.Т., Давитая Ф.Ф. – М.: Гидрометеиздат, 1958. – 172 с.
24. Гейгер Р. Климат приземного слоя воздуха. М.: Изд-во иностр. Лит., 1960. –486 с.
25. Гойса Н.И., Олейник Р.С., Рогаченко А.Д. Гидрометеорологический режим и продуктивность сельскохозяйственных культур. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. –230 с.
26. Голубова Т.А., Мищенко З.А., Пигольцина Г.Б. Микроклиматическая изменчивость суммарной и фотосинтетически активной радиации на склонах. -Труды ГГО. – 1977. - вып. 385. - с. 3-12.
27. Гольцберг И.А., Агроклиматическая характеристика заморозков в СССР и методы борьбы с ними. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. –196 с.
28. Гольцберг И.А. Агроклиматическое районирование территории административных областей. – Обнинск, 1967. – С.52-79
29. Глущенко А.Ф. Учет микроклимата при расчете суммарного испарения томата на орошаемых землях // Оптимизация условий возделывания сельскохозяйственных культур на орошаемых землях. – Кишинев: Штиинца, 1989. – С. 122-133.
30. Горышина Н.Г. Особенности микроклимата почв и картирование их на примере Псковской области. // Климат почвы. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. –С. 73-79.
31. Давитая Ф.Ф. Исследование климатов винограда в СССР и обоснование их практического применения. – М.-Л.: Гидрометеиздат, 1952. –304 с.
32. Дубинский Г.П., Бураков В.И. Почвозащитное устройство агроландшафтов. – Харьков: ХГУ, 1985. – 215 с.
33. Ефимова Н.А. Радиационные факторы продуктивности растительного покрова. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. –214 с.
34. Захарова А.Ф. Радиационный режим северных и южных склонов в зависимости от географической широты. - Уч. Записки ЛГУ. Сер. Геогр., 1959, вып. 13, №269. –С.24-49.
35. Зубенок Л.И. Испарение на континентах. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. –263 с.

36. Инт Л.Э. Некоторые данные о климате основных типов почв ЭССР. Труды ГГО, 1965, вып.180. – С.89-102.
37. Каринг П.Г., Йыги Я.О. К методике составления и анализа крупномасштабных комплексных микроклиматических карт при помощи ЭВМ. – Труды ГГО, 1974, вып. 339. С. 3-16.
38. Каринг П.Х. Агроклиматическая оценка и методы использования ресурсов мезо и микроклимата в сельском хозяйстве. - Автореф. докт. дисс. – Ленинград, 1991. – 64 с.
39. Каушила К.А. Микроклимат и его учет в сельском хозяйстве. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. –140 с.
40. Кельчевская Л.С. Влажность почв Европейской части СССР. –Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 183 с.
41. Климатические и микроклиматические исследования в Молдавии // Под ред. З. А. Мищенко. - Кишинев: Штиинца, 1985. – 168 с.
42. Колосков П.И. Климатический фактор сельского хозяйства. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. –367 с.
43. Кондратьев К.Я., Манолова М.П. Дневной ход и дневные суммы суммарной и рассеянной радиации на различно ориентированных склонах. - Вестник ЛГУ. Серия Физика и химия, 1958, № 4. – С.6-16.
44. Кондратьев К.Я., Пивоварова З.И., Федорова М.П. Радиационный режим наклонных поверхностей. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. –214 с.
45. Клыпучто В.С. Изменение теплового баланса мелиорируемых почв в Южной Карелии //Водный и тепловой режим осушаемых почв Карелии. – Петрозаводск: Кар. Фил. АН СССР, 1981. –С. 20-32.
46. Константинов А.Р., Струзер Л.Р. Лесные полосы и урожай. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. –213 с.
47. Константинов А.Р. Испарение в природе. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. –532 с.
48. Константинова Т.С. Агроклиматические ресурсы территорий со сложным рельефом (теоретические основы оценки и методы их учета в практических задачах ). – Автореф. докт. дисс. – Москва, 1992. – 45 с.
49. Копылов Н.М. Суммарная и рассеянная радиация, поступающая на склоны в условиях среднего Урала. – Сб. раб. Свердл. ГМО, 1970, вып. 11. - С.26-32.
50. Куртинер Д.А., Усков И.Б. Управление микроклиматом сельскохозяйственных полей. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. –263 с.
51. Лархер В. Экология растений. – М.: Мир, 1978. – 185 с.
52. Ляшенко Г.В. Агроклиматическая оценка продуктивности сельскохозяйственных культур. Монографияю – Одесса,ННЦ «»ИВиВ им.В.Е.Таирова. – 2011. – 248 с.
53. Ляхова С.В. Микроклиматическая изменчивость суммарной радиации и ФАР на склонах в Украине // Метеорология, климатология и гидрология. – Одесса, 1998, вып. 35. – С. 209-222.

54. Методические указания по производству микроклиматических обследований в период изыскания. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. –68 с.
55. Методические указания по обобщению результатов микроклиматических исследований для целей сельскохозяйственного производства. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. –87 с.
56. Методические указания по расчету климатически обеспеченного действительно возможного урожая с конкретного поля при разработке систем земледелия колхозов и совхозов. – Москва: МСХ РСФСР, 1985. – 32 с.
57. Методи оцінки і районування мікрокліматичної мінливості радіаційно-теплових ресурсів України для оптимізації розміщення сільськогосподарських культур //Під ред. М.І. Кульбіді, З.А. Міщенко. - Київ, УкрГМЦ, 2004.- 111 с.
58. Микроклимат СССР. //Под ред. И.А. Гольцберг. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 286 с.
59. Микроклимат севера степной полосы Нижнего Поволжья. – Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1974. – 88 с.
60. Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры. – Л.: Гидрометеиздат, 1962. –250 с.
61. Мищенко З.А. Суточный ход температуры воздуха и его агроклиматическое значение. – Л.: Гидрометеиздат, 1962. – 198 с.
62. Мищенко З.А. Фитоклиматическая изменчивость теплового баланса и термический режим растений. – Труды ГГО, 1973, вып. 306. – С.49-63.
63. Мищенко З.А. Разномасштабные модели тепловых ресурсов для территорий со сложным рельефом. - Труды ГГО. – 1976. - вып. 351. – с.31-45.
64. Мищенко З.А., Николаева З.И. Мезоклиматическая изменчивость термического режима под влиянием морей и крупных водоемов. – Труды ГГО. 1976, вып. 351. – С. 46-60.
65. Мищенко З.А. Биоклимат дня и ночи. –Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 280с.
66. Мищенко З.А., Визитей В.Н. О микроклиматическом обосновании ПААКЛ и формировании алгоритмов агроклиматических расчетов для ЭВМ. //Климатические и микроклиматические исследования в Молдавии. - Кишинев: Штиинца, 1985. – С.65-84
67. Мищенко З.А. Учет микроклимата при размещении виноградников и садов. – Кишинев: Штиинца, 1986. –103 с.
68. Мищенко З.А. Новый метод агроклиматического районирования с учетом микроклимата для развития адаптивного растениеводства // Актуальные проблемы агроклиматического обеспечения «Продовольственной программы СССР». – Л.: Гидрометеиздат, 1987. -С.33-54.

69. Мищенко З.А., Дымченко И.В. Микроклиматическая карта заморозко- и морозоопасности для размещения винограда и плодовых культур. //Агроклиматические ресурсы и микроклимат Молдавии. - Кишинев: Штиинца, 1988. – С.74-93.
70. Мищенко З.А. Микроклимат сельскохозяйственных культур, выращиваемых в условиях холмистого рельефа. //Селскостопанська метеорологія. Том III. – София: БАН, 1989. С. 34-58.
71. Міщенко З.А., Ляшенко Г.В. Мікрокліматичне картографування радіаційно-теплових ресурсів на морфометричній основі. // Метеорологія, кліматологія і гідрологія, 1995, вип. 30.- С.97-104.
72. Мищенко З.А., Ляхова С.В. Региональная оценка агроклиматических ресурсов на территории Украины и урожай винограда.// Метеорология, климатология и гидрология, 1999. - Вып. № 36. - с. 100-118.
73. Мищенко З.А., Ляхова С.В. Агроклиматическая оценка условий морозоопасности для перезимовки винограда на территории Украины. // Метеорология, климатология и гидрология, 1999, вып № 36. - С.119-133.
74. Мищенко З.А., Кирнасовская Н.В. Сельскохозяйственная оценка климата различных почв на территории Украины. // Метеорология, климатология и гидрология, 2001, вып. 44. – С.117-124.
75. Мищенко З.А. Развитие методов разномасштабного агроклиматического районирования территорий с учетом микроклимата. //Матеріали міжнародної конференції “Гідрометеорологія і охорона навколишнього середовища – 2002”. – Одеса: ОДЕКУ. - 2002.- с.256-263.
76. Мищенко З.А. Мезо - и микроклиматическая изменчивость теплового режима дня и ночи на территории СНГ. // Метеорология и гидрология, 2002, №8. – С. 94-104.
77. Миронова Е.А. Опыт морфометрической характеристики эрозионных процессов. // Сельскохозяйственная эрозия и новые методы ее изучения. – М.: Изд-во АН СССР, 1968. С.193-222.
78. Муминов Ф.А. Тепловой баланс и метеорологический режим картофельного поля. – Л.: Гидрометеиздат, 1963. – 150 с.
79. Несмелова Е.И., Филиппова М.Г. Микроклиматология. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – 163 с.
80. Огнева Т.А. О соотношении составляющих теплового баланса на территории Советского Союза. – Труды ГГО, 1968, вып. 233. – с.110-117.
81. Пивоварова З.И. Радиационные характеристики климата на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 335 с.
82. Пигольцина Г.Б. Радиационные факторы мезо и микроклимата. – Санкт-Петербург: СПбЛТА, 2003. – 199 с.
83. Полевой А.Н. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. -Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 175 с.

84. Полевой А.Н. Сельскохозяйственная метеорология. - Л.: Гидрометеиздат, 1992. – 424 с.
85. Почвенно-климатический атлас Новосибирской области // Под ред. А.П. Сляднева. – Новосибирск: Наука Сиб. Отд-ния, 1978. –121 с.
86. Рекомендации по оценке микроклиматических ресурсов Нечерноземной зоны РСФСР. - М.: Гидрометеиздат, 1981. – 81 с.
87. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Т.1. -Л.: Гидрометеиздат, 1965. – 663 с.
88. Романова Е.Н. Микроклиматическая изменчивость основных элементов климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 280 с.
89. Романова Е.Н., Мосолова Г.И., Береснева И.А. Микроклиматология и ее значение для сельского хозяйства. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 245 с.
90. Романова Е.Н., Гобарова Е.О., Жильцова Е.Л. Методы мезо - и микроклиматического районирования для целей оптимизации размещения сельскохозяйственных культур с применением технологии автоматизированного расчета. – С.- Петербург: Гидрометеиздат, 2003. – 104 с.
91. Росс Ю.К. Радиационный режим и архитектура растительного покрова. - Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 341 с.
92. Руководство по изучению микроклимата для целей сельскохозяйственного производства. - Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 151 с.
93. Сапожникова С.А. Микроклимат и местный климат. - Л.: Гидрометеиздат, 1950. – 242 с.
94. Сакали Л.Н. Тепловой баланс Украины и Молдавии. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. 230 с.
95. Селянинов Г.Т. Климатическое районирование СССР для сельскохозяйственных целей // Памяти академика Л.С. Берга. - М., Л.: 1955, с. 187-225.
96. Сивков С.И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. 230 с.
97. Синицина Н.И., Гольцберг И.А., Струнников Э.А. Агроклиматология. -Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 344 с.
98. Сиротенко О.Д. Математическое моделирование водно-теплового режима и продуктивности агроэкосистем. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. –167 с.
99. Скворцов А.А. Орошение сельскохозяйственных полей и микроклимат. - Л.: Гидрометеиздат, 1964. – 274 с.
100. Справочник по климату СССР. Части 1-4. Вып. 1-34. – Л.: Гидрометеиздат. -1968 –1972.
101. Смит К. Основі прикладної метеорології. - Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 424 с.

102. Тикунов В.С. Алгоритм для составления типологических карт с помощью ЭВМ. В сб. Синтез в картографии. – М.: Изд-во МГУ, 1976.- С.162-167.
103. Тооминг Х.Г. Солнечная радиация и формирование урожая. - Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 200 с.
104. Тооминг Х.Г. Экологические принципы максимальной продуктивности посевов. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. –264 с.
105. Труды ГГО //Микроклиматология. - Л.: Гидрометеиздат, вып.: 1965 - 180, 1969- 248, 1970 – 264, 1972 – 288, 1973 – 306, 1974 – 339, 1976 – 351, 1977 – 385, 1980 – 426, 449, 1982 – 464, 1986 – 512, 1990 – 532.
106. Уланова Е.С., Забелин В.Н. Методы корреляционного и регрессионного анализа в агрометеорологии. - Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 200 с.
107. Харченко С.И. Гидрология орошаемых земель. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 374 с.
108. Шашко Д.И. Агроклиматические ресурсы СССР.□ Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 247 с.
109. Шашко Д.И.Агроклиматическое районирование СССР.- М.:Колос, 1967. – 335 с.
110. Шатилов И.С., Чудновский А.Ф. Агрофизические, агрометеорологические и агротехнические основы программирования урожаяв. - Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 247 с.
111. Шнелле Ф. Фенология растений. - Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 259с.
112. Шульгин А.М. Климат почвы и его регулирование. - Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 341 с.
113. Щебеко В.Ф. Изменение микроклимата под влиянием мелиорации болот. – Минск: Наука и техника, 1977. – 285 с.
114. Щербань М.И. Микроклиматология. – Киев: Вища школа, 1985.
115. Etude meso – climatique du canton de Vaud. / par M.Bernard Primauet. Lausenn: Office cantonal vaudois de J’urbanism. 1972. – 186 p.
116. Lowry W.P., Lowry P.P. Fundamental of biometeorology. Peavine (Oreson, United States). 1989. – 650 p.
117. Mischenko Z.A. Agroclimatic Mapping of the Continents. Agricultural Meteorology CagM. Report, N 23. - Geneva, WMO. 1984. – 131 p.
118. Munn R.E. Descriptive micrometeorology. – Academie Press, New Vork and London. 1966. – 245 p.
119. Obrebska- Starkova B. Detaillierte Karticrung der mezo u microclimatischen Verhaltnisse in Mittelgebirgen. – Zesl. Nauk. V.U. Prase geogr. 1971, Bd. 224. - S. 309-316

## **ТЕСТИ ДО ІСПИТУ З ДИСЦИПЛІНИ**

### **Розділ 1 Методи досліджень в мікрокліматології**

#### **1. Мікрокліматологія – це дисципліна, яка вивчає:**

- а) макромасштабні процеси формування кліматів земного шару;
- б) мезомасштабні процеси формування кліматів;
- в) мікромасштабні процеси формування кліматів;
- г) агрокліматичні ресурси.

#### **2. Предметом дослідження в мікрокліматології є:**

- а) макромасштабні процеси формування кліматів земного шару;
- б) мезомасштабні процеси формування кліматів;
- в) мікромасштабні процеси формування кліматів;
- г) агрокліматичні ресурси.

#### **3. Методи досліджень в мікрокліматології:**

- а) експериментальні;
- б) експериментальні, розрахункові, картографічні, моделювання;
- в) динамічне моделювання; картографування;
- г) розрахункові.

### **Розділ 2 Фізичний та динамічний механізми формування мікроклімату**

#### **4. Енергетичний механізм формування мікроклімату враховує:**

- а) величину сонячної радіації як функцію кута падіння сонячних променів на земну поверхню і кута нахилу цієї поверхні;
- б) рух повітряних мас і зміну їх гідротермічних властивостей;
- в) кут нахилу земної поверхні і рух повітряних мас;
- г) величину сонячної радіації як функцію кута падіння сонячних променів на земну поверхню і руху повітряних мас.

#### **5. Динамічний механізми формування мікроклімату враховує**

- а) величину сонячної радіації як функцію кута падіння сонячних променів на земну поверхню і кута нахилу цієї поверхні;

- б) рух повітряних мас і зміну їх гідротермічних властивостей;
- в) кут нахилу земної поверхні і рух повітряних мас;
- г) кут нахилу земної поверхні і рух повітряних мас;

**6. Механізм формування мікрокліматичної мінливості показників вітрового режиму пов'язаний з:**

- а) енергетичними факторами;
- б) динамічними факторами;
- в) динамічними і енергетичними;
- г) тепловими факторами.

**7. Найбільшою мікрокліматичною мінливістю характеризуються такі показники:**

- а) середньодобові та середньомісячні величини температури, кількість опадів, атмосферний тиск;
- б) екстремальні величини термічного режиму, пряма, сумарна і фотосинтетично активна радіація, швидкість вітру, випарування, випаровуваність, запаси вологи у ґрунті;
- в) середньорічні величини кількості опадів та температур повітря;
- г) суми активних температур.

**8. До основних показників вітрового режиму відносять:**

- а) швидкість та напрямок вітру;
- б) швидкість і стійкість вітру;
- в) напрямок і величину вітру;
- г) горизонтальний рух повітряних мас.

**9. Механізм формування мікрокліматичної мінливості нічних температур пов'язаний з:**

- а) енергетичними факторами;
- б) динамічними факторами;
- в) динамічними і енергетичними факторами;
- г) тепловими факторами.

**10. Механізм формування мікрокліматичної мінливості фотосинтетично активної радіації пов'язаний з:**

- а) динамічними і енергетичними факторами;



- б) тепловими факторами;
- в) енергетичними факторами;
- г) динамічними факторами.

**11. Механізм формування мікрокліматичної мінливості денних температур пов'язаний з:**

- а) енергетичними факторами;
- б) динамічними факторами;
- в) динамічними і енергетичними факторами;
- г) тепловими факторами.

**12. Механізм формування мікрокліматичної мінливості показників морозонебезпечності пов'язані з:**

- а) енергетичними факторами;
- б) динамічними факторами;
- в) динамічними і енергетичними факторами;
- г) тепловими факторами..

**13. Максимальна швидкість вітру спостерігається в таких місцезположеннях:**

- а) на вододілі;
- б) на рівнині;
- в) на дні долини;
- г) в середній частині північного схилу;

**Розділ 3 Методи оцінки мезо- та мікрокліматичної мінливості показників агрокліматичних ресурсів**

**10. Період активної вегетації визначається за датами переходу температур через:**

- а) 5°C;
- б) 10°C;
- в) 15°C;
- г) 20°C.

**11. Механізм формування мікрокліматичної мінливості сумарної радіації пов'язаний з:**

- а) енергетичними факторами;
- б) динамічними факторами;
- в) динамічними і енергетичними факторами;
- г) тепловими факторами.

**12. На яких експозиціях схилів величина фотосинтетично активної радіації вище:**

- а) південних;
- б) північних;
- в) західних;
- г) східних..

**14. Елементи рельєфу, які обумовлюють перерозподіл сум денних температур є:**

- а) експозиція та крутість схилів;
- б) тип і форма рельєфу, відносне перевищення висот і місцезположення на схилі;
- в) абсолютна висота місцевості;
- г) форма рельєфу.

**15. Максимальна величина сум денних температур спостерігається в таких місцезположеннях:**

- а) на дні долини;
- б) в середній частині північного схилу;
- в) в верхній частині південного схилу;
- г) на вододілах.

**16. Елементи рельєфу, які обумовлюють перерозподіл випаровуваності:**

- а) форма рельєфу, частина схилів, експозиція та крутість схилів;
- б) відносне перевищення висот;
- в) абсолютна висота місцевості;
- г) частина схилів.

**17. Зі зростанням стрімкості південних схилів величина випаровування:**

- а) знижується;
- б) зростає;
- в) спочатку знижується, а потім зростає;
- г) спочатку зростає, а потім знижується.

**18. До основних показників радіаційних ресурсів відносять:**

- а) сумарну та фотосинтетично активну радіацію;
- б) радіацію випромінювання;
- в) радіонукліди;
- г) теплову радіацію.

**19. Елементи рельєфу, які обумовлюють перерозподіл фотосинтетично активної радіації:**

- а) експозиція та крутість схилів;
- б) відносне перевищення висот;
- в) абсолютна висота місцевості;
- г) форма рельєфу.

**20. Зі зростанням стрімкості північних схилів величина фотосинтетично активної радіації:**

- а) знижується;
- б) спочатку знижується, а потім зростає;
- в) залишається без змін;
- г) зростає

**21. Мінімальна величина сум денних температур спостерігається в таких місцеположеннях:**

- а) на дні долини;
- б) на вододілі;
- в) в середній частині північного схилу;
- г) верхній частині південного схилу;

**22. Максимальна величина сум нічних температур спостерігається в таких місцеположеннях:**

- а) на дні долини;

- б) в середній частині північного схилу;
- в) в верхній частині схилу;
- г) на вододілі.

**23. Елементи рельєфу, які обумовлюють перерозподіл випаровування:**

- а) тип ґрунту;
- б) абсолютна висота місцевості, відносне перевищення висот, місцеположення на схилі, механічний склад ґрунту;
- в) місцеположення на схилі, механічний склад та тип ґрунту, форма рельєфу, експозиція та стрімкість схилу;
- г) місцеположення на схилі, механічний склад та тип ґрунту, абсолютна висота місця, величина атмосферного тиску;

**24. Зі зростанням стрімкості північних схилів величина випаровування:**

- а) знижується;
- б) зростає;
- в) спочатку зростає, а потім знижується;
- г) спочатку знижується, а потім зростає.

**25. На яких місцеположеннях запаси вологи у ґрунті максимальні (за однакового ґрунтового покриття):**

- а) на схилах південної експозиції;
- б) на схилах північної експозиції;
- в) на рівнині;
- г) на дні долин.

**26. Для яких ґрунтів характерна менша добова та річна амплітуда температур:**

- а) супісків;
- б) суглинків;
- в) супісків і суглинків;
- г) болотних.

**27. На яких місцеположеннях запаси вологи у ґрунті мінімальні (за однакового ґрунтового покриття):**

- а) на схилах північної експозиції;
- б) на схилах південної експозиції;
- в) на рівнині;
- г) на дні долин.

**28. На яких експозиціях схилів величина сумарної радіації вище:**

- а) західних;
- б) південних;
- в) північних;
- г) східних.

**29. Зі зростанням стрімкості південних схилів величина фотосинтетично активної радіації:**

- а) спочатку знижується, а потім зростає;
- б) знижується;
- в) зростає;
- г) спочатку зростає, а потім знижується.

**30. До основних показників теплових ресурсів відносять:**

- а) суму активних, ефективних, денних та нічних температур;
- б) суму денних та нічних температур;
- в) суму активних і ефективних температур;
- г) суму опадів.

**31. Елементи рельєфу, які обумовлюють перерозподіл сум нічних температур:**

- а) експозиція та крутість схилів;
- б) відносне перевищення висот і форма рельєфу;
- в) абсолютна висота місцевості;
- г) форма рельєфу.

**32. Назвати показники зволоження:**

- а) кількість опадів, випаровування,  $t > 10^{\circ}\text{C}$ ;
- б) кількість опадів, випаровування, випаровуваність і запаси вологи;
- в) випаровування, випаровуваність, запаси вологи, біофізичний коефіцієнт;
- г) зволоження.

**33. На яких місцезнаходженнях випаровуваність максимальна:**

- а) на схилах північної експозиції;
- б) на схилах південної експозиції;
- в) на рівнині;
- г) на дні долини.

**34. На яких місцезнаходженнях випаровування максимальне (за однакового ґрунтового покриву):**

- а) на схилах північної експозиції;
- б) на рівнині;
- в) на дні долини;
- г) на схилах південної експозиції;

**35. В яких місцезнаходженнях запаси вологи у ґрунті максимальні:**

- а) на схилах північної експозиції;
- б) на схилах південної експозиції;
- в) на рівнині;
- г) на дні долин.

**36. Назвати показники зволоження:**

- а) випаровування, випаровуваність, запаси вологи, біофізичний коефіцієнт;
- б) зволоження;
- в) кількість опадів, випаровування,  $t > 10^{\circ}\text{C}$ ;
- г) кількість опадів, випаровування, випаровуваність і запаси вологи.

**37. На яких місцезнаходженнях випаровуваність максимальна:**

- а) на схилах північної експозиції;
- б) на схилах південної експозиції;
- в) на дні долини;
- г) на рівнині.

**38. На яких місцезнаходженнях випаровування мінімальне (за однакового ґрунтового покриву):**

- а) на рівнині;
- б) на схилах північної експозиції;

- в) на схилах південної експозиції;
- г) на дні долини.

**39. На яких експозиціях схилів запаси вологи у ґрунті максимальні:**

- а) на схилах північної експозиції;
- б) на схилах південної експозиції;
- в) на рівнині;
- г) на дні долин.

**Розділ 4 Мезо- і мікрокліматична мінливість лімітуючих агроклімаичних факторів**

**40. Які агрокліматичні фактори відносяться до лімітуючих:**

- а) морозонебезпечність, посушливість, заморозконебезпечність;
- б) посушливість, заморозконебезпечність;
- в) морозонебезпечність, нестача тепла за вегетаційний період, посушливість, заморозконебезпечність;
- г) морозонебезпечність.

**41. Мінімальна величина середнього із абсолютних мінімумів температури повітря спостерігається:**

- а) на дні вузької долини, в улоговині;
- б) в середній частині північного схилу;
- в) в верхній частині схилу;
- г) на вододілі.

**42. Які типи заморозків характеризуються найбільшою мікрокліматичною мінливістю:**

- а) радіаційні;
- б) адвективні;
- в) адвективно-радіаційні;
- г) ніякі.

**43. Максимальна величина середнього із абсолютних мінімумів температури повітря спостерігається на:**

- а) на дні вузької долини, в улоговині;
- б) в середній частині північного схилу;
- в) в верхній частині схилу;
- г) на вододілі.

**44. Якими елементами підстильної поверхні визначається мікрокліматична мінливість тривалості беззаморозкового періоду:**

- а) абсолютною висотою місцевості, типом і формою рельєфу, відносним перевищенням, місцеположенням на схилі;
- б) місцеположенням на схилі, механічним складом та типом ґрунтів, формою рельєфу, експозицією та стрімкістю схилу;
- в) місцеположенням на схилі, механічним складом та типом ґрунтів, абсолютною висотою місця, величиною атмосферного тиску;
- г) експозицією і стрімкістю схилів.

**45. Раніше припиняються заморозки весною в таких місцеположеннях:**

- а) на дні вузької долини, в улоговині;
- б) в середній частині північного схилу;
- в) в верхній частині схилу;
- г) на вододілі.

**46. Назвати показники морознебезпечності:**

- а)  $T_{\text{сер. абс.мін}}$ ,  $T_{3\text{см}}$ ,  $H$ ,  $h$ ;
- б)  $W$ ,  $T_{3\text{см}}$ ,  $H$ ,  $h$ ;
- в)  $T_{\text{сер. абс.мін}}$ ,  $\Sigma T$ ,  $H$ ,  $h$ ;
- г) швидкість вітру і атмосферний тиск..

**47. Які фактори впливають на мікрокліматичну мінливість показників заморознебезпечності:**

- а) циклони і антициклони;
- б) відносне перевищення місцевості, місцеположення на схилі;
- в) величина сумарної радіації;
- г) вітер.



**48. Фонова оцінка умов заморозконебезпечності виконується за даними таких місцеположень:**

- а) рівне місце, середина пологого схилу;
- б) вододіл;
- в) дно вузької долини, рівне місце;
- г) дно вузької замкненої долини.

**49. Фонова оцінка умов морозонебезпечності виконується за даними таких місцеположень:**

- а) рівне місце, середина пологового схилу;
- б) дно вузької долини, рівне місце;
- в) середина пологого схилу, дно вузької замкненої долини;
- г) вододіл.

**50. Які умови впливають на мікрокліматичну мінливість показників морозонебезпечності:**

- а) циклони і антициклони;
- б) величина сумарної радіації;
- в) відносне перевищення місцевості, місцеположення на схилі;
- г) пасати.

**51. Фонова оцінка умов заморозконебезпечності виконується за даними таких місцеположень:**

- а) рівне місце, середина пологого схилу;
- б) вододіл;
- в) дно вузької долини, рівне місце;
- г) дно вузької замкненої долини.

**52. Мікрокліматичне картографування випаровування здійснюється у такому масштабі:**

- а) М 1:50 000 - 1: 10 000 та крупніше;
- б) М 1: 100 000 - 1 000 000;
- в) М 1: 1 000 000 менше;
- г) менше М 1: 1 000 000.

**53. Пізніше наставають заморозки восени в таких місцезонах:**

- а) на дні вузької долини, в улоговині;
- б) в середній частині північного схилу;
- в) в верхній частині схилу;
- г) на вододілі.

**54. Найменша інтенсивність заморозків відзначається в таких місцезонах:**

- а) на дні вузької долини, в улоговині;
- б) в середній частині північного схилу;
- в) в верхній частині схилу; г) немає різниці.

#### **Розділ 5 Методи різномасштабного агрокліматичного районування територій з врахуванням мікроклімату**

**55. Мікрокліматичне картографування показників морозонебезпечності здійснюється у такому масштабі:**

- а) М 1:50 000 - 1: 10 000 та крупніше;
- б) М 1: 100 000 - 1 000 000;
- в) М 1: 1 000 000 менше;
- г) менше М 1: 1 000 000.

**56. Мікрокліматичне картографування показників радіаційних ресурсів здійснюється у такому масштабі:**

- а) М 1:50 000 - 1: 10 000 та крупніше;
- б) М 1: 100 000 - 1 000 000;
- в) М 1: 1 000 000 менше;
- г) менше М 1: 10 000 000.

**57. Для мікрокліматичного картографування показників ресурсів зволоження необхідна така інформація метеостанцій:**

- а) кількість опадів, ГТК Селянинова, дефіцит вологості повітря, запаси вологи у ґрунті;
- б) кількість опадів, значення максимальних та мінімальних температур, значення коефіцієнтів зволоження;

- в) кількість опадів, ГТК Селянинова, значення швидкості та напрямку вітру;
- г) атмосферний тиск.

**58. Для мікрокліматичного картографування випаровуваності необхідні морфометричні карти таких елементів рельєфу:**

- а) абсолютної висота місця;
- б) відносного перевищення місця, місцеположення на схилі;
- в) експозиції та стрімкості схилів, місцеположення на схилі; форми рельєфу;
- г) типу та механічного складу ґрунту.

**59. На першому етапі агрокліматичного районування з врахуванням мікроклімату виконується:**

- а) аналіз фонових агрокліматичних умов;
- б) розрахунок параметрів мікрокліматичної мінливості агрокліматичних умов;
- в) аналіз геоморфологічної ситуації території;
- г) виділення мікрокліматичних районів.

## Предметний покажчик

### А

Абсолютна висота над рівнем моря 8, 126  
Агрокліматичні ресурси 9, 42  
Альbedo діяльної поверхні 10  
Архітектоніка агроценозів 42

### Б

Базис ерозії 33  
Баланс  
- радіаційний 10, 13  
- тепловий 10, 13  
- водний 69  
Беззаморозковий період 99, 122  
Бризова циркуляція 17

### В

Вологість повітря  
- відносна 65  
- абсолютна 65  
Вологість ґрунту 74  
Відкрите рівне місце 11  
Візуальні мікрокліматичні зйомки 29  
Вітри схилів 17  
Вітровий режим 16, 18  
Випаровування 11, 70, 71  
Випаровуваність 69, 70, 71  
Витрати тепла на випаровування 14  
Висота сонця 40  
Вологоспоживання  
-фактичне 69  
-оптимальне 71  
Вологозабезпеченість 65, 71, 72

### Г

Географічна мінливість показників клімату 65, 101  
Ґрунти  
- піщані 68  
- супіщані 68

- середньосуглинисті 68
- важкосуглинисті 68
- глинисті 68

## Д

- Дефіцит насичення водяної пари 65
- Діяльна поверхня 11, 12
- Динамічна і термодинамічна дія рельєфу на вітер 17
- Довгота місця 101
- Добовий хід температури повітря 18, 48, 49
- Добова амплітуда температур 50

## Е

- Експозиція схилу 30, 40, 41
- Енергетичний механізм 7, 9, 51

## З

- Заморозки 9, 100, 105
- Заморозконебезпечність весною та восени 9, 100, 105, 110
- Запаси продуктивної вологи у ґрунті 36, 89
- Зони зволоження 36, 68, 73, 77
- Зволоження ґрунту 36

## І

- Інверсія температури 8, 102
- Інформація агрокліматична
  - кліматична 36, 38
  - мікрокліматична 5, 26, 48, 148

## К

- Картування мікроклімату 146
- Карти
  - агрокліматичні 146, 148, 154
  - ґрунтові 146
  - кліматичні 146
  - дрібномасштабні 18, 146
  - середньомасштабні 146
  - великомасштабні 152, 153
- Ключові ділянки 30, 31
- Континентальність клімату 100, 120
- Коефіцієнт

- турбулентного обміну 12
- температуропровідності 12
- зволоження 69, 72

## М

- Мікрокліматичне картування 146, 148, 153
  - крупномасштабне 153
  - комплексне 146
  - різномасштабне 146, 147
- Мезоклімат 69, 71
- Мікрокліматичний експеримент 29, 30, 31
- Мікрокліматичні ресурси 38, 40
- Місцеположення 29, 33, 48, 77, 96, 148, 153
- Морозонебезпечність 120, 122, 123
- Морозостійкість рослин 121

## Н

- Неоднорідність діяльної поверхні 31
- Небезпечні явища погоди
  - заморозки 99, 103
  - морози 120, 121
  - посухи 65
- Номограма забезпеченості 155

## О

- Озеро холоду 31, 48, 100
- Опади 63, 64

## П

- Параметри
  - кліматичні 8
  - мікрокліматичні 8, 50
  - статистичні 41
- Перезимівля рослин 120
- Підстильна поверхня 8, 19
- Показники
  - кліматичні 35

- агрокліматичні 35
- морфометричні 29, 30
- зволоження 70, 71
- Потік тепла у ґрунт 11, 13
- Повітрообмін 17
- Продуктивність рослин 148
- Продуктивна волога у ґрунті 18

## Р

- Радіаційний баланс 10, 11, 38
- Радіаційний нагрів діяльної поверхні 10, 11, 38
- Районування територій
  - агрокліматичне 139, 140
  - кліматичне 139
  - мікрокліматичне 139, 140, 148, 153
- Рельєф
  - пагорбкуватий 11, 46, 55, 83
  - горбистий 11, 46, 55, 83
  - гірський 11, 46, 55, 83
  - низько гірський 11, 46, 55, 83
- Ресурси
  - агрокліматичні 39, 146
  - кліматичні 146
  - мікрокліматичні 38, 44, 63
  - вологи 63
  - радіаційно-світлові 39
  - теплові 44

## С

- Середній із абсолютних річних мінімумів температури повітря 120, 121 7
- Сонячна радіація
  - пряма 9, 29, 40
  - розсіяна 29, 40
  - сумарна 29, 40
  - фотосинтетично активна 39, 40, 41

Стратегія розміщення сільськогосподарських культур 7

Структура теплового балансу 9, 10

Сума температур

- активних 45
- денних 45, 47, 48
- нічних 45, 47, 48
- середньодобових 45

Схили

- західні 16, 30, 70, 148
- південні 16, 30, 70, 148
- північні 16, 30, 70, 148
- східні 16, 30, 70, 148
- пологі 16, 30, 70, 148
- круті 16, 30, 70, 148
- опуклі 65, 69
- увігнуті 65, 69

## Т

Температура

- вертикальний градієнт 12
- денна повітря 32
- денна діяльної поверхні 32
- добова 50
- найхолоднішого місяця 121
- найхолоднішої п'ятиденки 120, 121, 122
- нічна 120
- рослин 120

Теплозабезпеченість рослин 45, 46

Тепловий баланс діяльної поверхні 70

Теплофізичні властивості ґрунту 70

Термічний режим дня та ночі 69, 70

Термоперіодизм рослин 7

Типізація місцеположень 30, 31

Турбулентний потік тепла 10

Тривалість освітлення 39

## Ф

Фонові карти 146, 148

Форма рельєфу

- вершина 28, 30, 32, 41, 54, 64, 100, 121, 147
- вододільне плато 28, 30, 32, 41, 54, 64, 100, 121, 147
- долина 28, 30, 32, 41, 54, 64, 100, 121, 147



- замкнена долина 28, 32, 41,54, 64, 100, 121, 147  
- улоговина 28, 30, 32, 41,54, 64, 100, 121, 147  
Фотоперіодизм рослин 28, 54

Ш

Широта місця 83

## Авторський покажчик

### А

Айзенштат Б.А. 18  
Адаменко В.М. 20  
Алпатыєв О.М. 99  
Амірджанов О.Г. 148

### Б

Береснева І.А. 63  
Берлянд Т.Г. 100  
Будико М.І. 19, 63, 75  
Бурман Е.А. 20

### В

Веріго С.А. 73  
Воєйков О.І. 46

### Г

Гейгер Р. 7, 38  
Гойса М.І. 24  
Голубова Т.О. 41, 42  
Гольцберг І.А. 36, 99, 102, 107, 109, 124, 147  
Глущенко А.Ф. 107  
Горишина Н.Г. 146

### Д

Давітая Ф.Ф. 122, 126, 141, 146  
Дубінський Г.П. 104

### Е

Єфимова Н.О. 28

### З

Захарова О.Ф. 39  
Зубенок Л.І. 70, 72, 75

### И

Інт Л.Є. 27  
Йиги Я.О. 27

### К

Каринг П.Г. 27

Каушила К.А. 27  
Кельчевская Л.С. 89  
Кирнасівська Н.В. 148  
Кондратьев К.Я. 39  
Колосков П.И. 146  
Копачевська М.М. 10

## Л

Ляшенко Г.В. 27, 100, 104, 107, 148, 152  
Ляхова С.В. 141, 148

## М

Манолова М.П. 14  
Мищенко З.А. 27, 36, 100, 104, 116, 122, 126, 132, 138, 141, 147, 148  
Мкртчян Р.С. 100  
Мумінов Ф.А. 19

## Н

Несмелова О.И. 146

## О

Огнева Т.О. 13

## П

Пивоварова З.И. 39, 75  
Попов В.П. 146  
Полевой А.М. 52

## Р

Разумова Л.О. 73  
Роде О.О. 89  
Романова О.Н. 20, 23, 66, 89, 94  
Росс Ю.К. 8

## С

Сапожнікова С.А. 20, 34, 99, 146  
Сакалі Л.М. 148  
Селянінов Г.Т. 99, 124, 146  
Сівков С.И. 28  
Сміт К. 121

## Т

Туркетті З.Л. 100

Тоомінг Х.Г. 148

## **Ф**

Федорова М.П. 38, 39

Федосєєв О.П. 87

## **Х**

Чирков Ю.І. 146

## **Ш**

Шашко Д.І. 63, 146

Шнелле Ф. 46

Шульгін О.М. 148

## **Щ**

Щебеко В.Ф. 73, 113

Щербань М.І. 64

## **L**

Lowry W.P. 7

Lowry P.P. 7

## **M**

Munn R.E. 7

## **O**

Obrebska- Starkova B. 148

## **P**

Primaulet M.Bernard 148

Навчальне видання

**ПРАКТИКУМ З МІКРОКЛІМАТОЛОГІЇ**  
Навчальний посібник

Ляшенко Галина Віталіївна  
Данілова Наталя Василівна

доктор геогр. наук, професор Ляшенко Г.В.  
кандидат геогр. наук, асистент Данілова Н.В.

Підп. до друку                      Формат 60x84/16    Папір офс.  
Умовн. друк. арк.                      Тираж                      Зам. №  
Надруковано з готового оригінал-макета

---

Одеський державний екологічний університет  
65016, Одеса, вул. Львівська, 15

---